ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

СВОДНЫЙ ТОМ

Выпуск 1



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

СВОДНЫЙ ТОМ В ПЯТИ ВЫПУСКАХ
С АТЛАСОМ КАРТ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
А. В. СИДОРЕНКО

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА
Н. В. РОГОВСКАЯ, Н. И. ТОЛСТИХИН, В. М. ФОМИН

МОСКВА «НЕДРА» 1976

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ВСЕГИНГЕО)

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

СВОДНЫЙ ТОМ

Выпуск 1

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ СССР

РЕДАКТОР
Н. В. РОГОВСКАЯ

МОСКВА «НЕДРА» 1976

УДК 551.49(47+57)

Гидрогеология СССР. Сводный том в пяти выпусках. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. М., «Недра», 1976, 656 с. (ВСЕГИНГЕО)

В книге отражены современные представления об основных закономерностях распространения подземных вод на территории СССР по крупным гидрогеологическим областям, в пределах которых дано более дробное гидрогеологическое районирование. Рассмотрены платформенные (континентальные, океанические) и горноскладчатые области. Выделены и описаны водоносные горизонты и комплексы, охарактеризованы факторы, определяющие гидрогеологические условия территории, распределение, специфику и формирование подземных вод отдельных крупных бассейнов.

Книга предназначена для гидрогеологов, геологов широкого профиля и специалистов, занимающихся региональными вопросами гидрогеологии.

Табл. 43, ил. 91, список лит. — 124 назв.

Book I of the Summary volume of the monography «Hydrogeology of the USSR» — «Principal regularities of ground-water distribution on the USSR territory», authors'body, Editor-in-chief N. V. Rogovskaya, M., «Nedra», 1976

The book concerns the present ideas of the principal regularities of ground-water distribution in large hydrogeological areas and regions on the territory of the USSR. Hydrogeological subdivision of the USSR territory is given. Principal aquifers, complexes and regional aquicludes are described. The factors which determine the distribution and formation of ground water as well as hydrogeological specific peculiarities of some larg regions are characterized.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СВОДНОГО ТОМА

ЕФИМОВ А. И.
РОГОВСКАЯ Н. В.
СИДОРЕНКО А. В.
СМИРНОВ С. И.
ТОЛСТИХИН Н. И.
ФОМИН В. М.
ЧУРИНОВ М. В.
ЯРОЦКИЙ Л. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ 1-ГО ВЫПУСКА

ЕФИМОВ А. И.
ЗАЙЦЕВ И. К.
МАНЕВСКАЯ Г. А.
НИКИТИН М. Р.
РОГОВСКАЯ Н. В.
ТОЛСТИХИН Н. И.

Г $\frac{20806-093}{043(01)-76}$ 52-75

© Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО), 1976

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие *Н В Роговская* 8

Содержание основных терминов, используемых в сводном томе монографии «Гидрогеология СССР» *Н В Роговская* . 9

Схема и принципы гидрогеологического районирования территории СССР. *Н В Роговская* . . 12

Введение *Н В Роговская* 21

ЧАСТЬ I

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ ПЛАТФОРМ

Глава 1 **Восточно-Европейская (Русская) платформа (I)** *Б Н Архангельский Я А Сыроквашина, Н В Сергеева Г П Якобсон* 23

Физико географические и геологические условия 23
Гидрогеологическое расчленение геологического разреза 32
Основные закономерности распространения и формирования подземных вод . 71
Гидрогеологическое районирование 88
Народнохозяйственное значение подземных вод 95

Глава 2 **Западно-Сибирская платформа (VIII).** *Г П Богомяков И В Гармонов, В А Нуднер* 100

Физико географические и геологические условия 100
Гидрогеологическое расчленение геологического разреза 105
Гидрогеологическое районирование 119
Основные закономерности формирования подземных вод 125
Народнохозяйственное значение подземных вод 134

Глава 3 **Туранская плита (III)** *Б Е Антыпко Л А Островский Г В Куликов Р П Теуш В М Фомин, Н Н Ходжибаев* 138

Физико-географические и геологические условия 138
Гидрогеологическое расчленение геологического разреза 142
Гидрогеологическое районирование 158
Основные закономерности формирования подземных вод этапы гидрогеологического развития 165
Народнохозяйственное значение подземных вод 183

Глава 4 **Восточно-Сибирская платформа (X)** *Е А Басков* 186

Физико географические и геологические условия 186
Гидрогеологическое расчленение геологического разреза 188
Гидрогеологическое районирование и зональность подземных вод 201
Основные черты формирования подземных вод 214
Народнохозяйственное значение подземных вод 220

Глава 5 **Арктические острова (XVII—XVIII).** *Н И Толстихин, Д В Ефимова, Я В Неизвестнов* 223

Физико географическое положение и климатические условия 223
Краткие сведения по изученности Гидрогеологическое районирование и мерзлая зона . . 224
Геологическое строение и гидрогеологические условия 227
Общие закономерности формирования подземных вод в арктических условиях Возможности использования подземных вод . 237

ЧАСТЬ II

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Глава 1. **Карпатская и Крымско-Кавказская складчатые области (II).** *И. Г. Киссин* 239

Физико-географические и геологические условия 239
Гидрогеологическое районироваиие 244
Карпатская гидрогеологическая область (II—1) 247
Крымско-Кавказская гидрогеологическая область (II—2) 253
Основные этапы палеогидрогеологического развития и закономерности формирования подземных вод 283
Народнохозяйственное значение подземных вод 292

Глава 2. **Копетдагско-Большебалханская складчатая область (IV).** *П. И. Калугин, О. Я. Калугина* 295

Физико-географические и геологические условия 295
Гидродинамическая и гидрохимическая зональность, характеристика водоносных комплексов, гидрогеологическое районирование 300
Вопросы палеогидрогеологии и основиые закономерности формирования подземных вод 316
Народнохозяйственное значение подземных вод 319

Глава 3. **Камчатско-Курильская складчатая область (XV—3).** *В. В. Иванов* . 320

Физико-географические и геолого-структурные условия 320
Гидрогеологическое расчленеиие разреза 327
Гидрогеологическое районирование 332
Геотермические условия Камчатки 338
Закономерности распространения основиых типов минеральных вод . 340
Основные закоиомериости формирования подземных вод 349
Роль подземных вод в образовании и дифференциации вулканических эксгаляций 353
Народнохозяйственное значение подземных вод 359

Глава 4. **Верхояно-Чукотская (XV) и Корякская (XV—1,2) складчатые области.** *Н. И. Индолева, И. А. Некрасов, О. Н. Толстихин* 362

Физико-географические, геологические и мерзлотные условия . . . 362
Гидрогеологическое районирование и расчленение разреза 371
Основные закономериости формирования подземных вод 392
Народнохозяйственное значение подземных вод 398

Глава 5. **Сахалинская складчатая область (XVI).** *О. В. Равдоникас* 400

Физико-географические и геолого-структурные условия 400
Гидрогеологическое районирование и расчленение разреза 403
Основные закономериости формирования подземных вод 413
Народнохозяйственное значение подземных вод 419

Глава 6. **Тимано-Уральская складчатая область (VII).** *В. И. Антипин, Н. Д. Буданов, А. С. Веретенникова* 421

Физико-географические и геолого-структурные условия 422
Гидрогеологические условия и районирование 428
Основные закономерности формирования подземных вод 440
Народнохозяйственное значение подземных вод 445

Глава 7. **Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирскаи складчатая область (V).** *Б. Е. Антыпко, Е. И. Лагутин, Л. А. Островский, В. С. Самарина* 448

Фнзико-географические и геолого-структурные условия 448
Гидрогеологическое расчленение разреза и основные закономерности распространения подземных вод 456
Гидрогеологическое районирование 463
Основные закономерности формирования подземных вод, этапы гидрогеологического развнтия 479
Наподиохозяйственное значение подземных вод 495

Глава 8. **Центрально-Казахстанская складчатая область (VI).** *П. М. Фролов, Б. В. Боревский, С. М. Мухамеджанов, В. Н. Островский, Р. П. Теуш, И. Е. Фалевич, М. А. Хордикайнен, С. М. Шапиро* 498

Физико-географические и геолого-структурные условия 498
Гидрогеологическое районирование 501

Гидрогеологическое расчленение разреза 504
Основные закономерности формирования подземных вод 517
Народнохозяйственное значение подземных вод 525

Глава 9. **Саяно-Алтайско-Енисейская складчатая область (IX).** *З. И. Кубышина, А. В. Зуев* 527

Физико-географические и геолого-структурные условия 527
Гидрогеологическое районирование. Водоносные комплексы и зоны трещиноватости. Зональность подземных вод 536
Основные закономерности формирования подземных вод 557
Народнохозяйственное значение различных типов подземных вод . . 563

Глава 10. **Восточно-Сибирская складчатая область (XI).** *А. И. Ефимов, Р. Я. Колдышева* 566

Физико-географические и геолого-структурные условия 566
Гидрогеологическое районирование 575
Гидрогеологическое расчленение разреза 583
Основные закономерности распространения и формирования подземных вод 592
Народнохозяйственное значение подземных вод и основные задачи дальнейших гидрогеологических исследований 602

Глава 11. **Складчатые области юга Дальнего Востока (XII и XIII).** *К. П. Караванов*, при участии *Е. Ф. Кирилловой* и *М. Р. Никитина* 604

Физико-географические и геолого-структурные условия. Гидрогеологическое районирование 604
Осиовные гидрогеологические закоиомерности 622
Народнохозяйственное значение подземных вод 638

Глава 12. **Таймырская складчатая область (XIX).** *Е. А. Басков* 640
Заключение. *Н. В. Роговская* 642

Список литературы 652

CONTENTS

Preface

The concepts of the main terms used in the summary volume of the monography Hydrogeology of the USSR
The scheme and the principles of hydrogeological subdivision
Introduction
Part I. Hydrogeological platform regions:
Chapter 1. East-European (Russian)
„ 2. West-Siberian
„ 3. Turanian
„ 4. East-Siberian
„ 5. Arctic Islands

Part II. Hydrogeological folded regions:
Chapter 1. Carpathian and Crimea — Caucasus
„ 2. Copetdag — Bolshebalkhanian
„ 3. Kamchatka — Kuril
„ 4. Verkhoyansk — Chukotsk and Koryaksk
„ 5. Sakhalin
„ 6. Timan — Ural
„ 7. Tian-Shan — Djungar — Pamir
„ 8. Central-Kazakhstan
„ 9. Sajan-Altai — Yenisei
„ 10. East-Siberian
„ 11. South of the Far East
„ 12. Taimyr
Conclusion
References

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателей сводный том монографии «Гидрогеология СССР» состоит из пяти выпусков и Атласа обзорных гидрогеологических и инженерно-геологических карт территории Советского Союза. В нем сделана попытка отразить современные представления о закономерностях распространения и формирования подземных вод и инженерно-геологических условий территории СССР на основе изданных 45 региональных томов монографии, охватывающих территории в административных границах союзных республик или районов деятельности геологических управлений. Использованы также материалы глубокого бурения, по тем или иным причинам не вошедшие в региональные тома монографии.

Обобщение материалов производилось в следующих аспектах. Прежде всего необходимо было выявить закономерности распространения крупных естественноисторических регионов и дать им сравнительную характеристику. Этому посвящена настоящая книга «Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР», являющаяся первым выпуском сводного тома монографии «Гидрогеология СССР».

В первой части этой книги рассмотрены платформенные континентальные и океанические области, во второй — горноскладчатые области.

Описание гидрогеологических областей дано по основным водоносным горизонтам и комплексам с характеристикой факторов, определяющих гидрогеологические условия территории.

На основе выявления причинно-следственных связей подземных вод с геолого-структурными и физико-географическими факторами произведено гидрогеологическое районирование каждой области, дан сравнительный анализ гидрогеологических районов и намечены принципы типизации.

В качестве синтеза материалов рассмотрены вопросы формирования поземных вод на основе представлений о физических полях Земли и охарактеризовано народнохозяйственное значение подземных вод.

Во втором выпуске — «Основные закономерности формирования подземных вод на территории СССР» — дан обзор развития представлений о формировании подземных вод, освещены особенности дифференциации подземного стока, типы гидродинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермальных структур различных гидрогеологических областей, выявлена роль термодинамических, геологических и гидрогеологических факторов в формировании подземных вод. На этой основе дана характеристика основных генетических типов подземных вод — инфильтрационных, магматических, метаморфических и седиментационных.

В третьем выпуске — «Ресурсы различных типов подземных вод СССР и перспективы их использования» — охарактеризованы закономерности формирования и распределения по территории СССР пресных и солоноватых подземных вод по отдельным гидрогеологическим райо-

нам и типовым месторождениям и дана их количественная оценка. Рассмотрены перспективы искусственного восполнения ресурсов подземных вод, вопросы охраны и направление дальнейших исследований.

В четвертом выпуске — «Влияние производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия», — выявлена направленность изменений естественной гидрогеологической и инженерно-геологической обстановки под влиянием объектов крупного строительства.

Примеры выбраны с учетом особенностей влияния основных видов строительства и использования подземных вод: отбора подземных вод для водоснабжения; влияния водохранилищ; водоотлива из горных выработок и дренажных устройств; мелиорации земель; освоения территорий с многолетнемерзлыми породами.

Пятый выпуск — «Инженерно-геологическое районирование и закономерности формирования инженерно-геологических условий территории СССР» — является результатом анализа и обобщения соответствующих материалов региональных томов монографии. В нем рассмотрены основные закономерности формирования инженерно-геологических условий территории СССР, принципы типизации инженерно-геологических районов.

Отдельным приложением к сводному тому является Атлас обзорных гидрогеологических и инженерно-геологических карт территории СССР.

К Атласу приложена пояснительная записка с кратким изложением методики составления карт, принципа построения легенд и основных региональных закономерностей картируемых элементов, что позволяет рассматривать его как самостоятельное картографическое произведение. В целях лучшей увязки содержания всех выпусков установлена единая для всего сводного тома терминология.

Список приведенной литературы включает основные крупные труды, отдельные работы последних лет и частично повторяет библиографию региональных томов монографии «Гидрогеология СССР».

СОДЕРЖАНИЕ ОСНОВНЫХ ТЕРМИНОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В СВОДНОМ ТОМЕ МОНОГРАФИИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

Употребляемая в сводном томе гидрогеологическая терминология в основном находится в соответствии со Словарем по гидрогеологии и инженерной геологии (М. «Недра», 1971) и действующими инструкциями по гидрогеологической съемке и картированию.

Термины и определения структурных элементов используются в соответствии с объяснительной запиской к тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (М., «Наука», 1966).

Понятия водоносного горизонта, комплекса и т. д. приняты в соответствии с приложением к методическим указаниям по составлению гидрогеологической карты масштабов 1 : 1 000 000—1 : 100 000 и государственных карт масштаба 1 : 200 000, а также с предложениями унификации основных терминов и понятий, рекомендуемых Международным комитетом СССР по МГД (ВСЕГИНГЕО, 1972).

Основными единицами гидрогеологической стратификации являются водоносные горизонты, водоносные комплексы, водоупорные горизонты и водоносные зоны трещиноватости, определение которых приведено. Первые выделяются преимущественно в пределах плит, краевых

прогибов и межгорных впадин, а водоносные зоны трещиноватости — в складчатых областях и кристаллических массивах.

Описание водоносных горизонтов и комплексов производится от молодых к древним. Название водоносного комплекса сложного возраста дается в соответствии с геологической стратификацией; наименование типа химического состава воды дано от большего содержания ионов к меньшему.

Под водоносным горизонтом понимается ограниченная в разрезе толща (пласт или группа) однородных или близких по фациально-литологическому составу горных пород, содержащая гравитационные подземные воды с единой свободной или пьезометрической поверхностью.

Под водоносным комплексом следует понимать систему гидравлически связанных водоносных горизонтов, разобщенных относительно невыдержанными слабопроницаемыми слоями, или выделяемую по стратиграфическому признаку сложно построенную толщу горных пород с резкой фильтрационной неоднородностью, затрудняющей выделение самостоятельных водоносных горизонтов, с общими условиями формирования подземных вод (питание, сток, разгрузка, формирование химического состава).

Водоносной зоной трещиноватости называется часть трещиноватой породы, трещины которой заполнены водой. По своему происхождению водоносные зоны делятся на три типа: водоносные зоны трещин выветривания; водоносные зоны тектонических разломов; водоносные зоны интрузивных контактов.

Водоупорный горизонт (водоупор) — водоупорная порода, не пропускающая гравитационную воду (глины, монолитные граниты, мраморы). Водоупорный горизонт может быть локальным (ограниченного распространения) и региональным. Понятие «водоупорный горизонт» относительно, условно. Он может содержать разрозненные обводненные линзы.

Гидрогеологический этаж — толща водоносных пород (один или несколько водоносных комплексов), отделенная от остальной части разреза региональным водоупором и характеризующаяся определенной гидродинамической обстановкой и определенными условиями формирования подземных вод.

Понятие бассейна подземных вод в определении И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина (1957) отождествляется с понятием гидрогеологического района. По нашим данным такого соответствия нет, так как критерии выделения гидрогеологических районов и бассейнов подземных вод различны. Бассейны подземных вод могут находиться в пределах отрицательных и положительных структур, занимать один или несколько структурных этажей или ярусов. Направление стока и условия циркуляции подземных вод могут быть различными.

Артезианские бассейны — бассейны преобладающего распространения пластовых вод.

Бассейны трещинных вод — бассейны преобладающего распространения трещинных и трещинно-жильных вод.

Запасы подземных вод — объем воды (точнее массы), содержащейся в водоносных горизонтах.

Естественные запасы подземных вод — масса (объем) гравитационной воды в водоносном горизонте в естественных условиях.

Упругие запасы — часть естественных запасов, которая может быть извлечена из водоносного горизонта за счет упругих свойств воды и горных пород.

Искусственные запасы — масса (объем) подземных вод, образовавшаяся в результате орошения, подпора водохранилищами и фильтрации из них, искусственного восполнения подземных вод (магазинирования).

Эксплуатационные запасы и эксплуатационные ресурсы — синонимы. Это — «количество подземных вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока потребления». Термин эксплуатационные запасы употребляется в официальных документах (Инструкция ГКЗ), главным образом при локальных оценках. При региональных исследованиях обычно пользуются термином эксплуатационные ресурсы.

Естественные ресурсы — среднемноголетняя величина питания водоносного горизонта (комплекса) в естественных условиях в результате инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации из рек, перетекания из вышележащих горизонтов, притока со смежной территории.

Искусственные ресурсы — средняя величина искусственного питания водоносного горизонта (комплекса) при фильтрации из каналов, водохранилищ, на площадях орошения и пр.

Физические и геологические поля. Поля величин, которые либо сами, либо их градиенты пропорциональны силам, обусловливающим перенос материи или энергии, называются физическими. Для величин, определяющих свойства горных пород или подземных вод (их плотность, проницаемость, пористость и др.), вводится условное наименование — геологические поля. Геологические поля определяют степень влияния физических полей на процессы переноса масс и энергии, протекающие в земле, но сами по себе эти поля не могут обусловить такого переноса и в этом заключается основное отличие этих полей от физических.

Поле гидрогеохимическое — наблюдаемое распределение в подземных водах концентрации i-го компонента химического состава подземных вод. Если C_i — концентрация i-го компонента, то в декартовой системе координат $C_i(X, Y, Z, \tau)$, где τ — время.

Структура гидрогеохимическая — наблюдаемое распределение гидрогеохимических признаков в бассейнах подземных вод. Гидрогеохимическая структура представляет собой систему гидрогеохимических полей.

Структура гидродинамическая — наблюдаемое распределение гидродинамических параметров (пластовых давлений, скоростей фильтрации и др.) в бассейнах подземных вод.

Структура геотермическая — наблюдаемое распределение температуры в бассейнах подземных вод. Геотермическая структура состоит из одного или нескольких температурных полей, выделенных по преобладающему источнику тепла. Геотермические структуры могут быть открытыми и закрытыми. Термины — «тепловое сопротивление», «теплопроводимость», «геотермический градиент», «геотермическая ступень», «тепловой поток» — употребляются в общепринятом понимании.

Температура многолетнемерзлых пород — температура на подошве слоя с годовыми амплитудами температур, которая практически не меняется в течение года и приурочена обычно к глубине 12—20 м.

СХЕМА И ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

Среди различного рода гидрогеологических карт, составляемых при монографическом описании подземных вод, большое значение приобрела карта гидрогеологического районирования. Эта карта, основанная на региональных гидрогеологических закономерностях, явилась эффективным методом их познания и создания региональной основы гидрогеологической типизации территории.

Гидрогеологические карты, которые мы широко используем, характеризуют и структурные закономерности, однако в принципе они являются двухмерными пространственными моделями. В связи с применением математических методов в решении прикладных задач, связанных с подземными водами, возникла необходимость перехода от построения двухмерных пространственных моделей к трехмерным объемным моделям, какими может быть карта гидрогеологического районирования. Если мы сможем гидрогеологический район представить как природную модель сложной системы, описывающую ее главные свойства, воспроизвести отношения между ее элементами, виды и характер внутрисистемных и внешних связей и таким образом превратить гидрогеологическое районирование в научную основу регионального моделирования, то этим мы сделаем важный шаг в направлении разработки теории гидрогеологического регионального прогнозирования и повышения эффективности решения прикладных задач, связанных с подземными водами. Нам представляется, что именно поэтому вопрос гидрогеологического районирования является одним из важнейших вопросов современного развития общей и региональной гидрогеологии.

Среди гидрогеологов, занимающихся вопросами гидрогеологического районирования, наиболее распространен геолого-структурный принцип районирования, сформулированный и рассмотренный в работах Н. И. Толстихина и И. К. Зайцева (1963—1968 гг.). Этот принцип является объективным и теоретически обоснованным. В настоящее время вряд ли можно предложить более совершенный способ выделения гидрогеологических подразделений в земной коре. Более того, накопленные в последующие годы материалы гидрогеологических исследований и обобщений доказывают, что этот принцип не находится в противоречии с фактами. Тем не менее до сих пор не опубликовано ни одной карты, на которой были бы выделены гидрогеологические районы в соответствии с геолого-структурным принципом, если не считать упоминаемой выше безмасштабной схемы расположения артезианских и складчатых областей, опубликованной И. К. Зайцевым (1971). Нам неизвестно работ, где бы рассматривалась методика построения карты районирования. Все это свидетельствует о большой сложности поставленной задачи и отсутствии разработанных методов для ее решения. По-видимому, если бы в природе существовала простая закономерность соответствия структуры и формирования подземных вод, то выделение различных гидрогеологических подразделений не вызывала бы затруднений и их классификация давно была бы разработана.

В настоящее время имеется несколько работ интересующего нас плана. И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным в соответствии с разнообразием геологических структур и условиями нахождения в них вод выделяются следующие типы бассейнов подземных вод: артезианские бассейны пластовых (межпластовых) вод; гидрогеологические массивы трещинных, пластово-трещинных, карстово-трещинных и трещинно-жильных вод; артезианские бассейны пластово-трещинных вод; супер-

бассейны — вулканогенные структуры и лавовые плато, наложенные на гидрогеологические массивы и артезианские бассейны.

Границы между артезианскими бассейнами и гидрогеологическими массивами формально проводятся по линии контакта между чехлом и фундаментом на поверхности. Граница между двумя смежными артезианскими бассейнами первого порядка определяется поднятием фундамента типа антеклиз на платформах и антиклинальных структур в складчатых областях. Границы между артезианскими бассейнами второго порядка и между отдельными частями гидрогеологических массивов определяются водоразделами подземного стока.

В 1968 г. И. К. Зайцевым опубликована схема расположения артезианских и гидрогеологических складчатых областей, составленная без учета классификации типов бассейнов подземных вод, а в соответствии с региональными структурными подразделениями, где платформам соответствуют артезианские области, а геосинклиналям — гидрогеологические складчатые области. Понятие же «гидрогеологическая область» в названной работе не дано.

В. И. Духанина, пользуясь тем же геолого-структурным принципом районирования и различием бассейнов по условиям скопления подземных вод выделяет следующие типы с учетом конкретных геологических структур или их элементов.

1. Артезианские бассейны

а) артезианские бассейны платформенного типа (артезианские бассейны крупных тектонических впадин платформ);

б) артезианские бассейны предгорных впадин или система (группа) таких бассейнов.

2. Бассейны преобладающих трещинных грунтовых вод кристаллических щитов на платформах с малыми артезианскими бассейнами во впадинах фундамента.

3. Бассейны подземных вод погруженных склонов кристаллических щитов, выступов кристаллического фундамента с осадочным покровом и денудированных древних горноскладчатых областей (основная область питания артезианских бассейнов платформенного типа).

4. Сложные системы (группы) бассейнов вод горноскладчатых областей (артезианских бассейнов и межгорных впадин грунтовых бассейнов и потоков различных положительных структур и других геолого-структурных элементов — долин, рек, озерных впадин и пр.).

5. Бассейны эпигерцинской платформы — артезианские и грунтовые воды аридной зоны.

Среди выделенных основных типов бассейнов подземных вод бассейнами первого порядка автор считает 1-й, 2-й и 4-й типы, а 3-й и 5-й относит к гидрогеологическим структурам особого типа. Граница между бассейнами первого порядка проводится по выходу кристаллических пород Границами районов второго порядка служат выступы кристаллического фундамента. Однако автор не создал схемы районирования в соответствии с этой классификацией, что указывает на ее недоработанность

А М Овчинников за единицу районирования принимает «природные водонапорные системы», под которыми он понимает комплексы напорных водоносных пластов и трещинных зон с заключенными в них водами, обладающими общими условиями залегания, создания напора, движения вод и разгрузки. По существу, это своеобразные бассейны подземных вод, различающиеся не столько условиями скопления подземных вод, сколько гидродинамической структурой. Подчиняя идею районирования главным образом оценке ресурсов подземных вод, А. М. Овчинников выделение типов водонапорных систем основывает

на размерах емкостей подземных вод. Им было выделено шесть типов водонапорных систем, различающихся размерами и емкостью и приуроченностью к тем или иным типам геологических структур:

1. Крупные бассейны платформенных областей.
2. Средние артезианские бассейны на платформах, в межгорных котловинах и в предгорных краевых прогибах.
3. Малые артезианские бассейны, часто «наложенные» на более крупные бассейны.
4. Водонапорные системы трещинных вод в массивах кристаллических и метаморфических пород.
5. Системы сопряженных бассейнов горных сооружений.
6. Бассейны и потоки грунтовых вод субартезианского типа, наложенные на водоносные системы иных различных типов. 1-й, 2-й и 4-й типы — подразделения первого порядка, остальные — второго и последующих порядков.

Развитие представлений о природных водонапорных системах мы встречаем в работах А. А. Карцева и С. Б. Вагина. А. А. Карцев (1969 г.) предложил разделение водонапорных систем по генетическому признаку — генезису и механизму возникновения напора. Им выделяются *элизионные* и *инфильтрационные природные водонапорные системы*. В элизионных водонапорных системах напор создается за счет выжимания вод из уплотненных пород в коллектор (в том числе и при уплотнении самого коллектора). Поэтому большие напоры характерны для наиболее прогнутых участков, где геостатическое давление максимально (геостатические водонапорные системы). Если уплотнение пород и выдавливание из них вод является результатом геодинамического давления, то такие системы рассматриваются как геодинамические элизионные водонапорные системы (*А. А. Карцев, 1969 г.*).

В инфильтрационных водонапорных системах напор создается за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод в коллекторы и образуемой этими водами гидростатической нагрузки. Снижение напоров в этом случае происходит по мере удаления от области питания.

В гидрогеологической истории бассейна подземных вод, как отмечает автор, могут наблюдаться взаимопереходы одной водонапорной системы в другую, что определяется этапом палеогидрогеологического развития и перераспределением давления во времени. В морфологически едином бассейне подземных вод может быть выявлена либо инфильтрационная водонапорная система, либо элизионная или сложное сочетание их. В современных гидрогеологических бассейнах чаще всего встречаются сложные сочетания водонапорных систем.

Районирование как синтез гидрогеологической информации сопровождает многие гидрогеологические исследования регионального плана. Только за последние годы опубликованы крупные работы Л. А. Яроцкого, Б. Ф. Маврицкого, С. С. Бондаренко, где подземные воды рассматриваются и оцениваются для прикладных целей, в связи с широкой сферой практического использования подземных вод для лечебных целей, теплофикации, поисковых критериев на полезные ископаемые, добычи минерального сырья и т. п.

Этими работами внесено много нового для понимания региональных закономерностей, но особую ценность представляет стремление авторов синтезировать информацию в избирательном плане, отвечающем поставленной специальной задаче.

Если обратиться к принципам районирования, изложенным в указанных монографиях, и определения понятия гидрогеологического района, даваемого авторами, то с очевидностью следует, что все они подчеркивают территориальную и генетическую целостность природного

гидрогеологического района как сложную систему. И синтез своей специализированной информации — минеральные, термальные, промышленные воды — они создают как отдельные элементы этой сложной природной системы.

Сопоставляя между собой эти различные гидрогеологические специализированные районы и сравнивая их с общим гидрогеологическим районированием, приводимым в томах «Гидрогеологии СССР», мы можем констатировать их известную, а иногда и близкую сходимость.

Специализированное районирование исходит из динамических принципов, характеризующих свойства объекта изучения и районирования только в связи с теми задачами, которые ставят перед собой авторы по использованию минеральных, термальных вод и т. д. Это, с одной стороны, подтверждает их научную объективность, а с другой — и это в нашем рассмотрении является особенно важным — показывает, что гидрогеологический район является сложной динамической, но единой природной системой, которая более или менее однозначно определяет все стороны гидрогеологического процесса. В свою очередь, это позволяет идти от общего к частному, т. е. попытаться создать такое районирование, которое бы отвечало всем основным сторонам гидрогеологического процесса и было бы районированием поли-, а не моносистемным.

Из приведенного краткого обзора можно сделать следующие выводы: 1) гидрогеологическое районирование является составной частью всех гидрогеологических исследований регионального плана; 2) в настоящее время определилось два направления его развития — районирование общее и специализированное; 3) исходя из одного и того же принципа районирования, многие авторы пришли к различным классификационным схемам объекта районирования, и, по-видимому, только недоработкой их можно объяснить отсутствие соответствующих карт.

В данной работе мы не можем поставить перед собой такую задачу. Вопрос этот сложный и требует усилий многих специалистов. Мы ограничимся рассмотрением и выявлением соотношений различных характеристик подземных вод с тектоническими подразделениями и тектоническими режимами и, утвердив на этой основе ведущий признак обособления гидрогеологических условий, используем его для районирования и разработки методики составления карты гидрогеологического районирования.

Результаты наблюдений, выполненных для ряда гидрогеологических показателей (условия скопления подземных вод, количество и химический состав их, термический режим, источник энергии движения и т. п.), указывают, что эти показатели и их сочетания неоднородны латерально и в вертикальном разрезе. Неоднородность, или гидрогеологическая анизотропность, регионов земной коры есть основная закономерность ее строения. В одних случаях эта неоднородность резкая, в других менее резкая, но она хорошо прослеживается. По-видимому, границы гидрогеологических районов следует проводить там, где неоднородность одного порядка и одного типа сменяется неоднородностью другого порядка или типа.

Теоретической основой геолого-структурного принципа гидрогеологического районирования является непосредственная зависимость гидрогеологической дифференциации от геологической структуры.

Необходимо рассмотреть, какие основания имеются для такого утверждения.

Как известно, подземные воды формируются под воздействием двух основных групп процессов: а) инфильтрационных и б) седиментационных. Тектонические движения являются обязательным фактором, обеспечивающим условия для этих процессов как в части создания структур, в которых под воздействием физико-географических факторов концентрируются подземные воды непосредственно или через тектонические тела, так и в части извлечения и концентрации подземных вод в результате физико-химических процессов, происходящих в определенной геологической среде. Глубинные процессы формирования подземных вод проявляются в условиях высоких температур и давлений. Поэтому уже в самом начале формирования земной коры эти процессы происходили на определенной глубине, которая изменялась со временем в сторону увеличения, но никогда они не происходили в непосредственной близости к земной поверхности, где всегда шло образование подземных вод путем инфильтрации атмосферных и поверхностных вод.

По данным Л. А. Яроцкого, геолого-структурные условия также влияют на распределение химических разновидностей подземных вод. Эти различия в первую очередь обусловливаются разными мощностями регионально водоносной части разреза и составом водовмещающих пород. Там, где мощность водовмещающих толщ максимальная, развиваются гидрогеохимические процессы и проявляются особые условия гидродинамики. Отличие разных частей геологического разреза тем больше, чем при прочих равных условиях больше разница в глубинах их нахождения. Геолого-структурные условия, по заключению Л. А. Яроцкого, влияют и на распределение площадей с различной мощностью пресных вод. Наконец, все основные области распространения углекислых вод и естественных термальных источников приурочены к геоструктуре области новейшего интенсивного горообразования. При этом распределение различных по минерализации и химическим показателям термальных источников хорошо согласуется с размещением древних геоструктурных элементов, охваченных новейшим интенсивным горообразованием.

Синтез обширных материалов исследований показывает, что распространение, накопление и формирование подземных вод являются производными от генезиса и условий залегания пород различного вещественного состава. Тектонические регионы, характеризующиеся определенной структурой и комплексом магматических, метаморфических и осадочных пород, являются первопричиной различия гидрогеологических условий и, следовательно, отражают наиболее общие гидрогеологические закономерности. Тектонические движения вызывают образование проницаемых зон в виде глубинных разломов, определяя тем самым размещение связанных с ними подземных вод.

Мы приходим к выводу, что подземные воды заключены в земной коре в тектонических телах, с которыми они связаны генетически, парагенетически или находятся в других соотношениях, и формирование их подчинено в основном тем же законам, что и образование тектонических тел, хотя при выяснении генезиса необходимо учитывать специфику образования подземных вод. Следовательно, тектоническая неоднородность земной коры является ведущим фактором гидрогеологической дифференциации, действующей повсеместно. Физико-географическая зональность хотя и проявляется также повсеместно, но она не является закономерностью столь же высокого порядка. Генетически она подчинена геологической структуре. Именно структура определяет энергетические и другие предпосылки гидрогеологических процессов на любой территории.

За геологическую основу карты гидрогеологического районирования мы принимаем тектоническую карту, и, следовательно, понятия «тектонический регион» и «тектоническое тело» отражают в известной мере и гидрогеологическую сущность. По-видимому, в этом случае систематика тектонических структур может быть принята в первом приближении за систематику гидрогеологических районов. Рассматривая последние в сочетании с данными по гидрогеологии, можно выделить их общие гидрогеологические черты и различия и подойти к более точным гидрогеологическим определениям объекта картирования и его классификации, поскольку для составления карты гидрогеологического районирования это имеет первостепенное значение.

При отборе понятий, терминов и классификаций для данной работы мы прежде всего обратились к тем, которые имелись в гидрогеологической литературе, понимая, что по мере изучения тех или иных процессов содержание понятий, связанных с ними, может становиться более широким.

В работах Н. И. Толстихина и И. К. Зайцева имеется определение гидрогеологического района и бассейна подземных вод и приведена классификация типов бассейнов подземных вод по условиям их скопления: «Естественный гидрогеологический район — бассейн подземных вод — участок поверхности и недр земли, характеризующийся общностью условий формирования и включающий области питания и разгрузки подземных вод» (Зайцев, 1957). Следовательно, за единицу районирования можно принять гидрогеологический район или бассейн подземных вод как понятия идентичные и использовать их для всех территориальных единиц, независимо от их размера, сложности и таксономической значимости. Если в приведенном определении гидрогеологического района имеется элемент генезиса, то классификация типов бассейнов подземных вод по условиям их скопления лишена генетической основы. Дело в том, что один и тот же тип бассейна может содержать воду как инфильтрационного, так и седиментационного генезиса. Тем не менее представляется целесообразным выявление всего разнообразия условий скопления подземных вод в соответствии с разнообразием природных условий территории Советского Союза. Это разнообразие в соответствии с фактическим материалом систематизировано нами в нижеследующую классификацию.

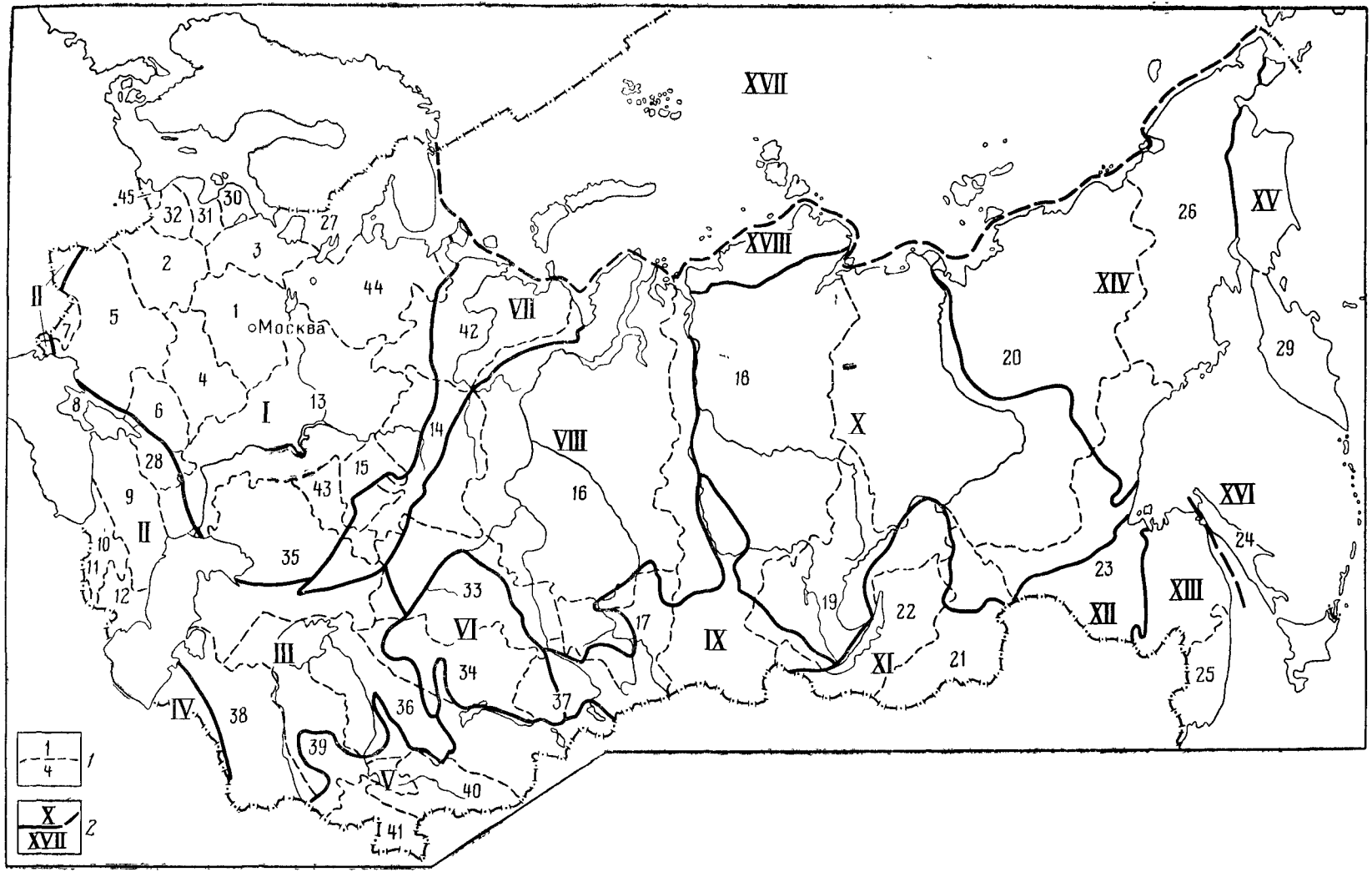
Артезианские бассейны — бассейны преобладающего распространения пластовых подземных вод.

Бассейны трещинных вод — бассейны преобладающего распространения трещинных, трещинно-жильных и карстовых вод.

Бассейны трещинно-пластовых и пластово-трещинных вод — это промежуточные бассейны между двумя вышеназванными крайними типами бассейнов. Они могут иметь как мульдообразное синклинальное строение, так занимать и положительные формы рельефа. Поэтому при выделении на карте бассейнов этого типа указываются формы рельефа.

Супербассейны — наложенные бассейны вулканогенных структур. Вулканогенные структуры могут быть наложены на артезианские бассейны и бассейны трещинных вод.

О. Н. Толстихин дает определение криогенного бассейна. Это отрицательная геологическая структура в области распространения толщи многолетнемерзлых пород, сложенная преимущественно дислоцированными отложениями, имеющая подмерзлотный напорный горизонт обычно пресных подземных вод, приуроченный к трещинам, образованным в результате замерзания и оттаивания; пьезометрические уровни обусловлены главным образом наличием многолетнемерзлых пород (крио-


Москва
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
XVI
XVII
XVIII
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
1/4
1
X/XVII
2

генный напор), контролируются речными долинами со сквозными таликами. На нашей схеме этот тип бассейна не выделяется. Предполагается, что все типы бассейнов трещинных подземных вод к северу от границы распространения многолетнемерзлых пород могут быть криогенными.

Приведенная в Атласе схема гидрогеологического районирования иллюстрирует региональные закономерности накопления подземных вод. Региональными областями скопления пластовых подземных вод являются осадочные породы платформ, представляющие низменные и равнинные части территории. В горных областях водоносными являются зоны экзогенной и эндогенной трещиноватости. Базисами стока бассейнов трещинных вод является гидрографическая сеть, дренируемая акваториями.

Один и тот же тип бассейна подземных вод соответствует разным структурам с различной мощностью чехла и разным типом водовмещающих пород, имеет разный характер баланса подземных вод и различный тип гидрохимического разреза. Так, например, некоторые артезианские бассейны платформ имеют области питания в горно-складчатом обрамлении с заведомо иными условиями формирования подземных вод. Таким образом, приведенная схема типов бассейнов подземных вод по условиям скопления не позволяет выделить гидрогеологические районы в соответствии с приведенным выше определением и, следовательно, понятия «гидрогеологический район» и «бассейн подземных вод» не могут быть идентичными.

Вместе с тем при районировании земной коры по типу строения регионов и тектоническому режиму на тектонических картах любых масштабов показаны регионы различных рангов, различающиеся интенсивностью дифференциации вещества, энергией и видами тектонических движений, т. е. всем тем, что составляет генетическую основу гидрогеологической неоднородности.

Эти тектонические подразделения в границах, принятых на тектонической карте Евразии (1967 г.) масштаба 1 : 7 500 000, соответствуют в принятой нами таксономической системе надпорядковым единицам — гидрогеологическим областям, которые рассматриваются нами раздельно.

Гидрогеологические области платформ (рис. 1, области I, III, VIII, X, XVII, XVIII) — это системы бассейнов разного типа и размера с преобладающим распространением артезианских бассейнов; гидрогеологические складчатые области (рис. 1, области II, IV, V, VI, VII, IX, XI, XII, XIII, XIV, XV, XIX) — это области преобладающего распространения бассейнов трещинных и трещинно-пластовых вод.

Границы платформ и горноскладчатых областей не везде имеют гидрогеологическое обоснование. Предгорные прогибы в ряде случаев не связаны в гидрогеологическом отношении с прилежащими горноскладчатыми системами, и, наоборот, различные области завершенной складчатости не имеют отчетливо выраженного гидрогеологического разобщения.

Рис. 1. Схема расположения гидрогеологических областей СССР и фактического материала их описания.

1 — границы территорий описания региональных томов «Гидрогеология СССР» и их номера; *2* — границы гидрогеологических областей и их номера: I — Восточно-Европейская (Русская) платформенная область; II — Карпатская и Крымско-Карпатская складчатые области; III — Туранская платформенная область; IV — Копетдагско-Большебалханская складчатая область; V — Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирская складчатая область; VI — Центрально-Казахстанская складчатая область; VII — Тимано-Уральская складчатая область; VIII — Западно-Сибирская платформенная область; IX — Саяно-Алтайско-Енисейская складчатая область; X — Восточно-Сибирская платформенная область; XI — Восточно-Сибирская складчатая область; XII — Амуро-Охотская (Зейско-Буреинская) складчатая область; XIII — Сихотэ-Алинская складчатая область; XIV — Верхоянско-Чукотская складчатая область; XV — Корякско-Камчатско-Курильская складчатая область; XVI — Сахалинская складчатая область; XVII—XVIII — платформенная область арктических островов

В результате анализа материала границы гидрогеологических областей, проведенные в соответствии со структурными контурами, получили и гидрогеологическое обоснование.

Любая платформенная или горноскладчатая гидрогеологическая область имеет сложную структуру, в состав которой входят различные географические (климатические) зоны, различные бассейны поверхностного стока, что создает дифференциацию гидрогеологических условий внутри области и необходимость районирования.

При современном состоянии знаний мы не располагаем достоверными сведениями о разнообразных гидрогеологических процессах, кроме условий скопления подземных вод, развивающихся в обстановке определенных тектонических режимов. Фактические данные наблюдений выполняются, как известно, для небольшого числа параметров подземных вод (мощность, характер водовмещающих пород, количество, состав подземных вод, режим, элементы динамики), которые мы и используем для выделения гидрогеологических районов разной таксономической значимости с учетом границ региональных тектонических подразделений.

Положение гидрогеологических районов первого порядка на схеме районирования (см. Атлас карт) определяется в основном крупными структурными элементами платформ и складчатых областей. На платформах к этим элементам относятся структуры длительного погружения или поднятия фундамента, включающие антеклизы и синеклизы, щиты или плиты. В складчатых областях антиклинории и синклинории группируются в складчатые системы. Иногда границы районов первого порядка в горноскладчатых областях проведены с учетом геологической истории развития региона и неотектоники. Краевые прогибы, представляющие пограничные структуры между платформами и складчатыми областями, отнесены в одних случаях к платформам, в других — к горноскладчатым областям, в зависимости от роли последних в питании подземных вод. Гидрогеологические районы первого порядка, таким образом, имеют определенный объем, форму и характеризуются общими для них гидрогеологическими особенностями: определенной геологической структурой, историей развития, характером рельефа, условиями подземного и глубинного стока, определенными гидродинамическими, гидрогеохимическими и гидрогеотермическими условиями.

Районы второго порядка выделены в пределах районов первого порядка по ряду признаков или их совокупности. Кроме структурных элементов второго порядка и дизъюнктивных нарушений границы их часто обосновываются границами распространения основных водосодержащих комплексов, относительными водоразделами подземного стока, гидродинамическими его особенностями и т. п. Эти границы означают качественные или количественные изменения одного или нескольких из перечисленных выше гидрогеологических характеристик и показателей, происходящие главным образом в толще активного водообмена.

Обоснование районирования гидрогеологических областей дается как синтез их описания в тексте и иллюстрируется схемой гидрогеологического районирования в Атласе карт (приложение к сводному тому).

Картина взаимного пространственного расположения гидрогеологических районов территории Советского Союза дает новый материал для изучения и выдвигает задачу сравнительного анализа гидрогеологических районов. Естественно, что обобщение гидрогеологических закономерностей, свойственных гидрогеологическим районам, даст основу для их типизации и тем самым проведенная типизация бассейнов подземных вод по условиям скопления получит и генетическую основу. Мы пытаемся это сделать в заключительной главе книги.

ВВЕДЕНИЕ

За последние два десятилетия в результате разносторонних гидрогеологических исследований накоплен огромный фактический материал, обобщенный в виде монографии по отдельным регионам. Такая монография с серией гидрогеологических карт по 45 регионам страны составлена и вышла в свет. Над ней работали территориальные геологические управления под научно-методическим руководством ВСЕГИНГЕО. Одновременно в 1969 г. издана гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000, внесшая много нового для понимания гидрогеологии территории СССР.

Вместе с тем многие вопросы региональной гидрогеологии остаются дискуссионными и требуют разрешения. К их числу относится общее гидрогеологическое районирование, составляющее научную основу решения всех прикладных вопросов, и тесно связанное с ним усовершенствование методов гидрогеологических исследований, расчетов, прогнозов.

Возрастающие требования водного хозяйства и само развитие гидрогеологии как науки приводит к широкому использованию математического аппарата и методов, применяющихся в ряде смежных наук.

Обобщение материалов по территории СССР сможет дать много нового для разработки математических и физических моделей взаимодействия поверхностных и подземных вод и повышения эффективности тех капитальных затрат, которые предстоят в связи с решением проблемы обеспечения человечества чистой водой.

Настоящий выпуск является одним из пяти упомянутых выпусков сводного тома. В нем освещены закономерности распространения подземных вод по крупным регионам страны. Состоит он из двух частей. В первой части охарактеризованы платформенные области, во второй — области геосинклинального развития и завершенной складчатости. Описание Скифской плиты нами объединено с описанием Карпат, Крыма и Кавказа. Отдельно дается описание Камчатки как специфического района с активным проявлением современного вулканизма.

Все главы обеих частей написаны по единому плану. Вначале дается краткая характеристика физико-географических и геологических условий региона, а затем описываются водоносные и водоупорные горизонты и комплексы, выделенные при гидрогеологической стратификации геологического разреза. Иногда описанию предшествует гидрогеологическое районирование и в этом случае гидрогеологическая стратификация и описание водоносных горизонтов и комплексов дается по отдельным районам.

При характеристике водоносных горизонтов и комплексов большое внимание уделяется водовмещающим породам, характеристике качества и количества подземных вод, а также условиям формирования подземного стока. На этой основе уточняются границы гидрогеологических районов и их таксономическая значимость.

Система изложения материала в первом выпуске соответствует предварительной схеме гидрогеологического районирования, составленной на основе тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000 (1966 г.), т. е. в соответствии с общепринятым геолого-структурным принципом районирования. В отдельных случаях авторами использовались и более новые тектонические карты и схемы, что способствовало увязке материалов.

При выделении районов второго порядка кроме геолого-структурных особенностей пришлось учитывать фациальный состав пород, гидродинамические показатели и другие характерные особенности. Однако это следует рассматривать не как отступление от общего принципа, а как конкретизацию его на основе фактического материала.

Вопросам формирования подземных вод, так же как и ресурсам, посвящены второй и третий выпуски и поэтому здесь мы касаемся их только в порядке синтеза изложенного материала.

В заключении на основе сравнительной характеристики гидрогеологических районов предпринята попытка их типизации, которая будет углубляться с учетом данных по гидродинамической, гидрогеохимической и гидротермической структурам гидрогеологических областей, рассмотренных во втором выпуске.

В составлении глав принимали участие несколько авторов, фамилии которых указаны в оглавлении.

Для изложения материала в едином плане, а также для унификации терминологии и общих понятий в некоторых главах пришлось несколько изменить авторский текст. Во всех случаях сделаны соответствующие примечания.

ЧАСТЬ I

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ ПЛАТФОРМ

Глава 1.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ (РУССКАЯ) ПЛАТФОРМА (I) *

Физико-географические и геологические условия

Восточно-Европейская платформа в гидрогеологическом отношении является наиболее изученной областью СССР. Вместе с тем изучена она неравномерно. Лучше изучена верхняя часть разреза артезианских бассейнов, что связано с наличием большого фактического материала, который был получен здесь в результате бурения скважин для водоснабжения и гидрогеологических съемок различного масштаба. Очень слабо изучена верхняя часть разреза на севере (Северодвинский и частично Волго-Камский бассейны). Нижняя часть разреза, особенно глубокие водоносные горизонты (комплексы), наиболее полно изучена лишь в пределах Восточно-Русского и Днепровско-Донецкого артезианских бассейнов.

Опорное бурение, выполненное в 1946—1955 гг. для оценки перспектив нефтегазоносности европейской части СССР, позволило выявить основные черты строения ряда артезианских бассейнов, распространение и литологию водоносных горизонтов, химический состав и температуру подземных вод.

По Восточно-Европейской платформенной области в данной главе обобщены материалы 20 томов монографии «Гидрогеология СССР». Использованы также некоторые работы по фундаменту Восточно-Европейской платформы, нефтегазоносности Днепровско-Донецкого, Восточно-Русского и Прикаспийского бассейнов и другие труды, опубликованные в 1964—1967 гг.

Границами области служат: на северо-востоке Тиман, на востоке Урал, на юге вал Карпинского, на юго-западе Карпаты, на западе область уходит за пределы территории СССР (рис. 2).

Климат характеризуется широтной зональностью — от морского в северной и северо-западной частях (Белое и Балтийское моря) до континентального на юге и юго-востоке (в Прикаспии). Зональность климата обусловливает как общую зональность географических ландшафтов — от зоны тундры на Крайнем Севере до зоны полупустынь и пустынь на крайнем юго-востоке,— так и зональность грунтовых вод. По основным климатообразующим факторам Восточно-Европейская равнина подразделяется на три климатические области: 1) Северная, или Атлантико-Арктическая; 2) Средняя, или Атлантико-Континентальная; 3) Южная, или Континентальная.

Климат также претерпевает изменения с запада на восток: крайние западные районы имеют черты морского климата с относительно слабым проявлением черт континентальности; к востоку и юго-востоку континентальность возрастает.

---

* Римская цифра в скобках — индекс гидрогеологической области на схеме гидрогеологического районирования (рис 1).

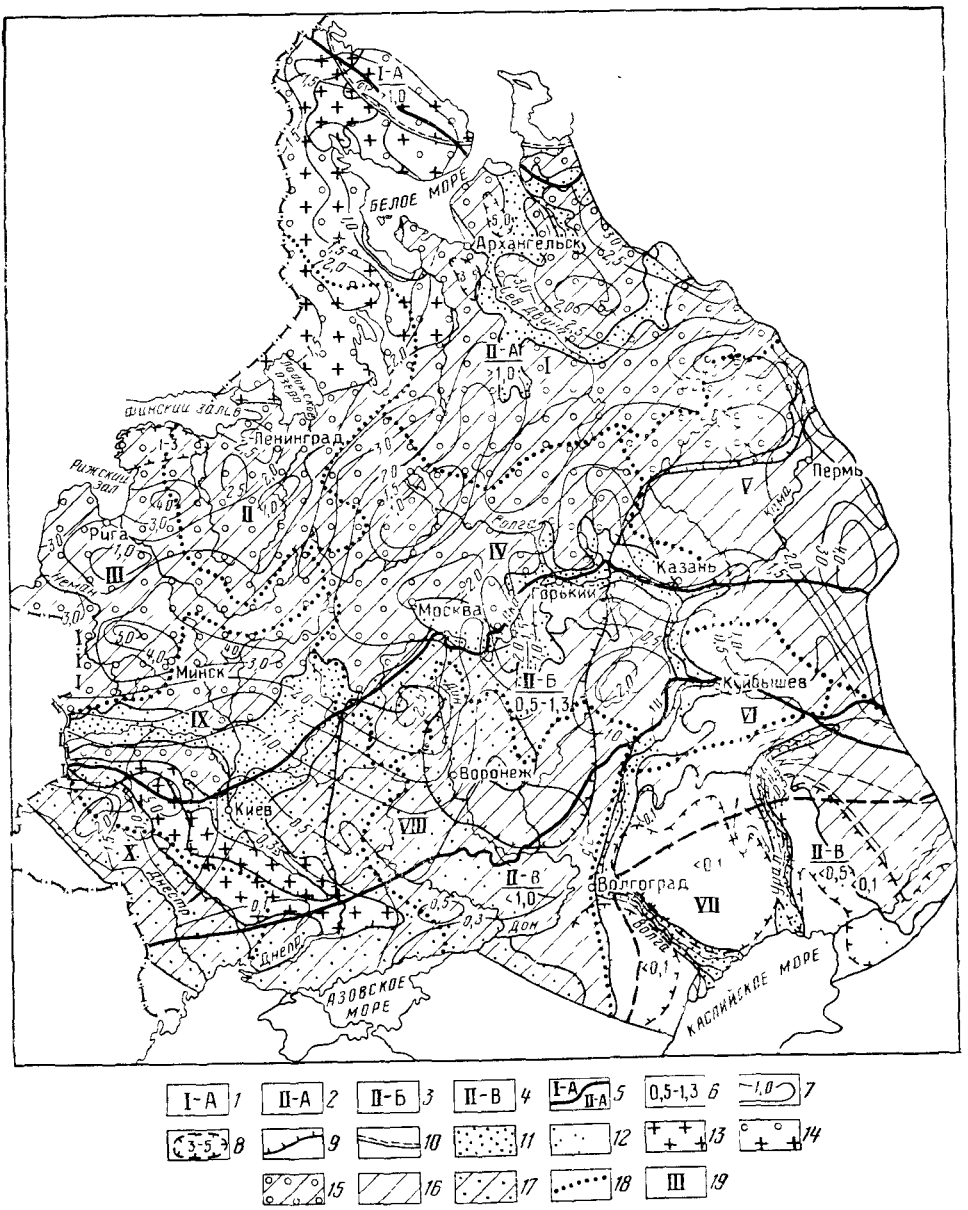


Рис. 2. Карта-схема подземного стока, зон увлажнения и бассейнов стока Восточно-Европейской (Русской) платформы. Составила Я. А. Сыроквашина.

1 — зона избыточного увлажнения (тундра); *2* — зона избыточного увлажнения (тайга); *3* — зона недостаточного увлажнения (лесостепь, степь); *4* — зона недостаточного увлажнения (пустыни, полупустыни); *5* — граница зон с различной степенью увлажнения территории; *6* — коэффициент водного баланса; *7* — изолинии среднемноголетних модулей подземного стока, л/с с 1 км² (пунктир — по предположению); *8* — пределы колебания среднемноголетних модулей подземного стока, л/с с 1 км²; *9* — граница максимального оледенения; *10* — граница распространения многолетнемерзлых пород. Водовмещающие отложения: *11* — аллювиальные и озерно-аллювиальные, *12* — морские и эоловые; *13* — кристаллические породы; *14* — маломощные ледниковые отложения, лежащие на кристаллических породах; *15* — мощные ледниковые отложения на горизонтальнолежащих или пологопадающих пластах дочетвертичного возраста; *16* — маломощные четвертичные породы на горизонтальнолежащих или пологопадающих дочетвертичных отложениях; *17* — мощный лёссовый покров; *18* — водоразделы бассейнов рек; *19* — бассейны стока: I — Беломорский, II — Балтийско-Финский; III — Балтийско-Рижский; IV — Волго-Окский; V — Волго-Камский; VI — Волго-Самарский; VII — Волго-Эмбенский; VIII — Донской; IX — Днепровский; X — Днепровско-Бугский

Указанным климатическим областям соответствует определенный режим радиационных и циркуляционных процессов, от которых зависит ход погоды и слагающих ее метеорологических элементов. Годовые величины суммарной солнечной радиации возрастают от 70 ккал/см^2 в северных и северо-восточных районах до 90 ккал/см^2 в центральных районах и 120 ккал/см^2 в Прикаспии. Зональное распределение лучистой энергии и характер циркуляции атмосферы обусловливают распределение температуры воздуха, осадков и испарения.

Температура воздуха. Для всей территории Восточно-Европейской равнины годовой ход температуры воздуха почти строго параллелен годовому ходу притока солнечной радиации. В зимний период, когда солнечного тепла очень мало или оно вообще отсутствует, северные и центральные районы находятся под сильным влиянием западных морских воздушных масс, в связи с чем средние январские температуры воздуха снижаются в основном с запада на восток от минус 4° С на побережье Балтийского моря (Рига) до минус 10° С в центральных районах (Калинин—Москва) и до минус 16° С на востоке (Сыктывкар, Пермь). В Нижнем Поволжье средняя температура января понижается от минус 7° С (Астрахань) до минус 15° С (Чкалов), а на Черноморском побережье она не превышает минус 3—5° С. Абсолютные минимумы температуры опускаются до минус 50—55° С на севере и северо-востоке равнины и до минус 25—30° С на юге и минус 40—48° С на юго-востоке (в Прикаспии).

Средняя температура июля изменяется от 24—25° С на юго-востоке (г. Гурьев) до 9—11° С на северо-востоке (Кировск—Пялица). В то же время средняя температура июля в восточной части равнины несколько выше, чем в западной, на крайнем северо-востоке платформы (п-ов Канин) низкие среднегодовые температуры воздуха в сочетании с небольшим количеством осадков, особенно зимних, способствуют образованию и сохранению многолетней и островной мерзлоты.

Распределение температур в основном подчиняется закону широтной зональности, при продвижении с юга на север температура воздуха на всех меридианах постепенно уменьшается.

Осадки. Количество осадков и их распределение существенно различны в отдельных районах, однако закономерное увеличение слоя осадков наблюдается с северо-запада на юго-восток, а также в западных районах в условиях активной циклонической деятельности и уменьшение — в восточных и юго-восточных районах, для которых характерен антициклональный режим.

В северной части района — на Кольском полуострове, в Карелии и Архангельской области — годовое количество осадков составляет 400—600 мм, тогда как на побережье Белого моря уменьшается до 350 мм. В средней полосе Русской равнины годовая сумма осадков составляет 600—650 мм (с уменьшением с запада на восток). В бассейнах Средней и Нижней Волги, Урала и Эмбы количество осадков колеблется от 420 до 300 мм, постепенно убывая в направлении к Каспийскому морю. В Прикаспийской низменности оно составляет от 240 до 180 мм. Увеличение осадков как азональное явление наблюдается в районах возвышенностей, где создаются условия для конденсации водяных паров. В горной части Кольского полуострова (Хибинские горы) годовое количество осадков составляет 750 мм, на Валдайской возвышенности — до 820 мм, на Приволжской возвышенности — до 530 мм. Большая часть осадков на Европейской равнине выпадает в течение теплого периода с максимумом в одном из летних месяцев. Основное значение в питании подземных вод атмосферные осадки имеют в период таяния снега и в осенний период продолжительных дождей.

Снежный покров образуется почти на всей территории равнины. Мощность его и продолжительность существования колеблются в значительных пределах, но закономерно уменьшаются с севера на юг. В бассейне Сев. Двины на р. Мезени величина снежного покрова достигала 65—106 см, в центральной части Русской равнины (в бассейне Волги) 50—80 см. На Причерноморской и Приазовской низменностях снежный покров неустойчив, мощность его не более 15 см. Число дней со снежным покровом увеличивается от 40—80 в юго-западных, южных и юго-восточных районах до 200—220 на Кольском полуострове и в бассейне Сев. Двины. Максимальные запасы воды в снежном покрове отмечаются в северных и центральных областях равнины, где они составляют около 25—30% годового количества осадков, выпадающих в твердом виде (Куделин, 1966).

Глубина промерзания почвы во многом определяется мощностью и продолжительностью залегания снежного покрова. На севере Русской равнины она колеблется от 90 до 105 см, в центральных районах Кольского полуострова достигает 140 см, в центральной части равнины (бассейн Верхней Волги) не превышает 70—80 см, тогда как на востоке и юго-востоке этой полосы может достигать 100—150 см, в южных и юго-западных районах изменяется в пределах 40—70 см.

Испарение с поверхности суши также подчинено широтной зональности: с севера на юг оно увеличивается от 200—150 мм на побережье Белого и Баренцева морей до 400 мм на линии водораздела рек северных и южных морей, а в центральных районах равнины и в бассейне Припяти составляет 450 мм. В южной и юго-восточной частях равнины широтная зональность в распределении годовых величин испарения нарушается, особенно резко убывают они по направлению к побережью Каспийского моря, где за год испаряется влаги почти столько же, сколько на побережье северных морей, т. е. 200—150 мм.

Заметное возрастание испарения начинается в мае. В июне—июле оно достигает максимума. В августе испарение на севере уменьшается из-за ослабления притока солнечного тепла, а на юге — из-за недостатка влаги в почве. В течение сентября и октября интенсивность испарения быстро ослабевает.

Рельеф. Поверхность бо́льшей части описываемой территории представляет собой равнину с чередованием низменных участков с холмистыми или платообразными возвышенностями.

В среднем Восточно-Европейская равнина приподнята над уровнем моря на 170 м, высота большинства возвышенностей обычно не превышает 250—350 м, и только на окраинах равнины и в горных обрамлениях (Кольский полуостров) они значительно выше. Наиболее возвышенный район расположен на Кольском полуострове, где Хибинские и Ловозерские тундры имеют высоты более 1000 м (массив Ловчорр 1198 м, гора Ферсман 1208 м). Отдельные высоты Западно-Карельской возвышенности достигают 350—400 м. Возвышенности, расположенные южнее, являются остатками конечных морен последнего оледенения и представляют собой грядообразные цепи холмов, в понижениях между которыми находятся многочисленные озера. Самые большие гряды этой части равнины — Литовско-Белорусская (350 м) и Смоленско-Московская (290 м), переходящая к востоку в Клинско-Дмитровскую (295 м) — вытянуты в широтном направлении, а Валдайская (150—350 м), расположенная севернее Смоленско-Московской гряды, имеет субмеридиональное направление. От Валдайской гряды отходит цепь небольших возвышенностей: к западу Бежаницкая, Латгальская, Балтийская, к востоку Видземская (310 м). К северу и северо-западу от этих воз-

вышенностей расположены холмистые равнины с небольшими абсолютными отметками (150—200 м).

Обширные низменности — Приладожская, Ильменская, Средне-Литовская и др.— расположены вблизи крупных озер и морского побережья. На северо-востоке находится наиболее сглаженная и сильно заболоченная слабо покатая Северодвинская равнина, расчлененная широкими пойменными низинами рек Сев. Двины, Волги, Вычегды, Мезени и др. Водоразделы здесь, как правило, плоские, часто заболоченные, глубина эрозионного вреза рек вблизи них не превышает 50—75 м. К западу от Северодвинской равнины расположена низменность с большим числом озер и небольшими высотами (до 150—200 м), к югу она переходит в Молого-Шекснинскую и Кубенскую низменности. На северо-востоке Северодвинскую равнину ограничивает Тиманский кряж, состоящий из системы небольших гряд и отдельных холмов со средней высотой 200—250 м и с максимальной 471 м (Четласский камень). Северным продолжением Тимана является кряж на п-ове Канин (225—230 м). С юга Северодвинскую равнину окаймляют Северные Увалы, характеризующиеся сглаженным рельефом с длинными конечно-моренными грядами и прерывистыми возвышенностями (230—270 м), причем наиболее резко выражены в рельефе Вятский Увал (282 м) и Верхне-Камский Увал (307 м).

Обширные платообразные возвышенности в южной части Восточно-Европейской равнины сильно расчленены речными долинами и оврагами. Центральную часть равнины занимает Средне-Русская возвышенность (200—300 м), северная часть которой расчленена глубокими, иногда каньонообразными долинами рек с глубиной эрозионного вреза до 125 м и сильно ветвящимися балками и оврагами. В южной части возвышенности, сложенной рыхлыми легкоразмываемыми породами (песками, мергелями), долины рек широкие с пологими склонами; крутые же склоны и обрывы наблюдаются только в толщах мела (в бассейне Дона, Сев. Донца). Глубина эрозионного вреза рек здесь уменьшается до 100—75 м.

Вдоль правого берега Волги (к югу от устья Камы) тянется Приволжская возвышенность с высотами более 300 м. Восточный склон ее образует высокий и крутой правый берег реки со скалистыми утесами Жигулевских гор (371 м). Западный склон возвышенности пологий, переходящий в обширную Окско-Донскую низменность с плоскими слабо расчлененными водоразделами, с широкими терасированными долинами и эрозионным врезом рек до 20—25 м. Орографическим продолжением Приволжской возвышенности являются расположенные к югу от нее Ергени (до 220 м). Обе эти возвышенности служат водоразделами Волги и Дона.

Вдоль левого берега Волги более чем на 500 км тянется низменная равнина Низкого и Высокого Заволжья, расчлененная речной и балочной сетью, абсолютные высоты ее от 80 до 170 м. К востоку она ступенчато переходит в Высокое Заволжье (250—320 м), в состав которого входят Бугульминско-Белебеевская возвышенность (до 449 м) и Общий Сырт (259 м.).

На крайнем юго-востоке Восточно-Европейской равнины расположена Прикаспийская плоская низменность, ее правобережная часть лежит на 10—25 м ниже уровня моря, к северу высота местности увеличивается до 25—50 м над уровнем моря.

На юго-западе расположена Волыно-Подольская возвышенность с высотами более 500 м с глубинами эрозионного вреза до 125 м. С нее берут начало левые притоки Днестра и правые притоки Днепра, отличающиеся порожистостью и глубокими долинами. Для этой территории

характерны многочисленные овраги и балки. Восточным продолжением Волыно-Подольского плато является Приднепровская возвышенность, сложенная кристаллическими породами и вытянутая вдоль Днепра. Широкая долина среднего течения Днепра занимает обширную Приднепровскую низменность, переходящую к югу в Причерноморскую низменность, которая тянется то широкой, то суживающейся полосой вдоль северных берегов Черного и Азовского морей. К северу от Азовского моря находится небольшая Приазовская возвышенность, сливающаяся на северо-востоке с Донецким кряжем, поднимающимся на 200—250 м над уровнем моря.

Территория Восточно-Европейской равнины принадлежит к бассейнам морей Северного Ледовитого океана (Белое и Баренцево моря), Атлантического океана (Балтийское, Черное и Азовское моря) и к бессточной области Каспийского моря (см. рис. 2). К Белому и Баренцеву морям стекают реки Кольского полуострова и Карелии и реки северо-восточной части равнины, крупнейшие из которых — Онега, Сев. Двина, Мезень. Реки северо-запада и запада ее принадлежат к бассейну Балтийского моря, наиболее крупные из них — Нева, Волхов, Зап. Двина, Неман. Большую часть территории равнины занимают бассейны рек, текущих с севера на юг из областей сравнительно холодных и богатых влагой в области с теплым и сухим климатом (Днестр, Юж Буг, Днепр, Дон, Волга). В северо-восточной части равнины (к востоку от Онеги) протекают типичные равнинные реки с широкими долинами и обширными поймами. В северо-западной части (Балтийский щит) имеются только мелкие реки, долины которых слабо разработаны, профили носят ступенчатый, порожистый характер. Особенностью этой части территории является большое число озер, многие реки здесь представляют собой протоки между озерами (Каль, Ковда, Софьянга и др.) или каналы, через которые озера сбрасывают свои воды в море (Нева, Умба, Ниж. Выг). Южнее, до бассейна Нарвы территория представляет собой также озерную область, гидрографическая сеть которой связана с древним оледенением. Здесь имеются большие реки — Нева, Свирь, Шелонь, Ловать, Мста, Волхов, Великая, которые связаны с крупнейшими озерами области (Ладожское, Онежское, Ильмень, Псковско-Чудское). Реки Волга, Днепр, Дон, берущие начало в центральной части равнины, характеризуются большой протяженностью, их долины хорошо разработаны и имеют от двух-трех до четырех и более (Волга) надпойменных террас.

Таким образом, на территории Восточно-Европейской равнины речная сеть распределена неравномерно: в центральных районах она хорошо развита, а в Прикаспии встречаются большие пространства, вообще лишенные постоянно действующих водотоков; более развита она в районах избыточного увлажнения и менее — в районах недостаточного увлажнения. Густота речной сети также подчиняется широтной зональности: в лесной зоне (бассейны Сев. Двины, Верх. Волги, Камы, Зап. Двины, Немана и др.) она достигает 0,3—0,4 км/км^2, в степной уменьшается до 0,06—0,15 км/км^2, а в засушливых степях Нижнего Днепра и Приазовья и в полупустынях Прикаспийской низменности не превышает 0,01—0,05 км/км^2. В лесостепной и степной зонах развиты овраги и балки. В одном из наиболее овражных районов Средне-Русской возвышенности густота овражно-балочной сети составляет 1,3—1,7 км/км^2, а к западу от р. Оки 1,3—1,1 км/км^2.

Период весеннего половодья на реках Восточно-Европейской равнины передвигается с юго-запада с конца февраля от Черноморских степей на северо-восток (бассейны рек Белого моря) по апрель—май, т. е. на протяжении 70—75 дней.

Основная роль в питании рек принадлежит снежному покрову. Доля снегового питания в общем объеме стока рек возрастает с севера на юг: в бассейнах Балтийского и большей части Белого моря достигает 50%, в центральных районах в бассейне Оки и Дона весенний сток составляет 60—80%. В южных засушливых районах, несмотря на относительно небольшую мощность снежного покрова, весеннее половодье составляет основную часть годового стока — более 80%. Доля дождевых вод в питании рек также неодинакова и уменьшается с северо-запада на юго-восток: в области активной циклонической деятельности доля дождевых вод в питании рек наибольшая, здесь в отдельные годы летне-осенние ливни и обложные дожди образуют паводки, превосходящие весенние половодья; на территории сухого Заволжья осадки, выпадающие в теплый период, стока почти не дают, так как расходуются на испарение.

Доля подземных вод в питании рек закономерно уменьшается с севера на юг от 20—30% в северных и северо-западных районах до 5—10% в южных и юго-восточных, следуя зональным изменениям климатических факторов.

Озера, так же как и реки, выполняют роль дрен, но на ограниченных площадях. Наибольшее их число и по площади распространения приурочено к трем областям: Северо-Западной, Азово-Черноморской и Прикаспийской. Озерность северо-западной части территории сравнительно высока — до 10—20%. Озера характеризуются значительной площадью распространения и глубиной. Приурочены они в основном к впадинам различной величины и формы (Имандра, Ладожское, Онежское и др.) и различного происхождения, например, ледникового (Чудское, Псковское, Ильмень, Белое, Кубинское и др.).

В Азово-Черноморской озерной области большую часть составляют лиманы, образованные затоплением устьевых участков рек наступающим морем, и реликтовые озера, сохранившиеся во впадинах рельефа после отступания моря. Распространены также озера типа лагун (Сиваш). Как правило, озера имеют небольшие размеры, мелководны, многие из них отличаются высокой соленостью. В пределах Прикаспийской низменности большая их часть образуется в результате разлива рек во время весеннего половодья (Камыш, Самарские озера). В бессточных котловинах расположены мелководные, иногда значительные по площади соленые озера, многие из которых летом пересыхают, превращаясь в солончаки. Особенно изобилуют озерами Волго-Ахтубинская пойма и дельта.

Заболоченные земли и бугристые болота с небольшими залежами торфа наиболее распространены в северных районах, чему способствуют равнинный рельеф, слабая дренированность поверхности водотоками, наличие водонепроницаемых грунтов, а также выпадение большого количества осадков при малых потерях на испарение. Заболоченность этой части равнины от 30 до 70% (бассейны Сев. Двины, Невы, Верх. Волги, южная часть Кольского полуострова, Карелия). Образованию болот здесь способствуют длительное (избыточное) увлажнение поверхности и относительно теплое лето. На западе сильно заболочен бассейн Верхнего Днепра, в бассейне Припяти имеется крупный болотный массив Пинские болота, образованию которых способствуют очень малые уклоны местности и наличие водоупорных пород. К югу заболоченность уменьшается, и в лесостепной зоне она не превышает 3—5%, что связано с резким увеличением потерь на испарение и глубоким залеганием уровня грунтовых вод.

Распространение **почв и растительности** подчинено закону физико-географической широтной зональности и поэтому почвенно-растительн-

ные зоны соответствуют главным ландшафтным зонам (см. рис. 2, 9). К северной части зоны тундры приурочена незначительная по площади область распространения многолетней мерзлоты.

Оценивая общее значение современных физико-географических условий для формирования, распространения и режима подземных вод, следует признать главенствующую роль зональных климатических факторов. В непосредственной зависимости от этих факторов находятся грунтовые воды, региональный обзор которых дан ниже.

В геологическом разрезе Восточно-Европейской (Русской) платформы выделяются два структурных этажа. Нижний — кристаллический фундамент — сложен метаморфическими и магматическими породами архейской и нижней среднепротерозойской групп; верхний — платформенный чехол — включает осадочные отложения всех систем, начиная от верхнего протерозоя и кончая четвертичными образованиями. В областях с относительно неглубоким залеганием фундамента мощность чехла колеблется в пределах 1,5—4,0 км, увеличивается к центральным или осевым частям крупных впадин (Московская, Балтийская синеклизы и др.), достигая 17 км в Прикаспийской впадине, и уменьшается до почти полного выклинивания на Балтийском и Украинском щитах.

В пределах платформы выделяются следующие главные структуры: Балтийский и Украинский щиты, Балтийская, Московская и Прикаспийская синеклизы, Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы, Причерноморская впадина, Донецкая складчатая область (Донбасс) и др.

Балтийский щит представляет собой наиболее крупное поднятие древнейшего складчатого фундамента, сложенного сильно метаморфизованными и дислоцированными породами докембрийского возраста, прорванными разновозрастными интрузиями различного состава и перекрытыми рыхлыми четвертичными отложениями мощностью от 0 до 50 м.

Украинский щит является крупным поднятием фундамента, сложенным сильно дислоцированными метаморфическими и изверженными породами, покрытыми корой выветривания мощностью от нескольких до 100—120 м (в среднем около 20 м), перекрытой мезозойскими и кайнозойскими отложениями, увеличивающимися по мощности от центра щита к его окраинам.

Балтийская синеклиза занимает западную часть платформы, где фундамент погружается с севера и востока на юг и юго-запад. Здесь выделяется ряд мульд с существенно различным разрезом (Польско-Литовская синеклиза, Брестская впадина, Львовская мульда; рис. 3, *II—II*). В геологическом разрезе преобладают палеозойские и мезозойские породы, перекрытые мощной толщей четвертичных отложений, преимущественно ледниковых. Для осевой части синеклизы характерны соленосные верхнепермские отложения. Общая мощность осадочного комплекса пород составляет 500—700 м в краевых частях, а в наиболее прогнутой части от 3 км (Калининградская область) до 5 км (Львовская область).

Московская синеклиза и ее северное продолжение — Мезенская впадина занимают центральную часть платформы и характеризуются чехлом допалеозойских, палеозойских и мезо-кайнозойских отложений общей мощностью 3,5—4,0 км в ее центральной части. Наиболее широко развиты девонские отложения, залегающие как непосредственно под четвертичными отложениями (Главное девонское поле на западе и Центральное девонское поле на юге), так и в погруженной части синеклизы, каменноугольные отложения, развитые в центральной

части (Подмосковное, Белозерское, Онего-Двинское плато), а на севере и востоке пермские отложения.

Восточная часть платформы представляет собой сложную систему сводовых поднятий, впадин и прогибов, в структурном отношении принадлежащих в основном к Волго-Уральской антеклизе, где выделяются

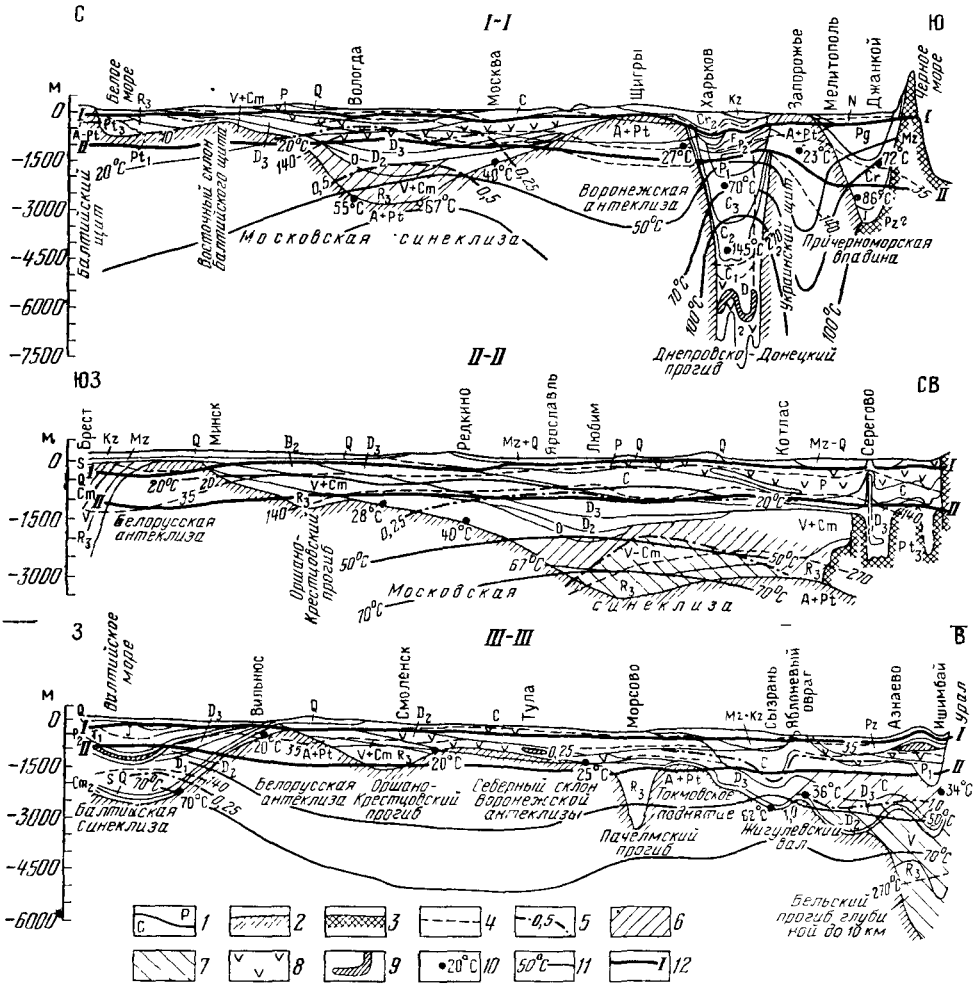


Рис. 3. Структурно-гидрогеологические разрезы (см. рис. 12). Составил Б. Н. Архангельский.
1 — стратиграфические границы укрупненных водоносных комплексов с индексами; *2* — поверхность кристаллического дорифейского фундамента (А—Pt—Pt_1); *3* — поверхность послерифейского фундамента Притиманья, палеозойского и мезозойского складчатого основания Причерноморья; *4* — изолинии минерализации подземных вод, г/кг (границы основных гидрохимических зон); *5* — изобромы, г/кг; *6* — рассолы хлоридные натриево-кальциевые; *7* — рассолы хлоридные кальциево-натриевые *8* — гипс, ангидрит, загипсованные породы; *9* — каменная соль; *10* — температура подземных вод, °С; *11* — изотермы (20, 50, 70, 100 °С); *12* — нижние границы гидродинамических зон: *I* — свободного водообмена, *II* — затрудненного водообмена

положительные структуры: Татарский, Жигулевско-Пугачевский и Токмовский своды, Пермско-Красноуфимский, Камский и Оренбургский выступы. Крупными отрицательными структурами здесь являются прогибы Верхне-Камский и Кажимский, Юрюзанско-Соликамский и Бельский (входящие в Предуральский краевой прогиб), Бузулукский.

Осадочный чехол сложен главным образом палеозойскими и в меньшей степени мезозойскими отложениями. Мощность чехла изменяется от 1—2 км на сводовых поднятиях на западе и юго-западе до 4—5 км и более во впадинах на юге и востоке, что сопровождается увеличением

мощности сульфатных пород и появлением в разрезе мощных пачек соли в кунгурском ярусе верхней и в галогенной свите казанского яруса нижней перми. Общая мощность соленосной толщи достигает 2 км. Максимальная мощность осадочного чехла (до 10 км) приурочена к Предуральскому прогибу, где широко развиты протерозойские, вендские, девонские, каменноугольные и пермские отложения. Отложения мезозоя и кайнозоя имеют подчиненное значение.

Прикаспийская синеклиза выполнена толщей осадочных пород от палеозойского до четвертичного возраста. Фундамент и докунгурские отложения мощностью до 4 км вскрыты только на окраинах синеклизы. Выше залегает соленосная толща кунгурского яруса мощностью около 3—3,5 км в центре впадины и 8—10 км в сводах соляных куполов, характерных для Прикаспийской впадины.

Днепровско-Донецкий и прилегающий к нему на северо-западе Припятский прогибы представляют собой ступенчатые грабены, ограниченные по бортам системой сбросов северо-западного простирания с амплитудой от 1 до 4—6 км. Осадочная толща мощностью от 2—5 км в Припятском прогибе и до 10—11 км в юго-восточной части Днепровско-Донецкого прогиба представлена палеозойскими (девон, карбон, пермь), мезозойскими (юра, мел) и кайнозойскими (палеоген, неоген) отложениями. Отложения мезо-кайнозоя образуют наложенные пологие мульды с приподнятыми северо-восточными крыльями. В осевой части прогибов залегают соляные толщи девона (в Днепровско-Донецком также и пермская соль).

Причерноморская впадина широтного простирания сложена в основном отложениями мезозоя (юра, мел) и кайнозоя (палеоген, неоген). Вендские и палеозойские (кембрий, силур) отложения развиты только в западной части впадины. Кристаллический фундамент впадины (дорифейский) погружается с севера от Украинского щита в южном и юго-западном направлениях и постепенно сменяется палеозойским (в Добруджском прогибе) и мезозойским (в Степном Крыму) складчатым основанием. Мощность осадочного чехла в осевой части впадины составляет 2—3 км и более. На бортах впадины характерно широкое развитие мощных толщ — на западе неогеновых, на востоке палеогеновых и на юго-западе (в Преддобруджском прогибе) юрских отложений.

Складчатая область Донбасс представляет собой геосинклинальный прогиб в кристаллическом ложе, сложенный мощными толщами верхнего и среднего палеозоя. Наиболее широко распространены каменноугольные отложения, которые в пределах открытой части Донбасса сильно дислоцированы. Максимальная мощность осадочного чехла достигает 18 км.

Гидрогеологическое расчленение геологического разреза

Литолого-петрографические и текстурные особенности горных пород фундамента и чехла платформы определяют различие их фильтрационных и водно-коллекторских свойств. К кристаллическим породам фундамента приурочены в общем незначительные скопления трещинных и трещинно-жильных вод; при малой трещиноватости кристаллических пород они являются относительно водоупорными. К осадочным породам приурочены огромные скопления порово-пластовых и трещинно-карстово-пластовых вод.

Толщи глинистых пород представляют собой водоупоры, ими являются также и мощные толщи галогенных пород, сохранивших монолитное строение в условиях отсутствия интенсивной циркуляции под-

земных вод В пределах Восточно-Европейской платформы имеется ряд региональных мощных водоупоров, создающие гидрогеологические этажи в артезианских бассейнах, к которым относятся: толща нижнекембрийских «синих» глин в Средне-Русском, частично в Балтийско-Польском и Волго-Камском бассейнах; верхнедевонская галогенная толща в Припятском и Днепровском бассейнах; нижнепермская галогенная толща в Восточно-Русском, Прикаспийском, Днепровском, Донецко-Донском и частично в Северодвинском бассейнах; верхнепермская галогенная толща в Польско-Литовском бассейне

В отдельных артезианских бассейнах выделяются водоупоры локального характера, иногда эти толщи спорадически обводнены и являются лишь относительными водоупорами. К ним относятся: глины котлинского горизонта вендского комплекса; диктионемовые и кукерские сланцы ордовика; плотные глинистые или мергелистые карбонатные породы ордовика, силура, девона, верхнего мела; пачки глинистых пород намюрского и башкирского ярусов, верейского горизонта среднего карбона, а также верхней перми и триаса, юры, палеогена и др

Общая характеристика водоносности горных пород на обширных территориях дается по крупным стратиграфическим подразделениям — группам и системам преимущественно для дочетвертичных отложений. Последние рассматриваются в качестве укрупненных водоносных комплексов, описание которых позволит наметить главные черты гидрогеологического строения платформенной области и показать общие закономерности распространения и формирования подземных вод.

Ниже приводится описание подземных вод в стратиграфической последовательности водоносных комплексов от четвертичных к более древним. При этом детальнее рассматриваются воды палеозойских и верхнепротерозойских отложений в связи с их широким распространением, огромной мощностью водоносных и водоупорных пород — более 1500—2000 м в Прибалтийском, Московском и Восточно-Русском артезианских бассейнах — и отсутствием монографических описаний подземных вод глубоких горизонтов.

Менее сложный гидрогеологический разрез кристаллических щитов рассматривается только при их региональном описании.

Водоносные горизонты (комплексы) четвертичных отложений

Подземные воды в четвертичной толще приурочены к различным по генезису, составу и возрасту отложениям, покрывающим почти сплошным чехлом неравномерной мощности территорию Восточно-Европейской равнины, за исключением небольших участков выходов дочетвертичных образований. Особенно большим разнообразием характеризуются водоносные горизонты (комплексы) в северной и центральной частях равнины, где они приурочены преимущественно к ледниковым отложениям. Мощность четвертичных отложений достигает 200—300 м (чаще от 10 до 100 м). Водоносные горизонты в этой части равнины приурочены к флювиогляциальным, озерно-ледниковым, гляциальным, аллювиальным отложениям (рис. 4, *а, б*). В южной внеледниковой области* водоносными являются преимущественно аллювиальные песчано-суглинистые отложения, эолово-делювиальные суглинистые образования склонов и водораздельных участков (см. рис. 4, *в*) мощностью от 3 до 30, реже до 50 м, и лишь в районе Прикаспия мощность современных морских и континентальных песчано-глинистых осадков возрастает до 70—150 м.

* Граница между ледниковой и внеледниковой областями показана на рис 9

В целом четвертичные отложения представляют собой сложную водоносную толщу с горизонтами межпластовых (обычно слабонапорных и реже напорных) и преимущественно грунтовых вод, глубина залегания которых в зависимости от рельефа местности колеблется от 1—2 до 20—50 м и более. Водоносные горизонты (комплексы) четвертичных отложений вследствие фациальной изменчивости (выклинивания и замещения) чрезвычайно невыдержаны по мощности, что обус-

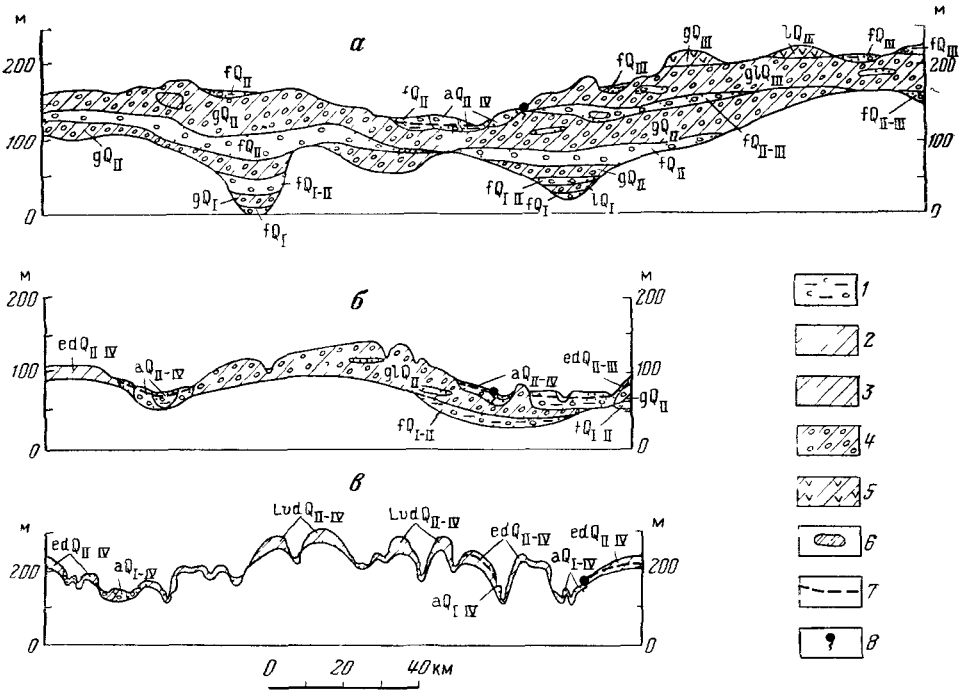


Рис. 4. Типовые разрезы четвертичных отложений:
а — молодая ледниковая область, *б* — древняя ледниковая область (сглаженный рельеф), *в* — вне ледниковая область Составила Я А Сыроквашина
1 — аллювиальные отложения (aQ_{I-IV}) — пески разнозернистые, суглинки, флювиогляциальные отложения надморенные ($fQ_{II, III}$), межморенные (fQ_{II-III}, fQ_{I-II}, fQ_{II}), подморенные (fQ_I) пески разнозернистые с гравием и галькой, суглинки, *2* — элювиально-делювиальные суглинки (edQ_{I-IV}), *3* — эолово-делювиальные суглинки и лессы ($lvdQ_{II-IV}$) *4* — валунные суглинки с линзами песка ($gQ_{II-III, I}$), *5* — конечно моренные отложения (gQ_{III}) — суглинки, пески, гравий, *6* — отторженцы дочетвертичных пород, *7* — уровень грунтовых вод, *8* — родники

ловливает и различную водообильность их; они часто находятся в сложной взаимосвязи между собой, с водами дочетвертичных отложений и с поверхностными водами. Тем не менее в толще четвертичных отложений при наличии водоупоров, преимущественно в области развития ледниковых отложений, прослеживаются довольно выдержанные водоносные горизонты, имеющие большое значение для водоснабжения.

По возрасту и генезису отложений выделяются следующие водоносные горизонты (комплексы) и породы, содержащие спорадически распространенные воды;

1) водоносный горизонт болотных отложений — hQ;

2) водоносный комплекс современных озерных и озерно-аллювиальных отложений — laQ;

3) водоносный горизонт различных стадий развития Балтийского и Каспийского бассейнов озерно-морских отложений — l, mQ;

4) водоносный горизонт элювиально-делювиальных отложений — edQ;

5) водоносный горизонт морских и озерно-лиманных отложений — *m*, lQ;

6) водоносный горизонт современных и древнеаллювиальных отложений — aQ_{I-IV};

7) водоносный горизонт эолово-делювиальных суглинков и лёссов — LvdQ;

8) водоносный горизонт флювиогляциальных (надморенных) отложений, включая зандры, озера, друмлины, конечные морены — $fQ_{II, III}$;

9) водоносный горизонт озерно-ледниковых отложений — $lQ_{II, III}$;

10) спорадически обводненные суглинки, включающие песчаные и супесчаные водоносные линзы и прослои,— $gQ_{II, III}$;

11) водоносный горизонт флювиогляциальных межморенных отложений — fQ_{II-III}, fQ_{II}, fQ_{I-II};

12) водоносный горизонт флювиогляциальных подморенных отложений — fQ_{I};

13) водоносный комплекс древнечетвертичных морских каспийских отложений: хвалынских ($Q_{III}hv$), хазарских ($Q_{II}hz$) и бакинских ($Q_{I}b$).

Водоносные горизонты, комплексы, приуроченные к четвертичным отложениям, чаще грунтовые, реже напорные, в разных ландшафтных зонах имеют свои особенности по глубине залегания, минерализации и химическому составу. Наиболее распространенными и важными в практическом отношении являются водоносные горизонты флювиогляциальных и аллювиальных отложений, развитых на севере и северо-западе равнины. Флювиогляциальные отложения, представленные преимущественно разнозернистыми гравелистыми песками, слагают несколько водоносных горизонтов (надморенный, межморенный и подморенный) мощностью от нескольких единиц до десятков метров, дебит скважин до 3 л/с и более. На Карельском перешейке, в Прибалтике, Белоруссии и центральных районах (Вологодская, Калининская, Смоленская, Ярославская, Костромская области) в межморенных и подморенных флювиогляциальных отложениях заключены значительные ресурсы пресных вод, имеющих большое практическое значение, особенно в Белорусской и Литовской ССР, а также в Ярославской и Костромской областях, где они используются для централизованного водоснабжения.

В Прибалтике и на Карельском перешейке большие ресурсы пресных вод заключены во флювиогляциальных отложениях, выполняющих доледниковые впадины. Большое практическое значение имеют воды надморенных зандровых песков в Припятском и Деснинском полесьях, где мощность водоносных песков достигает 100—200 м, дебит скважин до 1—2 л/с.

Менее обводнены озерно-ледниковые морские и озерно-песчано-глинистые отложения, где дебит скважин не превышает 0,5 л/с. Так же слабо обводнены озовые и камовые песчаные отложения. Моренные отложения, имеющие значительное распространение, сложены преимущественно суглинистыми породами с прослоями и линзами водоносных песков; в большей своей части они представляют собой относительный водоупор.

Значительными запасами подземных вод с дебитом скважин преимущественно до 1—3 л/с характеризуются аллювиальные отложения долин больших рек: Сев. Двины, Мезени, Немана, Днепра, Дона, Волги, Камы, Уфы, Белой и др. и их крупных притоков. Мощность песчано-суглинистых и гравелистых отложений достигает 30—50, чаще 10—20 м. В долинах мелких рек водосодержащие мелкозернистые глинистые пески мощностью 3—5 м слабо обводнены.

Водоносный горизонт элювиально-делювиальных и лёссовых отложений широко развит в пределах внеледниковой области на водоразделах и склонах речных долин и особенно в Причерноморской впадине, где водосодержащими являются лёссовые суглинки и супеси мощностью до 20—30 м, преимущественно до 10 м. Водообильность отложений слабая, дебит колодцев и скважин не превышает 0,5 л/с, редко более. Общая минерализация воды до 1—3, чаще до 1 г/л.

Водоносные горизонты делювиальных, эоловых, морских, лиманных отложений имеют довольно ограниченные площади распространения и малопригодны для водоснабжения, хотя и используются для хозяйственно-бытовых нужд.

В Прикаспийской низменности в современных эоловых, аллювиальных, озерных, озерно-аллювиальных и морских, а также хазарских и хвалынских древнекаспийских отложениях, общая мощность которых достигает 170 м, в условиях засушливого климата при отсутствии поверхностного стока и сильной засоленности морских осадков широко распространены соленые хлоридные натриевые воды. Пресные воды здесь локализуются в форме небольших линз мощностью до 1—3 м в понижениях мезорельефа. Изменчивость мощности и литологического состава пород создает пеструю водообильность (от 0,01 до 1—3 л/с).

Питание подземных вод четвертичных отложений осуществляется в основном путем инфильтрации атмосферных осадков, частично за счет перелива из водоносных горизонтов, залегающих ниже по разрезу, и путем фильтрации поверхностных вод. Воды четвертичных отложений непосредственно связаны с гидрографической сетью и активно участвуют в формировании речного стока. В период весенних разливов, летних и осенних дождей водоносный горизонт аллювиальных отложений пополняется поверхностными водами, а в остальное время года дренируется реками. Повсеместно, независимо от сезона года, максимальные отметки зеркала грунтовых вод других водоносных горизонтов приурочены к центральным частям водоразделов, снижаясь к долинам, что свидетельствует о наличии постоянных потоков и доказывает существование питания вод четвертичных отложений на водораздельных участках атмосферными осадками и дренирование водоносных горизонтов гидрографической сетью.

Глубина залегания, минерализация и химический состав грунтовых вод четвертичных отложений определяются климатическими и другими физико-географическими факторами: с севера на юг увеличиваются глубина залегания и минерализация вод — от пресных гидрокарбонатных на крайнем севере до соленых хлоридных натриевых на крайнем юго-востоке и в Прикаспии. Воды четвертичных отложений, располагаясь полностью в зоне интенсивного водообмена, являются преимущественно грунтовыми, режим которых характеризуется сезонными колебаниями, связанными главным образом с атмосферными осадками и испарением, а вблизи рек и озер находятся под влиянием их режима. Изменение режима грунтовых вод в отдельных районах связано с хозяйственной деятельностью человека (водохранилища, орошение, осушение, карьеры). Особенно близкий к поверхности уровень воды (от 0 до 1—3 м) отмечается в полесьях (Припятское, Деснинское, Мещера), что связано с наличием выдержанного водоупора плиоценовых, меловых и юрских глин (в подошве аллювиально-флювиогляциальных водоносных песков), значительным количеством атмосферных осадков (до 600 мм в год), слабым дренажем и стоком.

При отсутствии водоупора под четвертичными отложениями воды их сливаются с водами дочетвертичных пород (Балтийский щит, Бело-

зерское и Силурийское плато, правобережье Днепра, отдельные участки долин рек).

Таким образом, формирование подземных вод четвертичных отложений связано с постоянным и весьма интенсивным водообменом их с наземной гидросферой. Преобладающее значение в их формировании имеет инфильтрация атмосферных осадков, на отдельных участках поглощение вод поверхностного стока, а также перелив вод из более глубоких водоносных горизонтов. Области питания отдельных водоносных горизонтов, комплексов часто совпадают с областями распространения этих отложений.

Воды четвертичных отложений широко используются для водоснабжения преимущественно небольших населенных пунктов, а в ряде случаев (Белорусская и Литовская ССР) являются основным источником водоснабжения даже крупных водопотребителей. При наличии слабой защищенности с поверхности они, особенно в населенных пунктах, бывают загрязнены.

Водоносные комплексы неогеновых и палеогеновых отложений

Неогеновый водоносный комплекс широко развит в западных и южных областях Украины, в Молдавии, в нижнем течении Дона, Нижнем и Среднем Поволжье, Ергенях, Прикаспии, севернее он встречается небольшими участками. В восточной части представлен преимущественно песчано-глинистыми образованиями на юго-западе (Украина и Молдавия) широко развиты известняки, на границе с Предкарпатским прогибом — гипсоносные отложения.

В Причерноморском бассейне мощность неогеновых отложений изменяется от 100 до 300 м и более, в его восточной части выделяются два водоносных горизонта: так называемый «основной неогеновый водоносный горизонт» (понт, мэотис, сармат) и горизонт среднего миоцена, разделенных мощной толщей нижне- и среднесарматских глин; водовмещающие породы известняково-мергелистые и песчаные. В западной части бассейна увеличивается мощность карбонатных отложений сармата, например в Южной Молдавии верхнесарматский водоносный горизонт является основным.

В западной части Украины неогеновый водоносный комплекс, развитый на юге Волыно-Подольского бассейна и в Предкарпатье, характеризуется островным распространением, большой фациальной изменчивостью, непостоянством мощности; представлен известняками, песками, песчаниками, глинами, туфами. Регионально выдержанные водоупоры отсутствуют. Наибольшее гидрогеологическое значение имеют карбонатные отложения сармата и тортона, мощность которых изменяется от первых десятков до нескольких сотен метров.

В Днепровско-Донецкой впадине водоносны плиоценовые отложения, слагающие террасы в долинах рек Псёла, Ворсклы, Орели, Сев. Донца, и полтавские отложения. Последние имеют островное распространение (сохранились только на возвышенных участках) и представлены песками от мелко- до среднезернистых мощностью от нескольких до 20—40 м, иногда до 75 м. Полтавский водоносный горизонт подстилается харьковским, образуя на отдельных участках единый водоносный комплекс.

На Украинском кристаллическом щите неогеновые отложения широко распространены на склонах; в центре массива они имеют островное распространение. Широко развит горизонт пестрых глин, залегающий на водоразделах и имеющий мощность 5—10, изредка 20 м. На южном склоне массива развиты мелкозернистые глинистые пески, гли-

ны и известняки сармата, мэотиса и понта общей мощностью 25—40 м. На юго-западном склоне массива развиты глины и водоносные пески балтской свиты мощностью 3—25 м. Наиболее широко распространены отложения нижнего и среднего сармата, представленные глинами, известняками, реже песками мощностью до 30 м.

В Окско-Донской низине, в глубоко врезанных долинах неогеновые отложения представлены песками от мелко- и тонкозернистых в верхней части разреза до крупнозернистых в нижней. Мощность отложений изменяется от 1 до 50 м и более, глубина залегания увеличивается к югу от 5 до 100 м.

В Поволжье в разрезе неогена на больших площадях преобладают глинистые породы с редкими прослоями слабоводоносных мелкозернистых песков, в нижней части разреза во многих районах развиты крупнозернистые водоносные пески (Т. П. Афанасьев, 1965 г.).

В районе между Самарской Лукой и р. Бол. Иргиз и в восточных районах Саратовского Заволжья верхняя часть неогена представлена сыртовыми отложениями мощностью 50—60 м, которые вверху сложены безводными суглинками и глинами, а в основании их в подсыртовых мелкозернистых песках с гравием и галькой мощностью 5—12 м залегает первый водоносный горизонт.

Севернее и восточнее Жигулевского вала неогеновые отложения развиты в древних долинах Волги, Камы, Белой, Вятки и их притоков. В разрезе преобладают глинистые отложения с прослоями песков; песчаные отложения мощностью 10—25 м иногда встречаются в нижней части разреза. Общая мощность отложений 100—200 м.

От Ергеней до Дона и на междуречье Волги и Дона до Камышина и северо-западнее по левобережью Дона широко развиты водоносные песчаные ергенинские отложения мощностью 30—40 м и более. В верхней части отложений часто развиты песчаные глины, иногда с прослоями жирных глин.

В Прикаспийской впадине неоген представлен терригенными фациями акчагыла и апшерона; в бортах впадины преобладают песчаные отложения, а в центральной части развиты глины. Прослои известняков-ракушечников известны лишь в отдельных районах. Мощность неогеновых отложений в центральной части впадины 300—450 м, в отдельных прогибах увеличивается до 1000 м; в сводах некоторых соляных куполов эти отложения отсутствуют. Подземные воды развиты преимущественно в песчаных отложениях бортов впадины, где выделяется от одного до пяти водоносных горизонтов мощностью до 30—40 м. В центральной части впадины водоносны невыдержанные прослои и линзы песков мощностью от 2—5 до 15 м.

Водообильность неогеновых отложений весьма различна. Наиболее водообильны они на западе и юго-западе Восточно-Европейской области. В Волыно-Подольском бассейне дебит скважин из известняков тортона и сармата до 10—20 л/с, удельный дебит 0,3—2,0 л/с. На участках распространения кавернозных литотамниевых известняков притоки воды возрастают до нескольких десятков литров в секунду, суммарный дебит водозаборов достигает 85—100 л/с, удельный дебит скважин обычно составляет 0,4—1 л/с, в отдельных местах до 0,15—45 л/с. В Молдавии в известняково-мергелистых отложениях среднего сармата в речных долинах дебит скважин от 1,4—4,2 до 28 л/с, в песчано-глинистых отложениях дебит скважин значительно ниже и обычно равен 1—2 л/с (Бабинец, 1961).

На юго-западном склоне Украинского щита дебит скважин из отложений сармата изменяется от 1,1—2 л/с (Запорожская область) до 3—8 л/с при совместной эксплуатации с водами коры выветривания

(Черкасская область). Там, где известняки сармата закарстованы, дебит скважин увеличивается до 10 л/с. В Днепровско-Донецком бассейне дебит скважин из плиоценовых отложений составляет 1—3 л/с при понижении уровня воды на 5—10 м. Из полтавских отложений преобладающий дебит скважин 1—2 л/с, удельный дебит от тысячных долей до 1—2 л/с. Относительно водообильны отложения палеогена в Припятском бассейне, где удельный дебит скважин от 0,5 до 6 л/с.

В Окско-Донской низине дебит скважин от 0,03 до 10 л/с, обычно 1—2 л/с, удельный дебит от 0,03 до 10,5 л/с. При наличии гидравлической связи с нижележащими горизонтами мела, юры и девона дебит скважин увеличивается до 20—30 л/с, а удельный дебит до 17—27 л/с. Относительно водообилен ергенинский водоносный горизонт; дебит скважин здесь 2—4, редко до 10—16,7 л/с, удельный дебит от 0,01 до 6 л/с.

В Поволжье отложения неогена слабоводоносны: максимальный дебит скважин 0,5—1, изредка до 4 л/с. В подсыртовых песках дебит скважин составляет 0,1—0,5 л/с. В бортах Прикаспийского бассейна дебит скважин изменяется от десятых долей литра в секунду и менее до 1—2, реже 3—5 л/с при понижениях уровня воды на 1—35 м.

Палеогеновый водоносный комплекс широко распространен в южной половине Восточно-Европейской артезианской области, особенно в Поволжье, в Прикаспийской впадине и на Украине. В разрезе комплекса преобладают песчано-глинистые породы, в отложениях палеоцена и эоцена присутствуют опоковидные и мергелистые породы, в олигоцене развита глинистая формация «майкопского типа», сложенная темными битуминозными глинами и сланцами, представляющими собой региональные водоупоры.

В Днепровско-Донецком бассейне водоносные горизонты приурочены к пескам бучакско-каневских и харьковских слоев. Киевская свита представлена водоупорными глинами и мергелями мощностью 30—40 м. Общая мощность палеогеновых отложений 100—200 м, в центральной части впадины 300—400 м, залегают они мульдообразно, с наклоном в сторону осевой части Днепровско-Донецкой впадины, что определяет гидродинамические условия комплекса.

В пределах Украинского кристаллического щита отложения палеогена широко развиты в центре, на северо-восточном и южном склонах и в Конско-Ялынской впадине. Водоносные горизонты приурочены к харьковским, киевским и бучакским отложениям. При отсутствии водоупоров в ряде мест образуется единый водоносный комплекс.

В Волыно-Подольском бассейне киевские и харьковские слои представлены песками с прослоями глин, а киевская свита также и мергелями. Мощность палеогена от нуля до 10—12 м.

В Причерноморском бассейне эоцен — олигоцен представлен толщей глинистых пород мощностью более 1000 м в центральной части впадины, к бортам водоупорная толща выклинивается, а в центре она отделяет неогеновый водоносный комплекс от нижележащих. В восточной части бассейна водоносны песчано-глинистые отложения эоцена.

В Прибалтике палеогеновые отложения развиты только на юго-западе. Водоносны прослои кварцевых песков, а в толще глинистых алевролитов — песчаники и опоки. Мощность водоносных пород возрастает в юго-западном направлении от нуля до 60 м. На западе Самбийского полуострова в песчаных отложениях верхнего эоцена встречены два водоносных горизонта мощностью до 17—20 м, разделенные янтароносной глиной средней мощностью 10—15 м.

В Поволжье (в Ульяновско-Саратовском прогибе), на правобережье Дона и Хопра и в Прикаспийской впадине палеоцен обычно

представлен опоко-глинистыми и песчаными отложениями, эоцен и олигоцен — песчано-глинистыми породами. Максимальная мощность палеогена в Ульяновско-Саратовском прогибе 200—250 м. Водоносны нижнесызранские опоки мощностью 40—60 м, в отдельных местах верхнесызранские песчаники мощностью 30—40 м, саратовские пески и песчаники мощностью 25—40 м, царицынские и харьковские пески.

Южнее г. Камышина водоносны камышинские пески, а к югу от Дубовки и Волгограда развиты пролейский и царицынский водоносные горизонты. За Волго-Донским водоразделом к югу верхняя часть палеогена представлена толщей майкопских глинистых отложений мощностью от нескольких до 1000 м.

В Прикаспийском бассейне палеогеновые отложения развиты широко в западной части, в восточной они развиты спорадически, выходя на поверхность на Общем и Зауральском Сыртах и на отдельных участках Урало-Эмбенского плато. Палеоген представлен в верхней части преимущественно песками, в нижней — опоками мощностью от нескольких до 100—150 м и более (до 250—300 м на побережье Каспийского моря и до 400—480 м в бассейне рек Бол. и Мал. Узеней); в Аралсорской скважине мощность палеогена достигает 575 м (Успенская и др., 1966). Водоносность палеогеновых отложений изучена только в прибортовых частях впадины, где водоносна песчано-опоковая толща, вскрытая на глубине 20—70 м. На междуречье Волги и Урала песчано-глинистые отложения палеогена образуют региональный водоупор между мезозойскими и кайнозойскими водоносными комплексами.

В Днепровско-Донецкой впадине дебит скважин из харьковских отложений составляет от 0,01 до 8—10 л/с, преобладает 1—2 л/с, удельный дебит изменяется от 0,004 до 5 л/с. При совместной эксплуатации нескольких водоносных горизонтов дебит скважин повышается до 0,6—5,5 л/с (в долинах рек Сулы и Ворсклы при совместной эксплуатации с харьковским и аллювиально-флювиогляциальным горизонтами). Из бучакско-каневских отложений дебит скважин обычно 1—4 л/с, удельный дебит 0,5—1,5 л/с. В долинах рек Псёла, Ворсклы и Орели дебит фонтанирующих скважин 1—5 л/с, удельный дебит от тысячных долей до 4,6 л/с, в отдельных местах до 16 л/с (Лебедин).

В Прибалтике водообильность палеогеновых отложений низкая, наиболее водообилен нижний эоценовый горизонт на Самбийском полуострове, где удельный дебит скважин 1—2 л/с.

В Причерноморском бассейне наиболее водообильны эоценовые отложения в долине р. Молочной. Здесь дебит скважин при самоизливе составляет 3—7,5 л/с.

В Ульяновско-Саратовском прогибе отложения палеогена водообильны в центральных частях прогиба. В г. Кузнецке скважины из саратовского водоносного горизонта дают 4—16 л/с пресной воды при понижении уровня на 0,4—0,7 м. Из вышележащих песчаных отложений выходит большое количество родников. Родники с расходами 1—4 л/с дают начало и питают реки Суру, Свиягу, Сызрань, Медведицу и др. В краевых частях палеогеновые отложения сдренированы.

В центрах, расположенных южнее небольших артезианских бассейнов 3-го порядка, отложения палеогена также водообильны: дебит скважин 2—5 л/с, дебит родников от сотых долей до 3—6 л/с в южной части Латрык-Карамышского бассейна.

В Прикаспийском бассейне в целом водообильность палеогена низкая. Наиболее водообильны песчано-опоковые отложения в прибортовых частях, где дебит скважин составляет 0,5—6,5 л/с при понижении уровня воды на 3—5 м.

Основное питание неогеновых и палеогеновых водоносных комплексов поступает путем инфильтрации атмосферных осадков. Региональными областями питания служат южные склоны Воронежской и Белорусской антеклиз, Украинский щит, северо-западные и северо-восточные борта Прикаспийской впадины. При неглубоком залегании водоносных пород наряду с региональными большое значение имеют местные области питания.

Верхняя часть отложений неогена и палеогена часто залегает на высоких гипсометрических отметках и бывает сдренирована, а в условиях глубокого залегания в тектонических впадинах в кровле и подошве этих отложений часто появляются водоупоры, что способствует формированию напорных вод. Так, при погружении водоносных отложений к центру Днепровско-Донецкой впадины появляются водоупоры из глин и мергелей киевской свиты и мергельно-меловых отложений верхнего мела. Воды палеогенового комплекса становятся напорными, напор увеличивается к центру впадины до 200—333 м, в понижениях рельефа многие скважины фонтанируют (долины рек Псёла, Ворсклы, Орели). От области питания на северо-востоке, где отметки пьезометрической поверхности составляют 140—160 м, уровни понижаются на юго-запад и юг к долине р. Днепра до отметок 65—67 м. Особенно благоприятные условия для разгрузки вод отмечаются в долине р. Днепра на участке от устья р. Десны до г. Кременчуга, где киевские мергели размыты и на бучакских песках залегают гравелистые нижнечетвертичные пески. В восточной части впадины разгрузка происходит в долину р. Сев. Донца и его притоков. По картам гидроизогипс и пьезоизогипс отмечается снижение пьезометрических уровней бучакско-каневского горизонта в долинах рек Десны, Сулы, Ворсклы и др., хотя бучакские отложения здесь не вскрываются. В целом дренаж неогеновых и палеогеновых отложений осуществляется речной и овражно-балочной сетью, крупные реки (Волга, Днепр, Сев. Донец) служат региональными областями разгрузки.

По химическому составу воды неогеновых и палеогеновых отложений при неглубоком залегании пресные, гидрокарбонатные кальциевые или натриевые, иногда солоноватые с повышенным содержанием хлоридов и сульфатов натрия (в условиях континентального засоления). С увеличением глубины залегания горизонтов воды становятся солоноватыми, а в нижних частях разреза в Причерноморском и Прикаспийском бассейнах воды соленые хлоридные натриевые. Так, в пределах Южно-Эмбенского краевого поднятия воды палеогеновых отложений хлоридные натриевые с минерализацией 31—90 г/л, с повышенным содержанием иода, брома. На границе с Предкарпатским прогибом воды в закарстованной гипсо-ангидритовой толще неогена имеют минерализацию 3—7 г/л, в отдельных местах они обогащены сероводородом и представляют собой месторождения минеральных вод, ценных в бальнеологическом отношении.

Азональные участки по химическому составу подземных вод отмечаются также вблизи соляных куполов в Днепровско-Донецком и Прикаспийском бассейнах и на участках разгрузки минерализованных вод более древних отложений. Так, в долине р. Самары, где разгружаются минерализованные воды карбона и триаса, минерализация вод в бучакско-каневском горизонте повышается от 1—3 до 5 г/л.

Воды неогеновых и палеогеновых отложений широко используются для водоснабжения в Днепровско-Донецком, Сурско-Хоперском, Волыно-Подольском, Причерноморском, Ергенинском артезианских бассейнах.

Водоносные комплексы мезозойских отложений

Среди меловых, юрских и триасовых отложений выделяется несколько водоносных горизонтов и комплексов, различных в литолого-фациальном отношении и по своим гидрогеологическим особенностям.

Верхнемеловой (мергельно-меловой) водоносный горизонт представлен преимущественно мергелями, мелом, мелоподобными известняками, опоками («мергельно-меловая толща») с отдельными маломощными песчаными и глинистыми прослойками. В отдельных районах развиты песчаные отложения.

Горизонт широко развит в южной половине платформенной области (Балтийская синеклиза, Причерноморская и Днепровско-Донецкая впадины, Ульяновско-Саратовский прогиб, Прикаспийская синеклиза). При погружении от бортов тектонических впадин к их центру мощность мергельно-меловых пород увеличивается от нескольких до 130—150 м в Днепровско-Донецкой впадине и Львовской мульде. Обычно водоносна верхняя зона максимальной трещиноватости, распространенная до глубины 80—100 м в речных долинах и балках и на меньшую глубину на водоразделах. При большой мощности отложений и погружении их кровли нижняя часть мергельно-меловой толщи, лишенная трещиноватости, служит региональным водоупором (Днепровско-Донецкая впадина, Львовская мульда). Водообильность горизонта при неглубоком его залегании высокая, в целом же она непостоянна в связи с изменениями трещиноватости и закарстованности пород (табл. 1).

Таблица 1

Водообильность верхнемелового водоносного горизонта

Местоположение	Удельный дебит скважин, л/с	Дебит родников, л/с
Днепровско-Донецкий бассейн, северо-восток	От 0,3 до 4—7	—
Волынско-Подольский бассейн, запад		
а) на водоразделах	0,3—0,8	—
б) в долинах рек	2—8	—
в) на участках тектонических нарушений	14—28	14—28
г Львов, окрестности; верховья р. Луги	—	До 50
Прибалтийский бассейн, юг	0,5—2,5	—
Львовский бассейн, юг	0,001—3,6	—
Предкарпатский прогиб	0,02—0,11	—
Ульяновско-Саратовский прогиб	—	2—3, редко 5—10
Урало-Эмбенское плато	0,1—0,6	До 1,5—4

В центральной части Московской синеклизы, в Южном и Юго-Западном Поволжье и на правобережье Дона верхний мел представлен песчаными опоками, песками, опоковидными песчаниками («опочный горизонт»), содержащими сообщающиеся водоносные горизонты.

На междуречье Волги и Урала верхнемеловые глинистые породы мощностью 150—250 м являются региональным водоупором; водоносны лишь отложения маастрихта и сантона в бортовой части Прикаспийской впадины. В районе Южной Эмбы и в северном обрамлении Прикаспия мергельно-меловая толща маастрихта водоносна до глубины 100—150 м, ниже она практически безводна.

Песчаные отложения верхнего мела обводнены слабее мергельно-меловых. В Московской синеклизе удельный дебит скважин 0,27—

0,09 л/с; в Поволжье дебит родников из песчаных отложений сенона обычно составляет 1—1,5 л/с (Пенза), в единичных случаях до 10 л/с (из песчаных слоев маастрихта в верховьях р. Иловли). Родники из песчаных отложений сенона питают многие речки волжского склона.

Сеноман-альбский водоносный горизонт широко распространен в южной половине Восточно-Европейской области и представлен преимущественно песками и песчаниками. В отложениях альба часты прослои и линзы глин, в нижней части пород сеномана встречаются прослои гравийных песков и конгломератов мощностью от единиц до нескольких десятков метров.

В юго-западной части Днепровско-Донецкой впадины встречены прослои опоко-кремнистых ноздреватых песчаников; общая мощность сеноман-альбского горизонта увеличивается от окраин к центру впадины от 15—20 до 60—80 м, а глубина залегания изменяется с 0—150 до 500—600 м.

В Волыно-Подолии мощность сеноманских отложений изменяется от 5 до 70 м (максимальная на юго-востоке); глубина залегания увеличивается с востока на запад и юго-запад от 10—24 до 400 м (в Львовской мульде).

В Прикаспийском бассейне отложения альба—сеномана представлены песчаным и песчано-глинистым комплексами мощностью от 15 до 50 м на востоке и северо-востоке и до 250—400 м на западе и юге.

Горизонт водообилен на большей части своего распространения. В Днепровско-Донецком бассейне удельный дебит скважин увеличивается от незначительного до 10,2 л/с (наибольший на юго-западе). В районе Каневских дислокаций из сеноман-альбских отложений выходят пресные источники с дебитом 2,5—3 л/с. В центральной части бассейна, где мелкозернистые пески погружаются на большую глубину, водообильность их значительно снижается.

В Волыно-Подольском бассейне удельный дебит скважин от десятых долей до 8 л/с, дебит скважин при самоизливе составляет от тысячных долей до 2,5—5 л/с. Повышение дебита скважин отмечается на востоке бассейна, где сеноман гидравлически связан с выше- и нижележащими отложениями.

В Поволжье отложения сеноман-альба также водообильны: дебит родников из отложений сеномана от 0,2 до 1—2 л/с; удельный дебит скважин 0,08—1,44 л/с. В отдельных местах из глубоких скважин дебит самоизливом составляет 2,2—16 л/с.

В Прикаспии удельный дебит скважин изменяется от 0,5—1 до 4—5 л/с при понижениях уровня на 1,5—7 м. Из песчано-глинистого комплекса в районах Урало-Эмбенского плато и Южно-Эмбенских нефтяных месторождений скважины самоизливают с дебитом до 5—25 л/с.

Нижнемеловой водоносный комплекс развит в западных, центральных и юго-восточных районах, объединяя песчано-глинистые отложения апта, баррема, готерива и валанжина.

В юго-восточной части Московской синеклизы (Владимиро-Шиловский прогиб) мощность нижнего мела до 50 м; водообильность неравномерная, в целом невысокая; удельный дебит скважин 0,01—1,0 л/с. Нижнемеловые отложения в центральной части Днепровско-Донецкой впадины представлены нерасчлененной толщей пестроцветных глин неокома; в Волыно-Подольском бассейне — песками мощностью 2—3 м, неотделимыми от верхнемеловых отложений; в Ульяновско-Саратовском прогибе — глинами с маломощными прослоями песков и песчаников общей мощностью 200—380 м. В Южном и Юго-Западном Поволжье нижний мел представлен песчаными породами с многочисленными прослоями глин общей мощностью 100—150 м; южнее линии

Камышин — Березовская — Новоанненская в разрезе преобладают глинистые разности пород, в целом слабо обводненные.

В Балтийской синеклизе отложения нижнего мела и сеномана объединяются в единый водоносный горизонт, сложенный песками мелкозернистыми и алевритами. В нижней части разреза местами залегают средне- и крупнозернистые пески мощностью более 3 м. Глубина залегания возрастает в юго-западном направлении до 330 м, мощность отложений увеличивается в том же направлении до 79 м. Водоносность отложений невелика: удельный дебит скважин 0,01—0,2 л/с, возрастает он до 0,5—3 л/с; дебит отдельных скважин до 64 л/с при самоизливе из горизонта песков (западная часть Литвы). В Прикаспийской синеклизе апт представлен разнозернистыми песками с галькой, неоком — песками и песчаниками общей мощностью от 10—15 до 50—60 м; породы водообильные.

Юрский водоносный комплекс особенно широко развит в пределах южной части платформенной области. В нижней и средней юре преобладают терригенные сероцветные (гумидные) толщи. В верхней юре широко развиты битуминозные глины и глауконитовые пески, которые в осевых частях Поволжья и Заволжья замещаются мергелями и горючими сланцами. В южных районах наряду с терригенными отложениями развиты карбонатные. Для юрских отложений характерны фациальная изменчивость, частые размывы, прерывистость распространения, поэтому водоносные горизонты невыдержаны и в целом слабоводоносны.

В Днепровско-Донецкой впадине, в Московской и Балтийской синеклизах, в Поволжье водоупорная глинистая толща кимериджа — верхнего келловея мощностью от нескольких до 60 м разделяют два водоносных горизонта — верхнеюрский и средне-нижнеюрский.

Верхнеюрский водоносный горизонт на юго-западе Балтийской синеклизы представлен глинами и алевритами с прослоями песков и известняков; мощность отложений увеличивается к юго-западу до 300 м, глубина залегания до 400 м. Удельный дебит скважин 0,1—0,3 л/с. Из песков оксфорда дебит скважины в г. Советске при самоизливе составил 9,7 л/с.

В Львовской мульде юра представлена пестроцветными песчано-глинистыми отложениями, выполняющими понижения в кровле карбона; мощность отложений от 5—10 до 60 м, редко 130—150 м. Удельный дебит скважин — сотые и тысячные доли литра в секунду.

В Днепровско-Донецкой впадине верхнеюрские отложения представлены преимущественно глинами с маломощными прослоями известняков, песчаников и песков. В северо-западной и средней частях впадины верхнеюрские отложения образуют региональный водоупор (Терещенко, 1966). На северо-западной окраине Донбасса оксфорд сложен известняками мощностью 40—70 м, к которым приурочен устойчивый водоносный горизонт. В юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины верхнеюрские отложения водообильны вследствие преобладания здесь крупнозернистых песков.

В Прикаспийской синеклизе широко развит верхнеюрский глинисто-карбонатный комплекс, изученный только в Южно-Эмбенском нефтеносном районе. Мощность отложений здесь и в районе Астрахани 120—150 м, на северо-западе впадины до 400 м (Успенская и др., 1966). Удельный дебит скважин десятые и сотые доли литра в секунду.

В Поволжье и Заволжье широко развит водоносный горизонт нижневолжского яруса в карбонатно-песчано-глинистых отложениях с прослоями горючих сланцев; общая мощность отложений 25—60 м. Дебит родников 0,1—0,3 л/с, в бассейне р. Сызрани 0,1—1,0 л/с.

В Московской синеклизе водоносными являются отложения нижневолжского возраста, представленные в центральной части песками с прослоями глин и включением конкреций сидерита и серного колчедана мощностью 20—80 м, а в восточной части водоносны фосфоритизированные песчаники мощностью 15—17 м; удельный дебит скважин 0,02—1 л/с. По долинам рек отмечаются нисходящие родники с дебитом 0,5—1 л/с, иногда менее 0,02 л/с, лишь в бассейне р. Унжи 5 л/с. На Воронежской антеклизе в волжских отложениях водоносны прослои песков общей мощностью 0,5—25 м, заключенные в толще глин. В районе Курской магнитной аномалии дебит скважин 0,6—0,85 л/с, удельный дебит от 0,005—0,09 до 0,6 л/с.

Средне-нижнеюрский водоносный горизонт часто литологически является продолжением песчаных отложений келловея. Встречающиеся в разрезе относительно тонкие прослои песков в глинистых отложениях обычно слабоводоносны.

В Балтийской синеклизе водоносный горизонт приурочен к пескам и песчаникам среднего келловея и папильской свиты мощностью от нескольких до 40 м; удельный дебит скважин 0,01—0,7 л/с.

В Днепровско-Донецкой впадине в нижней части разреза водоносны пески байосских и тоарских отложений, переслаивающиеся с плотными глинами и алевролитами. В юго-восточной части впадины региональным водоупором служат глины верхнего байоса и нижнего бата, а на северо-западе — нижнего бата. Мощность глинистых отложений увеличивается к юго-востоку до 140 м. На северо-восточном склоне Днепровско-Донецкой впадины (Воронежская антеклиза) песчаные отложения бата и низов келловея содержат водоносный горизонт мощностью 20—35, редко 50—60 м.

В центральной части Днепровско-Донецкой впадины удельный дебит скважин составляет десятые и сотые доли литра в секунду. На юго-западной окраине впадины, где среднеюрские отложения залегают неглубоко, горизонт водообилен. Так, в Киеве с глубины 200—275 м из прослоев крупнозернистых песков получен дебит скважин от 15 до 35 л/с (удельный дебит 0,7—5 л/с). В юго-восточной части впадины (на юге Харьковской области) нижнеюрские отложения вскрыты на глубине 57—213 м, удельный дебит скважин здесь изменяется от 0,05 до 1,6 л/с.

В Московской синеклизе слабоводоносен келловей-батский горизонт, представленный песками, местами глинистыми или с прослоями глин, залегающими в понижениях домезозойского рельефа и характеризующимися неповсеместным распространением и значительными колебаниями мощности (от долей метра до 40 м и более). В Среднем и Нижнем Поволжье в нижней части разреза юрских отложений заключены водоносные пески и песчаники мощностью от 5—10 до 30, изредка до 50 м. В правобережных районах Поволжья юрские отложения на значительной части территории залегают на трещиноватых известняках карбона, здесь водоносные горизонты юры и карбона гидравлически связаны.

В Прикаспийской синеклизе среднеюрские отложения широко распространены, нижнеюрские имеют подчиненное значение. На юго-восточной окраине впадины суммарная мощность отложений составляет от десятков до 650—700 м. Глубина залегания изменяется от 250—270 м в бортах впадины до 800 м в межкупольных прогибах и до 2300 м на Южно-Эмбенском поднятии. Водоносные горизонты заключены в песчаных отложениях. Наиболее водообильна песчано-галечная свита нижней юры, дебит скважин достигает 3—10 л/с при самоизливе.

Триасовый водоносный комплекс объединяет отложения нижнего и среднего триаса, залегающие в изолированных впадинах, унаследованных от палеозоя в Балтийской синеклизе, Днепровско-Донецкой впадине, Припятском прогибе, на окраине Донбасса, в Прикаспийской синеклизе, на Общем Сырте, на юго-западе Приуралья, на севере Московской синеклизы. Воды комплекса изучены только в районах их неглубокого залегания в Московской синеклизе и на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы; в Днепровско-Донецкой впадине и в восточной части Прикаспийской синеклизы водоносность триаса изучалась при бурении разведочных скважин на нефть и газ.

Комплекс сложен преимущественно пестроцветными глинами с маломощными прослоями песчаных водоносных пород. В Балтийской синеклизе в мощной толще пестроцветных глин и мергелей имеются маломощные прослои слабо обводненных песков, песчаников, алевролитов, известняков (последние развиты в основании толщи); мощность отложений увеличивается в юго-западном направлении до 350—500 м. Триасовые глины служат региональным водоупором в юго-западной части синеклизы. На северо-западном склоне Белорусской антеклизы в разрезе триаса преобладают песчанистые отложения.

В центре Днепровско-Донецкой впадины мощность триасовых отложений составляет 350—475 м, глубина залегания 500—2000 м; они представлены монотонными пачками глин, подстилаемых водоносными прослоями песчаных и песчано-карбонатных пород мощностью 10—40 м; удельный дебит скважин 0,003—0,01 л/с. На окраинах впадины глубина залегания комплекса составляет 150—180 м, мощность отложений уменьшается до нескольких десятков метров; удельный дебит скважин 0,2—0,5 л/с (из песков-галечников в Днепропетровской области возрастает до 1,4—4 л/с).

На севере Московской синеклизы и в Кажимском прогибе отложения ветлужской серии представлены циклически построенной толщей пестроцветов (до пяти циклов) мощностью 150—180 м, содержащей маломощные водоносные горизонты в нижней части разреза каждого цикла, приуроченные к прослоям и линзам песков, песчаников, конгломератов, реже мергелей, известняков. Наиболее мощный водоносный горизонт (10 м) расположен в нижней части толщи, дебит отдельных скважин самоизливом достигает 5—7 л/с; дебит родников 0,1—0,5 л/с, в районе г. Котласа до 3—5 л/с.

В Прикаспии, на Общем Сырте, в Юго-Западном Приуралье триасовые отложения представлены чередующимися континентальными и морскими терригенными и карбонатными породами. На юго-восточном склоне Волго-Уральской антеклизы триасовые отложения выходят на дневную поверхность или залегают неглубоко от нее; дебит родников менее 0,1 л/с, удельный дебит скважин обычно менее 0,5 л/с, но из песков и песчаников бузулукской свиты возрастает до 1—2 л/с.

В Прикаспийской впадине, где выделяется пермо-триасовый водоносный комплекс, отложения триаса сложены глинами с прослоями песчаников и известняков, линзами конгломератов; с востока на запад увеличивается глинистость пород. Мощность отложений изменяется от 400—500 м на соляных куполах до 2500—3000 м в межкупольных прогибах. В Аралсорской сверхглубокой скважине глубина залегания кровли триасовых отложений 2850 м, мощность их около 3000 м. На восточном борту Прикаспийской впадины водоносные породы представлены песчаниками и песками с прослоями известняков, конгломератами; мощность водоносных горизонтов от 8 до 20—40 м, дебит скважин от 0,6—0,9 до 2,5 л/с. В Южно-Эмбенском нефтепромысловом районе водоносные породы представлены песчаниками и песками с линзами

мелкогалечникового конгломерата и галькой; мощность двух основных горизонтов 70—100 м, остальных 50—60 м, дебит скважин 1—2 л/с, местами до 5 л/с с самоизливом.

Мезозойские отложения, слагающие вместе с кайнозойскими верхнюю часть разреза осадочного чехла платформы, характеризуются сходными условиями питания, движения и разгрузки подземных вод. На поднятиях фундамента региональные водоупоры отсутствуют, поэтому воды всех горизонтов и комплексов здесь гидравлически связаны, что подтверждается соотношением пьезометрических уровней и сходством химического состава подземных вод. При этом наблюдается понижение уровней сверху вниз на Белорусской и Воронежской антеклизах, что указывает здесь на нисходящую фильтрацию. Питание осуществляется инфильтрацией атмосферных осадков и перетеканием воды из вышележащих отложений. В тектонических впадинах региональные водоупоры (мощная мергельно-меловая толща, юрские и триасовые глины) препятствуют гидравлической связи водоносных комплексов.

Геоструктурные «водоразделы» на фундаменте определяют региональное направление движения подземных вод от поднятий фундамента к прилегающим впадинам, где мезозойские отложения образуют классические мульдообразные наложенные артезианские бассейны в системе сложных бассейнов первого порядка — Днепровско-Донецком, Причерноморском и второго порядка — Польско-Литовском, Сурско-Хоперском

При неглубоком залегании водоносных комплексов дренирование их осуществляется овражно-балочной сетью и мелкими реками. Более глубокие горизонты разгружаются в областях региональной разгрузки, приуроченных к долинам крупных рек (Волга, Днепр, Сев. Донец, Дон, Днестр, Нямунас, Мяркис и др.) и побережью морей (Черное, Балтийское). Речные долины также дренируют водоносные комплексы, залегающие под водотоками ниже относительных водоупоров. Дренаж водоносных горизонтов, не вскрываемых речными долинами, происходит под воздействием гидравлических градиентов через относительные водоупоры путем разгрузки в аллювиальные отложения вблизи русел рек. В областях региональной разгрузки уровни понижаются от нижних горизонтов к верхним. В западных бассейнах платформы разгрузке глубоких горизонтов способствует наличие погребенных речных долин, выполненных четвертичными отложениями.

Для мергельно-меловой толщи верхнего мела, широко распространенной и водообильной на участках неглубокого залегания пород в западных бассейнах, региональной областью питания служит Белорусская антеклиза. Для сеноман-альбского и нижнемелового водоносных горизонтов областями питания служат также возвышенности внутри артезианского бассейна (Жямайтийские). Отметки пьезометрической поверхности подземных вод значительно понижаются от областей питания к областям разгрузки в дельте р. Нямунаса и на побережье Балтийского моря. Кроме того, разгрузка наблюдается в долинах Нямунаса, Мяркиса, Преголя, где имеются восходящие минеральные источники. Скрытая разгрузка наблюдается в четвертичные отложения южной части Средне-Литовской низменности, где уровни воды в верхнемеловых отложениях значительно превышают уровни в четвертичных отложениях. На территории Польско-Литовского бассейна водоносный горизонт мергельно-меловой толщи гидравлически связан с водами сеноман-нижнемелового и оксфордского водоносных горизонтов, а в южной части— и палеогенового. Глубокие погребенные долины, где мергельно-меловые отложения размыты, создаются гидрогеологические

«окна», по которым воды четвертичных отложений связаны с водами нижележащих комплексов.

Белорусская антеклиза, от которой подземный поток направлен к долинам рек Зап. Буга, Припяти, Днепра, Сожа, является также областью питания верхнемеловых отложений Брестской мульды и Припятского прогиба.

В Днепровско-Донецком бассейне трещиноватая зона в мергельно-меловой толще верхнего мела в северо-восточной и восточной частях вскрывается эрозионной сетью; в южной и юго-западной частях она погружается под неогеновые и палеогеновые отложения и становится безводной, являясь для центральной части бассейна региональным водоупором. Основная область питания — Воронежская антеклиза, основная область разгрузки — долина Днепра и его притоков.

Региональная область питания мергельно-меловых отложений в Причерноморском бассейне расположена на склонах Украинского кристаллического щита. В части, прилегающей к Крыму, с юга движется поток с Тарханкутского поднятия. Областью разгрузки служит Черное море. Питание подземных вод в Поволжье происходит на междуречных пространствах, а разгрузка — в долинах рек, где наблюдается самоизлив воды из скважин. В Прикаспийском бассейне областью питания мергельно-меловой толщи служат северный и северо-восточный борта впадины.

Мезозойские отложения в областях питания содержат в основном пресные гидрокарбонатные кальциевые или натриевые воды. В нижней части разреза артезианских бассейнов, при большой мощности отложений и залегании водоносных горизонтов ниже региональных водоупоров, встречаются солоноватые, соленые воды и рассолы с максимальной минерализацией в центральной части Прикаспийского бассейна 300 г/л и более.

В отдельных водоносных горизонтах наблюдается резкое изменение химического состава подземных вод. Так, в сеноманском горизонте с глубиной состав воды изменяется от гидрокарбонатного к хлоридному, что вызвано редким погружением отложений в Днепровско-Донецкой впадине по региональному разлому.

На участках разгрузки вод глубоких палеозойских горизонтов в мезозойские отложения в последних возникают локальные изменения химического состава, захватывающие значительную часть разреза мезозойских и кайнозойских отложений на северо-западном склоне Белорусской антеклизы, по бортам Припятского грабена, в бассейнах рек Самары и Жеребца в Днепровско-Донецкой впадине и на других участках. Азональный химический состав подземных вод наблюдается также на участках соляных куполов в Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах.

Подземные воды мезозойских отложений, особенно воды мергельно-меловой толщи сенон-турона, широко используются для водоснабжения и часто служат основным его источником.

Водоносные комплексы палеозойских и допалеозойских осадочных отложений

Подземные воды в древней осадочной толще платформы находятся в весьма неоднородных по литолого-фациальному составу отложениях, невыдержанных по простиранию и разрезу и отличающихся различной пористостью и проницаемостью. Однако в западных, центральных и восточных артезианских бассейнах в палеозойской и допалеозойской осадочных толщах можно выделить ряд регионально распростра-

ненных водоносных, водоносно-водоупорных и водоупорных комплексов, которые освещены ниже.

Для Днепровско-Донецкого, Львовского и некоторых других артезианских бассейнов такое расчленение осадочной толщи пока не представляется равнозначным. В связи с этим гидрогеология распространенных на юго-западе палеозойских отложений кратко охарактеризована после общего описания комплексов и при обзоре отдельных бассейнов.

Верхнепермский водоносный комплекс наиболее распространен в северных, центральных и восточных областях платформы и представлен переслаивающимися песчано-глинистыми и известково-мергельными породами, часто огипсованными. На юго-востоке в отложениях казанского яруса значительно развиты гипсы, ангидриты, каменная соль.

По литолого-стратиграфическим признакам выделяется серия водоносных горизонтов в отложениях татарского, казанского и уфимского ярусов. Мощность татарского яруса в Средне-Русском бассейне достигает 150 м в районе Ярославль — Иваново и повышается до 350—363 м в районе Котельнич-Сольвычегодск. Водообильность пород неравномерная, но в общем довольно значительная. К долинам рек Волги, Унжи, Ветлуги, Сухоны, Сев. Двины и др. приурочено много пресных источников, дебит наиболее крупных из них до 20—50 л/с и более. На Сухонском валу скважиной с глубины 52 м получена самоизливом пресная вода с дебитом 20—30 л/с (напорный уровень на 19 м выше поверхности земли). Солоноватые сульфатные и соленые хлоридные воды известны в источниках по долинам рек Моши, Вашки и др.

В Восточно-Русском бассейне мощность татарских отложений преимущественно составляет 50—250 м, редко до 500 м. Водообильность пород сильно колеблется, имеются крупные источники в долине р. Вятки с дебитом до 40 л/с; дебит же многочисленных источников Закамья преимущественно до 0,5 л/с, иногда до 1 л/с и более. В зоне свободного водообмена (до глубины 50—100 м) воды пресные, с глубиной минерализация их увеличивается. Скважина в г. Кирове с глубины 190 м дала хлоридную натриевую воду с минерализацией 15,4 г/л.

В Коряжме дебит фонтанирующей скважины в процессе ее углубки от 150 до 296 м увеличился с 12 до 60 л/с; вода хлоридно-сульфатная с минерализацией 22,5 г/л.

Мощность казанского яруса изменяется от нескольких метров до 100 м и более. Так, в районе г. Горького она варьирует от 2 до 25 м, увеличиваясь в Сольвычегодске до 96 м и в Котельниче до 110 м. Породы водообильны, дебит пресных источников в долинах рек Сев. Двины, Пинеги, Вятки и др. часто превышает 5 л/с. К более глубоким горизонтам приурочены соленые воды и рассолы. Из скважины в Коряжме с глубины 345 м получена самоизливом (13 л/с) хлоридная натриевая вода с минерализацией 28 г/л и содержанием брома 100 мг/л. В Тотьме — Бабушкине (Леденгске) на глубине 256 м минерализация воды 53 г/л, содержание брома 37 мг/л. К минеральным относятся сероводородные сульфатные воды в районе Серноводска и др.

Мощность уфимского яруса возрастает с запада на восток от 30 м в Ярославле — Котельниче до 76 м в Вожгалях, резко увеличиваясь в Предуралье до 250 м, а в районе Ишимбая до 500—800 м. Водообильность пород неравномерная, дебит источников обычно в пределах 0,5—3 л/с. В условиях неглубокого залегания воды уфимских огипсованных пестроцветов обычно пресные или солоноватые сульфатные; в Угличе скважиной с глубины 163 м получена сульфатно-хлоридная кальциево-натриевая вода с минерализацией 4 г/л. В связи с преоб-

ладанием в разрезе глинистых и мергелистых пород, наличием прослоев гипса и гипсового цемента в песчаниках и алевролитах уфимские пестроцветы местами представляют собой относительные водоупоры.

Нижнепермский водоупорный комплекс сложен галогенно-карбонатными и галогенными кунгурскими отложениями, развитыми преимущественно на северо-востоке, юге и юго-востоке платформы. Они расчленяются на два горизонта: иреньский и филипповский. Водоупорный иреньский горизонт распространен на меньшей площади по сравнению с филипповским: в полном разрезе он встречен по восточному краю платформы, где преобладают ангидриты и гипсы. В западном направлении отмечается сокращение размера и выпадение в нижней его части сульфатных пачек, замещенных карбонатными породами. В Бузулукском прогибе, на юго-восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, на Белебеевско-Шпаковской вершине Татарского свода иреньский горизонт, как и в Юрюзано-Соликамском прогибе на севере, выражен главным образом каменной солью; в кровле и подошве развиты ангидриты, часто с включениями каменной соли. Мощность горизонта изменяется от 240 до 700—800 м. В Саратовской и Волгоградской областях иреньский горизонт также сложен каменной солью, но ангидритовая пачка отсутствует, а мощность изменяется от нуля до 1109 м. В общем мощность соленосных водоупорных отложений увеличивается от Татарского свода на восток — к Предуральскому прогибу и с севера на юг — к прибортовым частям Прикаспийской синеклизы. На Татарском и Пермско-Красноуфимском сводах соленосные породы встречаются лишь на отдельных участках. В спорадически расположенных в нижнепермском водоупорном комплексе прослоях и линзах доломитов встречаются хлоридно-сульфатные соленые воды и хлоридные натриевые крепкие рассолы.

Средне-верхнекаменноугольный — нижнепермский водоносный комплекс включает отложения нижней перми (ассельский, сакмарский и артинский ярусы), верхнего карбона, мячковского, подольского и каширского горизонтов московского яруса среднего карбона, в основном представленные толщей известняков и доломитов. Песчано-глинистые отложения незначительной мощности имеют ограниченное распространение. Породы выходят на поверхность в пределах Московской синеклизы, на западных склонах Урала и в других районах. В центральных областях платформы мощность комплекса колеблется от 20—25 м в Серпухове и Пестово до 145—192 м в Москве и Щелкове, к востоку она быстро возрастает: до 347 м в Любиме и 503 м в Шарье, в районах Уфы и Красноуфимска достигает 1000 м и более. В центральных областях платформы пресные воды комплекса широко используются для водоснабжения (Москва, Калинин, Ногинск и т. д.). Дебит скважин колеблется от десятков до нескольких сотен литров в секунду. На востоке платформы нижнепермские отложения характеризуются высокой водообильностью, особенно на Уфимском плато, где дебит достигает 200—300 л/с.

К зоне свободного и частично к зоне затрудненного водообмена в пределах западных, центральных и восточных областей платформы приурочены преимущественно пресные или солоноватые и соленые воды невысокой метаморфизации ($\frac{rNa}{Cl} > 0{,}75$), часто с относительно повышенной сульфатностью ($SO_4 \cdot 100/Cl$ до 0,25).

В западных частях центральных областей платформы в этом комплексе преобладают пресные гидрокарбонатные воды. В отдельных местах минерализация вод повышается до нескольких десятков граммов

на литр, что обусловлено соленосностью отдельных горизонтов перми, различной глубиной вреза гидрографической сети и т. п. По мере погружения отложений в северо-восточном и особенно в восточном направлении минерализация вод закономерно возрастает. В северных районах платформы (Вологда, Котельнич, Любим) и на северном склоне Токмовского свода минерализация вод средне- и верхнекаменноугольных отложений колеблется от 109 до 215 г/л, здесь заметно повышается их метаморфизованность (по $\frac{rNa}{rCl}$), содержание сульфатов изменяется в широких пределах, увеличивается содержание брома. На центральной вершине Татарского свода в каменноугольных отложениях минерализация вод не превышает 70—80 г/л.

На юге Восточно-Русского бассейна в местах развития мощного кунгурского водоупора минерализация и метаморфизация подземных вод быстро возрастают в сторону бортовых частей Прикаспийской впадины, где также имеются мощные толщи пермских соленосных пород. В южном направлении минерализация вод резко возрастает на южных склонах Жигулевско-Пугачевского свода и Оренбургского выступа, повсеместно превышая 300 г/л.

Высокой степенью минерализации и метаморфизации отличаются воды артинских отложений в Предуральском прогибе и прибортовых частях Прикаспийской впадины. Так, в Верхне-Чусовских Городках минерализация воды достигает 317 г/л, а отношение $\frac{rNa}{rCl}$ падает до 0,65, уменьшается коэффициент сульфатности, сильно увеличивается содержание брома.

В районах значительного развития нижнепермских галогенных и галогенно-карбонатных толщ локальные водоносные горизонты содержат рассолы с аномально высокой минерализацией, обусловленной выщелачиванием соленосных отложений. В районах же отсутствия солей или уменьшения их мощности воды нижнепермской толщи опресняются вследствие хорошей связи с водами верхних комплексов.

В центральных областях платформы растворенные газы в основном азотные (95—99%) с незначительной примесью углеводородов (не более 0,2—2,0%), слабо обогащены гелием и биогенным азотом, имеют незначительную упругость. В восточных областях растворенные газы азотно-углеводородные с повышенной концентрацией метана (50—88%), тяжелых углеводородов до 25%. Газонасыщенность высокая, общая упругость газа колеблется от 9 кгс/см^2 на Пилюгинской площади до 93 кгс/см^2 на Покровской (на некоторых площадях упругость газа иногда превышает величину гидростатического давления).

Среднекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс представлен верейским горизонтом московского яруса и сложен преимущественно песчано-глинистыми породами; известняки имеют ограниченное распространение. Преобладающая мощность комплекса 15—30 м в Московской синеклизе, 70—125 м в Бузулукском прогибе, 60—100 м на Жигулевско-Пугачевском своде, 150—200 м в Пачелмском прогибе и юго-восточных склонах Воронежской антеклизы. В общем комплекс характеризуется пониженной водообильностью, с увеличением песчаных пород водообильность возрастает (дебит скважин до нескольких литров в секунду).

В центральных областях платформы воды пресные (0,2—1,3 г/л), аналогичные водам нижележащего нижне-среднекаменноугольного водоносного комплекса. В центральных частях Токмовского свода и на его юго-восточных склонах воды сульфатные магниевые и хлоридные

натриевые, слабосоленые (5—10 г/л), слабометаморфизованные ($\frac{rNa}{rCl}$ от 1,0 до 1,2 и более), с содержанием брома до 12—16 мг/л.

В Северодвинском бассейне минерализация вод колеблется от 4 до 202 г/л, что связано, по-видимому, с различной степенью раскрытости проницаемых пород верейского горизонта, залегающих в виде невыдержанных прослоев и линз среди глинистых отложений.

На южной вершине Татарского свода воды среднекаменноугольного комплекса сильно опресняются инфильтрационными водами вышележащих комплексов, минерализация уменьшается до 6—27 г/л, а отношение $\frac{rNa}{rCl}$ превышает 1,0 при высоком содержании сульфатов. На воды толщи нижнего карбона и девона оказывает влияние складчатый Урал, являющийся областью питания в районе Каратауского выступа. Однако минерализация вод здесь быстро возрастает в западном направлении — от 24—36 до 189—232 г/л.

На Воронежской антеклизе и Токмовском своде распространены слабометаморфизованные солоноватые и слабосоленые воды с минерализацией 7—9 г/л. Хлоридные кальциево-натриевые рассолы (296 г/л) встречены на северо-восточных склонах Пермско-Красноуфимского выступа и в Верхне-Чусовских Городках, к югу от них минерализация вод резко снижается.

Для северо-западной части Восточно-Русского бассейна в составе растворенных газов характерно преобладание азота (70—90%). Углеводородно-азотные газы распространены на Татарском своде, на Пермско-Красноуфимском выступе, в Верхнекамском прогибе и Мелекесс-Радаевской впадине. Газонасыщенность вод в большинстве случаев составляет 100—260 см³/л, что соответствует общей упругости 24—71 кгс/см². На Жигулевско-Пугачевском своде и его южных склонах газонасыщенность увеличивается от 262—380 до 1150 см³/л в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Здесь же изменяется и состав газа на азотно-углеводородный * с содержанием углеводородов до 40,6—73,6%.

Средне-нижнекаменноугольный водоносный комплекс объединяет отложения башкирского, намюрского и верхней части визейского ярусов. Сложен преимущественно известняками и доломитами, в центральных областях и на юго-восточных окраинах платформы включает песчано-глинистые и соленосные отложения. Мощность комплекса в пределах Московской синеклизы от 20—30 м (Серпухов, Кашира, Подольск) до 90—106 м (Вологда, Солигалич, Любим, Шарья); увеличение мощности до 100—128 м наблюдается в районах Москвы и Пестово. В восточных областях мощность увеличивается: на Татарском своде до 200—350 м, на Жигулевско-Пугачевском до 315—435 м, на Пермско-Красноуфимском до 250—450 м, на юго-восточном моноклинальном склоне до 600—645 м. Водообильность пород комплекса резко колеблется, дебит скважин — от долей литра в секунду до 2—4 л/с и более в районах повышенной трещиноватости и закарстованности пород.

В центре и на западе Московского бассейна, где комплекс выходит на поверхность, воды пресные, гидрокарбонатные, кальциево-натриевые. По мере погружения отложений минерализация вод быстро возрастает. Так, в Горьком на глубине 709—714 м распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией 56,14 г/л. Менее минерализованы и метаморфизованы воды в центральных частях Токмовского свода, где их минерализация 10,7 г/л при высоком содержании сульфатов. На

* Наименование газа смешанного состава везде дается в порядке возрастания содержания компонента (от меньшего к большему).

склонах Токмовского свода (Лысково) минерализация воды повышается до 160,6 г/л, отношение $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$ уменьшается до 0,79, содержание сульфатов сохраняется сравнительно высоким. В пределах Волго-Камского бассейна по мере погружения комплекса метаморфизация и минерализация хлоридных натриевых вод, а также концентрация микрокомпонентов увеличиваются. Однако характерно опреснение этих вод в районах положительных тектонических структур (Татарский свод и Пермско-Красноуфимский выступ)

В растворенных газах центральных областей содержание азота составляет 77—99%, углеводородов 0,1—0,6%. В целом газонасыщенность вод и состав растворенных газов резко изменяются к юго-востоку, в сторону Прикаспийской впадины. Так, если в Среднем Поволжье преобладает азот, то уже в Нижнем Поволжье газы становятся метановыми. Газовый фактор увеличивается более чем в три раза — от 0,2 м³/м³ в Среднем Поволжье до 0,6 и 1,13 м³/м³ в пределах Саратовской и Волгоградской областей.

Нижнекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс сложен в верхней и средней частях переслаивающимися глинистыми и песчаными отложениями, а в нижней на преобладающей площади — глинистыми отложениями визейского яруса; карбонатные породы имеют подчиненное значение.

В Московской синеклизе комплекс характеризуется чрезвычайной пестротой литологического состава, преобладанием глинистых пород на одних участках и песчаных на других. На востоке во многих районах комплекс представлен толщей глин, аргиллитов и глинистых известняков, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами. К юго-востоку платформы возрастает мощность карбонатных пород В западных областях центральной части платформы мощность комплекса составляет 10—35 м, и только в некоторых районах (Зарайск, Рязань, Семлево) увеличивается до 50—75 м. В восточных областях, включая Татарский свод и более восточные районы, мощность весьма непостоянна, но не превышает 30—70 м, а к югу возрастает до 300—350 м (Бузулукский прогиб).

Комплекс обладает значительной, но неравномерной водообильностью. Наиболее обводнены горизонты, выходящие на поверхность в центральной части платформы: в районе Серпухова дебит скважин из объединенных тульского и бобриковского горизонтов примерно колеблется от 0,5—1,0 до 2—3 л/с в песках и до 4—6 л/с и более в известняках и углях.

Химический состав подземных вод нижнекаменноугольного водоносно-водоупорного комплекса очень изменчив. В глубоких горизонтах центральных областей преобладают слабометаморфизованные хлоридные натриевые воды с минерализацией до 100 г/л. В Восточно-Русском бассейне распространены весьма метаморфизованные крепкие хлоридные натриевые рассолы; в Пермской области их минерализация достигает 220—280 г/л с увеличением содержания брома; в Башкирской и Татарской АССР минерализация снижается до 140—260 г/л, в Куйбышевской области — составляет 206—300 г/л.

В пределах Восточно-Русского бассейна с приближением нижнекаменноугольного комплекса к дневной поверхности воды становятся менее минерализованными и метаморфизованными. В северо-западных краевых его частях минерализация обычно не превышает 150—200 г/л, а отношение $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$ более 0,75—0,85, что в значительной мере вызвано сравнительно повышенным здесь водообменом, а также поступлением

вод, выщелачивающих каменную соль, рассеянную в вышележащих отложениях.

Растворенные газы в центральных областях платформы относятся к азотным, содержание азота до 94% и углеводородов не более 3,4%, газонасыщенность вод слабая. В пределах Восточно-Русского бассейна состав растворенных газов резко меняется: содержание метана до 47—62% зафиксировано на Жигулевско-Пугачевском своде, сероводород встречается в количестве 1—2%. Для пластовых вод характерна сравнительно невысокая газонасыщенноть даже на контакте с крупными нефтяными залежами, упругость растворенных газов колеблется от 26 до $99 \cdot 10^5$ Па (М. И. Зайдельсон, 1961 г.). В Нижнем Поволжье газы углеводородные, содержание азота около 3%, углеводороды представлены в основном метаном (его среднее содержание 90%).

Температуры подземных вод описываемого комплекса изучены крайне слабо. По В. А. Покровскому (1960 г.), в центральной части Московского бассейна воды каменноугольных отложений характеризуются низкими температурами, не превышающими 18° С, на бортах бассейна они понижаются до 7—12° С. В пределах Восточно-Русского бассейна температура вод изменяется от 9 до 40°С и выше, максимальные температуры характерны для наиболее погруженных частей.

Верхнедевонско-нижнекаменноугольный водоносный комплекс сложен преимущественно карбонатными отложениями турнейского яруса, фаменского и франского ярусов общей мощностью до 250—500 м.

В основании комплекса залегают карбонатные породы саргаевского горизонта, на южном склоне Балтийского щита и Латвийской седловине они с тонкими прослойками глин, а в чудовских слоях с гипсом. В Московской синеклизе появляются глинистые и битуминозные известняки с прослоями глин и мергелей, переходящие далее к востоку и юго-востоку (Москва, Тула, Калуга) в глинистые и доломитизированные известняки. По ее северному борту развиты глины, алевролиты и песчаники. На склоне Воронежской антеклизы распространены разнозернистые песчаники, алевролиты и глины. Мощность отложений этой части разреза комплекса в Балтийской синеклизе от 0 до 60 м, а в Московской — от 25 до 183 м.

Вышележащие слои франского яруса в Балтийской синеклизе сложены доломитами кавернозными и доломитовыми мергелями и известняками мощностью от 6—8 до 30 м (в восточной части Латвии). В Московской синеклизе развиты битуминозные известняки и сланцы, глинистые известняки, мергели, известковистые глины, протягивающиеся от Пачелмского прогиба на северо-запад к Москве вдоль северного склона Воронежской антеклизы и на северо-восток в сторону Шарьи. На северном борту Московской синеклизы, от Валдая к Солигаличу и далее на север к Коноше, среди известняков и глин появляются алевролиты и песчаники. Мощность отложений на Центральном девонском поле 35 м, к Москве увеличивается до 77 м.

Верхнефранские и фаменские отложения в Балтийской синеклизе представлены толщей переслаивающихся глин, мергелей, песчаников, песков и доломитов, в верхней части разреза с прослойками гипсов. Пестрый литологический состав, большая загипсованность пород обусловливают весьма неравномерную водообильность комплекса; нередко дебит скважин составляет несколько литров в секунду.

В местах неглубокого залегания комплекса развиты пресные и солоноватые воды. Так, в Брянске к верхнедевонским отложениям под юрскими глинами приурочен мощный горизонт пресных вод с дебитом отдельных скважин до 90 л/с; на Воронежской антеклизе к этим от-

ложениям приурочены пресные воды, дебит скважин от 0,5—1 до 10 л/с. В Москве на глубине 335 м вскрыты воды с минерализацией 4,6 г/л. В Московском бассейне в направлении к Любиму и Солигаличу минерализация вод увеличивается до 237—273 г/л (в задонском горизонте), иод здесь содержится в виде следов, а содержание брома повышенное. Из турнейского горизонта в Котельниче с глубины 1400 м получен практически бессульфатный рассол (245 г/л).

Наиболее глубоко водоносный комплекс залегает в Восточно-Русском бассейне. В верхнефранском горизонте на глубинах 1600—2100 м минерализация вод составляет 227—264 г/л. Воды фаменских отложений на глубине 1300—1880 м имеют минерализацию преимущественно около 260 г/л. Содержание (в % мг-экв): хлор-ион — 98,8—99,4; сульфат-ион не превышает 0,4; гидрокарбонат-ион — 0,02—0,1. Из катионов натрий и калий составляют около 80%; магний 5,2—10,8%, а кальций 10,2%; содержание иода от 6 до 15 мг/л; брома — от 372 мг/л и более.

Воды турнейских отложений на глубине 1200—2500 м (Арх-Латышская площадь) по составу относительно сходны с водами фаменских отложений, представляя собой хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 100—250 г/л, с содержанием иода от 3 до 7 мг/л и повышенным содержанием брома.

В Средне-Русском бассейне газы в подземных водах комплекса преимущественно азотные (содержание азота 90—98%, углеводородов до 1—8%). Местами содержание углеводородов увеличивается. Так, в районе Вязьмы в растворенных газах из верхнещигровских и верхнефранских отложений содержание углеводородов составляет 32—35,2% (Мухин, 1963), а содержание азота соответственно снижается до 63,3—66%, причем на долю безаргонового азота приходится 33—35% общего количества азота; количество аргона составляет 1,13—1,38%; гелия+неона 0,02—0,14%; углекислого газа 1,106—0,72%. Температура вод до 12—13° С.

В Восточно-Русском бассейне характерно увеличение газонасыщенности вод к юго-востоку от 0,15 м³/м³ (Среднее Поволжье) до 0,45—0,982 м³/м³ (Нижнее Поволжье) при увеличении концентрации метана до 94%.

Верхнедевонский водоупорный комплекс, выделяемый в объеме верхней глинистой части швентойского горизонта, распространен в Балтийской синеклизе, Латвийской седловине, центральной части Московской синеклизы и в других структурах. Комплекс слагают глины, пески, алевролиты, песчаники. В центральной части Московской синеклизы в разрезе исчезают прослои песков, песчаники резко сокращаются и становятся сильноглинистыми, практически водоупорными.

Мощность комплекса в Балтийской синеклизе колеблется от 11 до 72 м, в Московской увеличивается до 175 м, на остальной площади Русской платформы в основном составляет от 40 до 80 м.

В восточных областях платформы в комплекс входят главным образом глинистые породы кыновского горизонта и карбонатные породы саргаевского мощностью до 20—50, местами до 200 и 600—700 м (Кажимский прогиб).

Средне-верхнедевонский водоносный комплекс объединяет в основном песчаные отложения старооскольского и нижней части швентойского горизонтов. Мощность комплекса в западных и центральных областях платформы изменяется в широких пределах — от 29 м (Пилтене) до 344 м (Солигалич).

В Балтийской синеклизе в песчано-глинистой толще встречаются прослои доломитовых мергелей и доломитов, наибольшая мощность толщи (до 247 м) на Латвийской седловине. В восточных областях платформы комплекс сложен верхнеживетскими песчано-глинистыми отложениями и песчаными отложениями пашийского горизонта общей мощностью 70—120, реже 210—280 м. Комплекс выходит на поверхность земли в северо-западной части Главного девонского поля, на Белорусской и Воронежской антеклизах, а также на Тимане и западных склонах Урала.

Водообильность комплекса колеблется в широких пределах. В Балтийско-Польском артезианском бассейне, например, из песчаников швентойского горизонта был приток 16 л/с при снижении уровня на 600 м, в Ленинградском бассейне из аналогичных песчаников скважины фонтанировали с дебитом до 75 л/с. Водообильность старооскольского горизонта также неравномерна, например из рыхлых песков дебит скважины в г. Орше (с глубины 208—270 м) составлял 8 л/с, а из скважин в Боровске и Непейцино— 0,1 л/с.

Комплекс содержит воды разного состава и весьма различной степени минерализации (от 0,5 до 320 г/л) и метаморфизации — отношение $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$ от 1,0 и выше до 0,43 (рис. 5). Пресные и соленые воды приурочены на северо-западе платформы к южному склону Балтийского щита, на западе — к Белорусской антеклизе, в центре — к Воронежской антеклизе. При погружении горизонтов в сторону Московской и Балтийской синеклиз минерализация вод увеличивается, а химический состав изменяется от гидрокарбонатных кальциево-магниевых (при неглубоком залегании комплекса) до хлоридных натриевых и местами хлоридных кальциевых.

Вдоль побережий Балтийского моря, Ладожского и Онежского озер минерализация вод средне-верхнедевонского комплекса резко снижается, очевидно, за счет поступления инфильтрационных вод. В глубоких частях Московского бассейна минерализация и метаморфизация вод быстро возрастают (см. рис. 5).

В Восточно-Русском бассейне минерализация вод изменяется от нескольких до 323 г/л, а отношение $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$ от 1,0 до 0,38. Содержание сульфат-иона от 250—500 до 850 мг/л, местами до 2400 мг/л и более. Здесь преимущественно распространены крепкие хлоридные натриевые рассолы с минерализацией свыше 260 г/л. Метаморфизация и минерализация вод в бассейне возрастает в направлении к Предуральскому прогибу и Прикаспийской впадине, и только в районе Каратау и Бельской депрессии, примерно всего лишь в полосе 100 км (от прогиба), проявляется воздействие движения слабо метаморфизованных вод с Урала. В прибортовых частях Прикаспийской впадины встречаются хлоридные кальциевые рассолы.

В западных и центральных областях платформы растворенные газы средне-верхнедевонского комплекса обычно азотные; газонасыщенность редко превышает 50—100 см³/л. Иной облик имеют растворенные газы в северо-восточных районах Восточно-Русского бассейна, где в их составе содержится большое количество биогенного азота, значительное количество метана и тяжелых углеводородов. В Нижнем Поволжье растворенные газы также углеводородно-азотные. Содержание углеводородов здесь от 52 до 97% и увеличивается в сторону Прикаспийской впадины.

Среднедевонский водоносно-водоупорный комплекс включает наровский горизонт в Балтийской синеклизе, морсов-

ско-мосоловские слои в Московской синеклизе, бийский и кыновский горизонты в восточных областях платформы. Мощность отложений в Балтийской синеклизе изменяется от 30 до 143 м (г. Советск). Комплекс слагают мергели, глины, доломиты с прослоями гипса и ангидрита, *с редкими прослоями песков, песчаников и конгломератов.*

В Московской синеклизе мощность комплекса от 100 до 138 м. На склоне Воронежской антеклизы в основании водоупорного комплекса

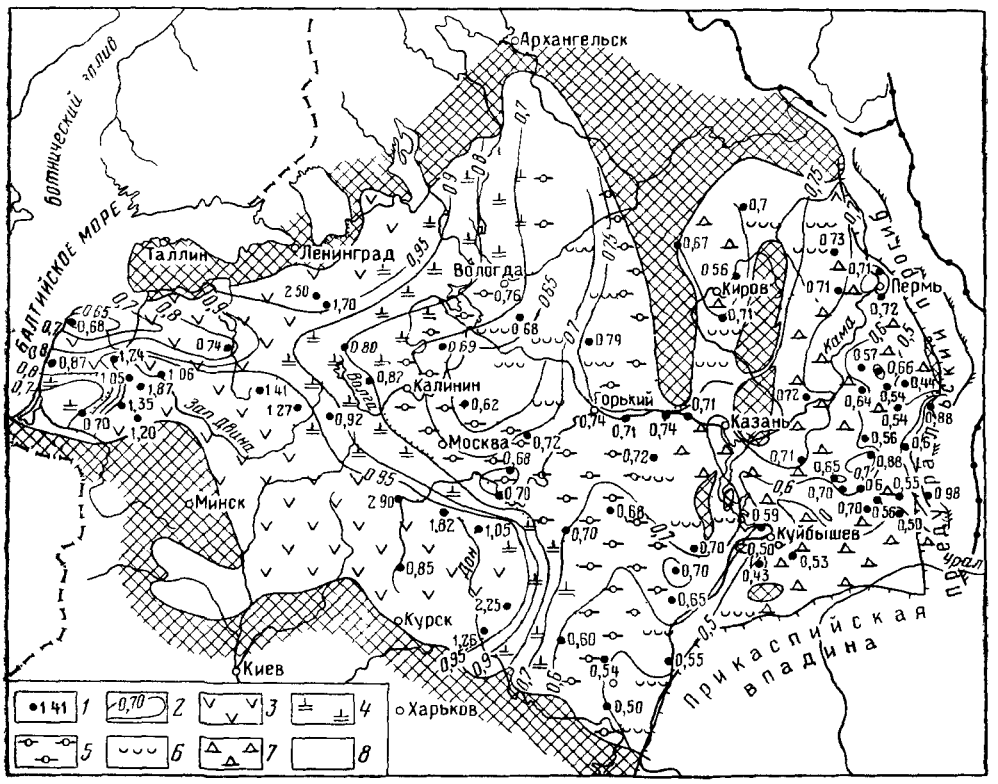


Рис. 5. Схема метаморфизации по Na/Cl и минерализации вод средне-верхнедевонского водоносного комплекса. По Г. П. Якобсон.

1 — скважина, цифра у скважины — величина отношения Na/Cl; *2* — изолинии равной минерализации Минерализация, г/л *3* — до 10, *4* — 10—100, *5* — 100—200, *6* — 200—260, *7* — свыше 260, *8* — граница зон различной минерализации Другие условные обозначения см на рис 7

залегает пачка каменной соли с подчиненными слоями ангидритов и доломитов мощностью 20—50 м. Мощность терригенно-карбонатных отложений комплекса в восточных областях платформы обычно не превышает 20—60 м, местами достигает 200—250 м.

В Прибалтийском бассейне и на южных склонах Московского бассейна доломиты и известняки содержат напорные воды. Водообильность известняков и доломитов в зависимости от степени их трещиноватости и кавернозности характеризуются удельным дебитом скважин 0,2—2 л/с и более.

Комплекс содержит преимущественно хлоридные натриево-кальциевые воды. На участках нахождения каменной соли воды хлоридные натриевые. Минерализация вод колеблется от нескольких до 260 г/л. Отношение $\frac{rNa}{rCl}$ изменяется в значительных пределах, чаще всего составляет 0,85—0,70. В областях приподнятого залегания комплекса (Воронежская и Белорусская антеклизы, южный склон Балтийского

щита) воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые и сульфатные кальциевые.

Газовый состав вод комплекса в региональном плане не изучен.

Среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс включает отложения среднего кембрия, ордовика, силура, нижнего и часто среднего девона, имеющих неоднородный литологический состав. Ижорские слои кембрия и пакерортские слои нижнего ордовика сложены преимущественно песчано-алевритовыми породами с преобладанием рыхлых разностей. Средняя часть разреза (ордовик—силур) представлена глинисто-мергелистыми породами, известняками и доломитами, а верхняя его часть (нижний девон и пярнуский горизонт среднего девона) состоит из песчаников, песков, алевролитов и глин.

Мощность комплекса в Балтийской синеклизе от 200 до 600 м, максимум 1200 м (Советск); в Московской синеклизе 50—200 м, максимум более 900 м (Пестово — Вологда). Комплекс выходит на поверхность земли на северо-западе Балтийской синеклизы и погружается на глубину до 2000 м в Балтийской (Советск, Нивенское) и в Московской (Ветлуга) синеклизах.

В восточных областях платформы в его состав входят в основном песчаные, сравнительно маломощные (15—65, реже 130—200 м) отложения нижнего (казанлинская и краснокамская свиты) и среднего девона (такатинская свита).

Описываемый водоносный комплекс залегает на кристаллическом фундаменте или на верхнерифейско-вендско-нижнекембрийском водоносном комплексе, либо на нижнекембрийском водоупоре; покрывается почти на всей площади своего развития среднедевонским водоносно-водоупорным комплексом. В нем выделяется несколько водоносных горизонтов, основные из них приурочены:

1) к пескам и песчаникам среднего кембрия и нижнего ордовика мощностью до 10—50 м;

2) к известнякам, доломитам и мергелям ордовика мощностью от нескольких до 189 м. Максимально водообильны закарстованные породы. Трещиноватость пород с глубиной затухает и водообильность горизонта снижается;

3) к известнякам, мергелям и доломитам силура мощностью 150—200 м. Прослои мергелей и глин создают локальные водоупоры. Водообильность незначительна, но в ряде районов характеризуется дебитом скважин порядка 1—5 л/с и более. В Латвии и Литве вся толща силура практически водоупорна;

4) к пескам и песчаникам нижне- и среднедевонских отложений с низкими коллекторскими свойствами (удельный дебит скважин от 0,01 до 1,5 л/с).

На южном склоне Балтийского щита комплекс выходит на поверхность и глубоко погружается в Балтийской и Московской синеклизах. В водоносных горизонтах неглубокого залегания минерализация вод колеблется от 0,31 до 7,76 г/л. В Балтийско-Польском бассейне минерализация хлоридных натриевых вод колеблется от нескольких десятков до 183 г/л в пределах глубины от 270 до 2100 м, а отношение $\frac{rNa}{rCl}$ здесь изменяется от 0,75 до 0,49, содержание брома достигает 607 мг/л (в водоносном горизонте среднего кембрия). На северном склоне Белорусской антеклизы хлоридные натриевые воды в отложениях ордовика и силура на глубинах 265 и 204 м имеют небольшую минерализацию (около 6 г/л) и метаморфизацию (отношение $\frac{rNa}{rCl}$ составляет 0,96—0,85).

В Московском бассейне хлоридные натриевые воды имеют минерализацию от 107 до 286 г/л; наибольшая отмечается в районе Любима на глубине 1900 м в силурийском водоносном горизонте. Содержание брома значительное, иод обнаружен в небольшом количестве (максимум 6,8 мг/л в Серпухове).

В Восточно-Русском бассейне такатинский водоносный горизонт среднего девона (на глубине от 1984 м в Пермской области до 3364 м — Неклюдово) содержит в основном хлоридные натриевые рассолы с минерализацией от 230 до 287 г/л и величиной отношения $\frac{rNa}{rCl}$ от 1,0 до 0,5. Концентрация иода от 3 до 12 мг/л, а брома высокая. В водах почти полностью отсутствуют сульфаты.

Растворенные газы на бо́льшей части территории северной половины платформы азотные (азота 94—99%), углеводородов в них 0,1—2,6, реже до 4,8% (Хаапсалу), углекислый газ в сумме с сероводородом составляет 0,12—8,4%, аргон 0,6—1,85%, гелий+неон 0,002—0,115%.

Нижнекембрийский водоупорный комплекс в западных и центральных областях платформы представлен «синими» глинами балтийской серии нижнего кембрия, а на востоке — преимущественно глинистыми отложениями верхней части верхнебавлинской свиты венда. Это зеленовато- и голубовато-серые пластинчатые глины с маломощными прослоями песчаников и алевролитов; мощность изменяется от 23 м (Валдай) до 154 м (Городок), в основном же находится в пределах 25—60 м. В Московской синеклизе водоупорный комплекс залегает в ее центральных частях и по северному борту.

В восточных областях платформы мощность комплекса изменяется от 50 до 500 м (увеличивается к Прикаспийской впадине).

Верхнерифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс сложен терригенными породами нижнего кембрия (песчаники балтийской серии), венда (котлинский горизонт ляминаритовых глин с прослоями песчаников и гдовский горизонт песчаников с прослоями глин валдайской серии, песчаники волынской серии) и верхнего рифея (преимущественно красноцветные песчаники полесской, приозерской, ненокской, сердобской и пачелмской серий). В восточных областях платформы данный комплекс включает нижнюю часть верхнебавлинской серии и полностью верхнерифейскую нижнебавлинскую.

В южной части Балтийской синеклизы, на Воронежской антеклизе, на Токмовском своде и Котельническом выступе комплекс отсутствует. На южном и юго-восточном склонах Балтийского щита отложения комплекса выходят на поверхность, в районе Латвийской котловины они погружаются на глубину до 600—1000 м, а в Московской синеклизе — до 2200 м и более. В восточных областях платформы глинистые отложения верхней части нижнебавлинской серии образуют водоупорную толщу.

В зависимости от рельефа фундамента мощность комплекса изменяется от нескольких десятков метров на Белорусской антеклизе до 2000 м и более в восточных областях платформы, преобладает 200—500 м.

Водоносность комплекса в глубоких зонах артезианских бассейнов изучена слабо. В Восточно-Русском бассейне притоки воды в опорных скважинах при значительном снижении уровня составляли единицы кубических метров в сутки, в Глазовской же скважине получен приток 50 м^3/сут при понижении уровня на 14 м.

Водоносный комплекс на западе Русской платформы содержит гидрокарбонатные кальциево-магниевые и хлоридные натриевые воды

с минерализацией от 0,5 до 12 г/л на южных склонах Балтийского щита и на Белорусской антеклизе до 34—104 г/л на Латвийской седловине. В центральных областях платформы распространены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 227—273 г/л и метаморфизованностью по $\frac{rNa}{rCl}$ от 0,95 до 0,46 (рис. 6); в восточных областях минерализация достигает 217—285 г/л и более. На всей территории распространения комплекса содержание сульфат-иона колеблется от 20—40 до 5000 мг/л и выше, причем наибольшая его концентрация отмечается в центральных областях платформы (Вязьма). Содержание гидрокарбонат-иона составляет 15—600 мг/л, концентрация иода и брома увеличивается с глубиной, особенно в восточных областях платформы.

Таким образом, метаморфизованность и минерализация вод комплекса по площади его распространения весьма изменчивы. Наименьшая степень метаморфизации и минерализации вод обычна в районах крупных положительных структур Русской платформы. Так, пресные и солоноватые воды со значением отношения $\frac{rNa}{rCl}$ 0,90—1,0 и более приурочены к Белорусской антеклизе и северным склонам Воронежской антеклизы.

Воды с бо́льшей минерализацией и с наивысшей степенью метаморфизации (0,70—0,45) по составу хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые, приурочены к наиболее погруженным зонам в центральных, восточных, юго-восточных и других областях платформы (Рязань, Солигалич, Туймазы, Шкапово).

Состав растворенных газов водоносного комплекса в краевых юго-западных и южных частях Московского бассейна преимущественно азотный, содержание азота 90—99% (Смоленск, Калуга, Рязань, Вязьма), углеводороды отсутствуют или не превышают 0,5—4,2%. Газонасыщенность подземных вод незначительна (до 30—77 $см^3/л$), а общая упругость газа в большинстве случаев составляет $1,7—4 \cdot 10^5$ Па и только в районе Рязани увеличивается до 20 $кгс/см^2$.

В палеозойских образованиях Днепровско-Донецкого бассейна (В. А. Терещенко, 1967 г.) выделяются: 1) водоносный комплекс преимущественно песчано-глинистых отложений верхней перми и низов триаса; 2) пермский водоупор — соленосные отложения нижней перми; 3) нижнепермско-верхнекаменноугольный водоносный комплекс — песчано-глинистые и в меньшей степени карбонатные отложения верхнего карбона, картамышской свиты и низов хемогенной толщи нижней перми; 4) среднекаменноугольный водоносный комплекс — преимущественно песчано-глинистые отложения и верхнебашкирского подъяруса и московского яруса; 5) намюрско-нижнебашкирская относительно водоупорная толща — преимущественно известняково-глинистые плотные отложения с редкими прослоями водоносных песчаников; 6) нижнекаменноугольный водоносный комплекс — песчано-глинистые и карбонатные отложения турнейского и визейского ярусов.

Девонские отложения Днепровско-Донецкого бассейна изучены еще недостаточно, однако здесь прослеживается надсолевой, межсолевой и подсолевой водоносные комплексы и два водоупорных соленосных комплекса. В районах отсутствия соли отложения девона, очевидно, образуют мощный единый водоносный комплекс. Мощности водоносных комплексов уменьшаются к бортам и увеличиваются вдоль оси прогиба с северо-запада на юго-восток — в направлении возрастания

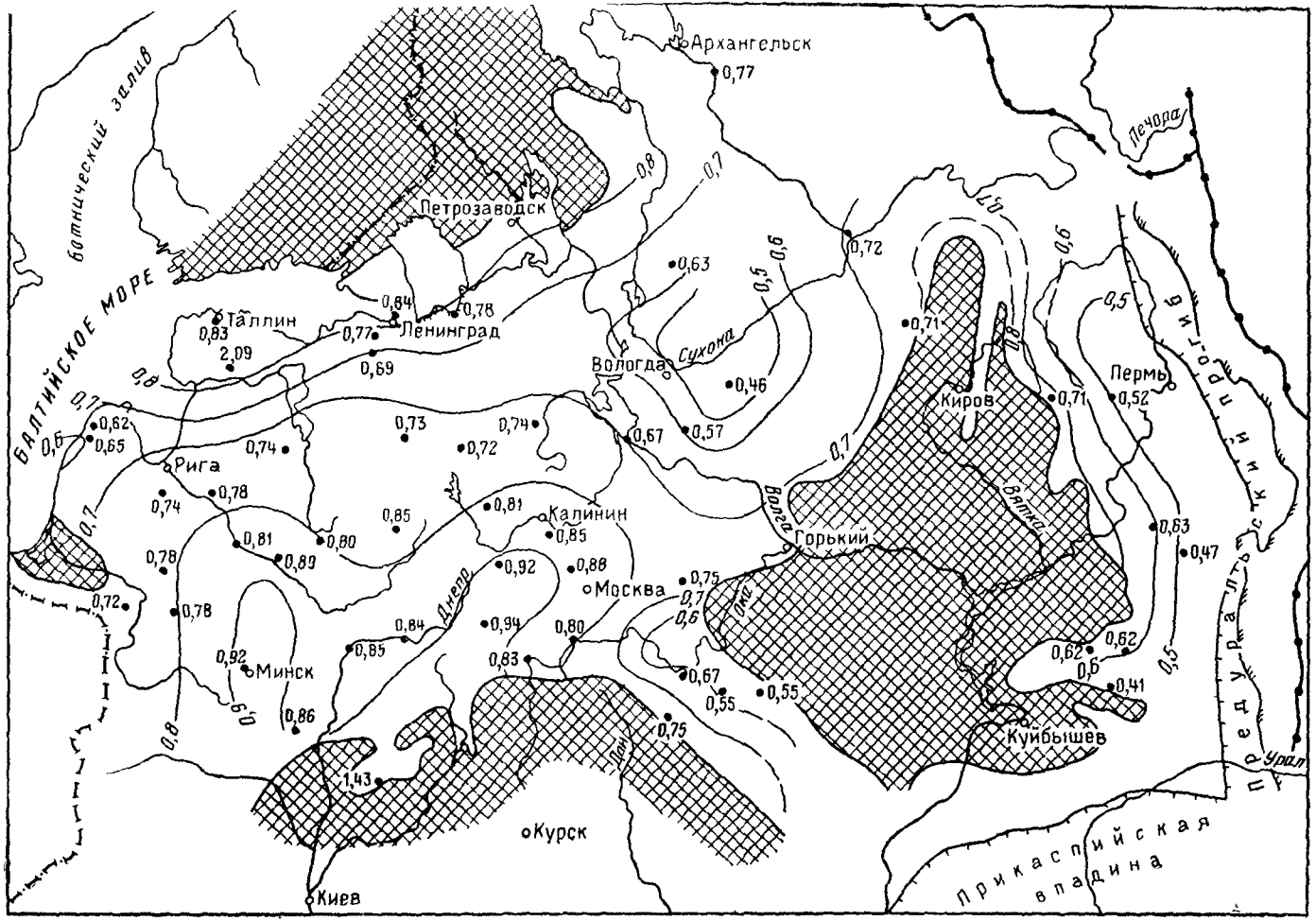


Рис. 6. Схема метаморфизации вод по Na/Cl верхнерифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса. По Г. П. Якобсон.

Условные обозначения см на рис. 5

глубины их залегания. На участках соляной тектоники палеозойские отложения располагаются на сравнительно небольшой глубине.

Притоки воды в глубоких разведочных скважинах колеблются от долей и единиц до 500—600 м³/сут, изредка более. Водообильны отложения терригенной части нижней перми, верхнего и верхов среднего карбона, где притоки воды часто превышают 100 м³/сут. Глубже по разрезу наблюдается некоторое снижение водообильности пород. По площади распространения отдельных водоносных комплексов палеозоя наблюдается уменьшение водообильности с северо-запада на юго-восток и от бортов к приосевой части бассейна, что связано с изменением литолого-фациального состава пород и со вторичными процессами их уплотнения и цементации.

В Днепровско-Донецком артезианском бассейне пресные гидрокарбонатные натриево-кальциевые и сульфатные кальциево-натриевые воды приурочены к самым верхним водоносным комплексам. Солоноватые гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды характерны для сравнительно неглубокого залегания отложений мезозоя и палеозоя. Соленые воды и рассолы широко развиты в глубоко погруженных юрских, каменноугольных и девонских отложениях.

В средней части бассейна наблюдается гидрохимическая асимметрия, проявляющаяся в более высоком залегании минерализованных вод на южном склоне по сравнению с северными склонами. Минерализация хлоридных натриевых вод во всех комплексах увеличивается с погружением отложений, достигая в юго-восточной части 270—300 г/л в подсолевых нижнепермских отложениях. Рассолы содержат иод, бром, аммоний, стронций, марганец и другие микрокомпоненты. Выделяются две группы локальных гидрохимических аномалий. Аномалии первой группы наблюдаются преимущественно над соляными куполами с неглубоким залеганием соляного ядра, они возникают вследствие перетока менее минерализованных вод верхних горизонтов в более древние отложения. Аномалии второй группы обусловлены наличием очагов скрытой внутренней разгрузки вод из более глубоких горизонтов в вышележащие.

Состав растворенных газов в водах отложений нижнего мезозоя и палеозоя Днепровско-Донецкого бассейна характеризуется преобладанием углеводородов и азота. В составе углеводородной фракции преобладает метан, присутствуют этан, пропан, бутан и пентан. В водоносных комплексах палеозоя наблюдается концентрическая газовая зональность, выражающаяся в последовательной смене азотных газов через углеводородно-азотные на углеводородные, с возрастанием общей концентрации растворенных газов и их упругости от бортов к осевой части бассейна и вдоль оси с северо-запада на юго-восток. Зона азотных газов характеризуется концентрацией 50—100 см³/л и упругостью $10—30 \cdot 10^5$ Па, имеет преобладающее развитие в верхнекаменноугольном — нижнепермском водоносном комплексе и повсеместное распространение в нижнемезозойском. Зона углеводородных газов соответствует концентрации 500 см³/л и упругости более $80—100 \cdot 10^5$ Па, наиболее распространена эта зона в нижнекаменноугольном водоносном комплексе с последовательным ее сужением вверх по разрезу.

Отсутствие на территории запада, центра и востока Русской платформы значительных по площади районов с одинаковой степенью метаморфизации и минерализации подземных вод согласуется с данными гидродинамики об отсутствии застойности и о наличии повсеместного движения вод, а также указывает на непрерывность процессов изменения солевого состава подземных вод. В то же время нарастание метаморфизации и минерализации вод по их движению от областей основ-

ного питания к областям разгрузки (от гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава до преобладающего хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого) указывает на то, что изменение солевого состава хлоридных кальциево-натриевых и хлоридных кальциево-натриевых вод во многом подчинено гидродинамике — направленности движения вод, а также на сравнительную однотипность гидрогеохимических процессов, по-видимому связанных в основном с растворением солевого комплекса пород и катионным обменом.

В палеозойских водоносных комплексах Русской платформы пористость и проницаемость отложений, а следовательно, и водообильность обычно резко колеблются по площади их развития и по разрезу. Можно отметить, что пористость пород чаще колеблется в пределах 10—18%, а проницаемость от нескольких до 500—800 мД и выше.

Характеристика динамики подземных вод может быть дана на основе материалов по нижнекаменноугольному водоносно-водоупорному комплексу, средне-верхнедевонскому и верхнерифейско-вендско-нижнекембрийскому водоносным комплексам, разведываемым в связи с нефтегазоносностью и наиболее распространенным на Русской платформе.

Нижнекаменноугольный водоносно-водоупорный комплекс в Московском бассейне имеет сравнительно спокойный характер пьезометрической поверхности, который на западе местами нарушается в результате воздействия мощных московских водозаборов, эксплуатирующих залегающие выше горизонты.

В Восточно-Русском бассейне выявляется сложная волнистая пьезометрическая поверхность с наивысшим ее положением в периклинальной части Коми-Пермяцкого выступа, Котельническом выступе и северной вершине Татарского свода, от которых пьезометрические уровни снижаются на запад и на юго-восток — в направлении к Бузулукскому прогибу и Прикаспийской синеклизе. Обращает на себя внимание изменчивость пьезометрической поверхности в южной части платформы, где на близко расположенных участках величина напора часто варьирует в пределах многих десятков метров, что заставляет в связи с большими промежутками между отдельными точками опробования очень осторожно относиться к построению для нее пьезометрической поверхности. Пьезометрические минимумы приурочены к дренам южной вершины Татарского свода и Бузулукскому прогибу, откуда, очевидно, основной сток вод комплекса направлен к северным бортам Прикаспийской синеклизы. Наряду с «отрицательными» уровнями в южных районах Восточно-Русского бассейна выявляются пьезометрические максимумы: 1) Куединский; 2) два максимума, примыкающих с востока и запада к Татарскому своду; 3) на Жигулевско-Пугачевском своде; 4) в районах Больше-Кинельского вала, Радаевки и Баутагана, Кикино, Базарного Карабулака, Жирного и др. На пьезометрической поверхности нижнекаменноугольного комплекса, так же как и средне-верхнедевонского, влияние складчатого Урала если и сказывается, то лишь только в районах, примыкающих к Предуральскому прогибу.

В средней части области распространения нижнекаменноугольного комплекса, ограничиваемой уровнями с отметками 140 м (Воронежская антеклиза, Токмовский свод, Коми-Пермяцкий выступ, Немский выступ Кукморской вершины Татарского свода), прослеживается водораздел, от которого начинаются два основных уклона — на северо-запад и юго-восток соответственно к Средне-Русскому и Восточно-Русскому бассейнам. Питание комплекса осуществляется инфильтрационными водами, поступающими с Воронежской антеклизы и южных, за-

падных и северо-западных приподнятых бортов Московской синеклизы. Питание на водоразделах Коми-Пермяцкого, Татарского, Токмовского сводов и Воронежской антеклизы происходит путем перелива вод из вышележащих отложений. Таким образом, комплекс имеет основное питание и зону создания напора внутри платформы, в районах ее приподнятых структур.

По водам смежного верхнедевонского — нижнекаменноугольного водоносного комплекса данные о напорах в региональном плане отсутствуют.

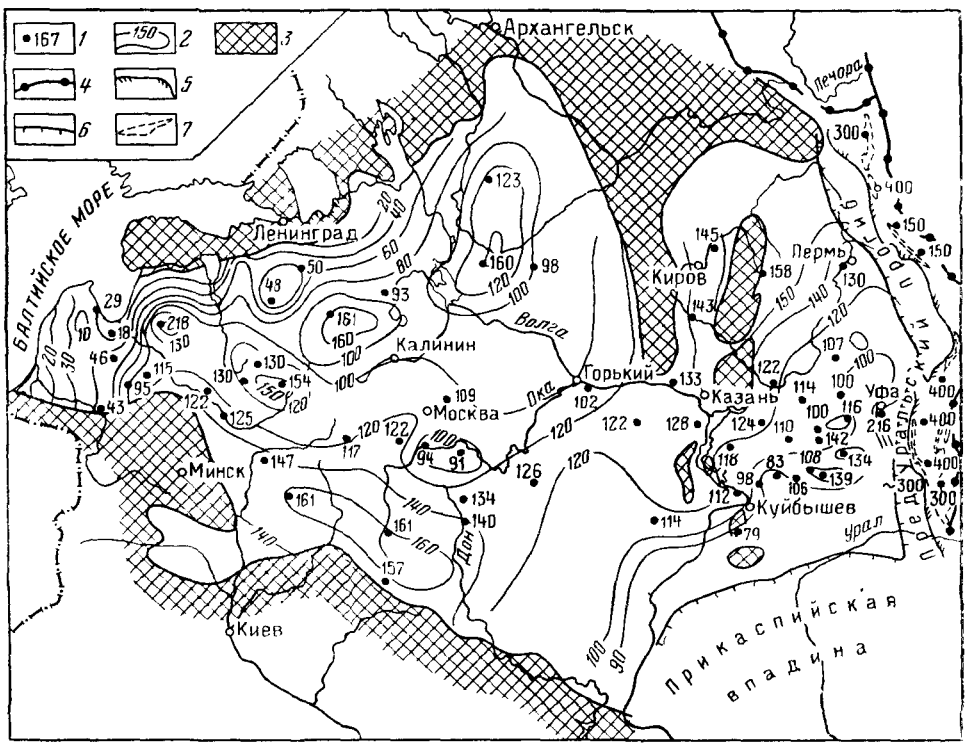


Рис. 7. Схема пьезометрической поверхности вод средне-верхнедевонского водоносного комплекса
По Г. П. Якобсон

1 — буровая скважина; цифра у скважины — величина приведенного статического уровня воды, м абс.; *2* — изопьезы; *3* — отсутствие средне-верхнедевонских отложений; *4* — водораздельная линия на Урале и Тимане; *5* — граница складчатого Урала; *6* — западный борт Предуральского прогиба (по артинским отложениям) и северный борт Прикаспийской синеклизы; *7* — выходы комплекса на поверхность на Урале и Тимане

Средне-верхнедевонский комплекс характеризуется волнистой пьезометрической поверхностью (рис. 7), на которой выделяется ряд депрессий и валообразных поднятий. Отметка пьезометрических уровней изменяются от близких к 400 до 100 м и менее. Высокие отметки приурочены к приподнятым структурам. На восточных бортах Балтийской синеклизы, на южном склоне Балтийского щита, а также на юго-восточном моноклинальном склоне Русской платформы фиксируются минимальные величины уровней.

В Прибалтийском бассейне пьезометрическая поверхность подчиняется дренирующему влиянию р. Зап. Двины и др., Рижского залива и Балтийского моря, где у побережья пьезометрические уровни снижаются почти до нулевых отметок. Восточнее Рижского залива наблюдается значительное по площади повышение пьезометрической поверхности, обусловленное подпитыванием вод комплекса на Видземской воз-

вышенности, где породы девона залегают под мощным четвертичным покровом. К северу от Латвийской седловины изопьезы, резко снижаясь, полукольцом охватывают впадину Чудского озера и замыкаются вокруг оз. Ильмень. На Валдайской возвышенности наблюдается пьезометрический максимум, очевидно вызванный здесь значительным поступлением инфильтрационных вод из каменноугольных и четвертичных комплексов. Другой максимум прослеживается в Северодвинском бассейне — в районе Вологда — Коноша.

Значительный по площади пьезометрический купол, ограниченный изопьезами 150—160 м, выявляется на Воронежской антеклизе, на южных склонах которой уклон пьезометрической поверхности направлен в сторону Днепровско-Донецкого бассейна.

В восточных районах Русской платформы также наблюдается сложное строение пьезометрической поверхности, в общем снижающейся со стороны Коми-Пермяцкого выступа и северной вершины Татарского свода в юго-восточном направлении в сторону Верхнекамского прогиба, Бирской седловины, Абдуллинской впадины, Бузулукского прогиба и далее к главной дренирующей зоне востока Русской платформы — Прикаспийской впадине. Юго-западнее Татарского свода отчетливо очерчивается обширная депрессия, которая, зарождаясь южнее Казанской седловины, прослеживается в Мелекесской впадине и даже в Бузулукском прогибе. Большая депрессионная зона выделяется на южных склонах Токмовского свода и в южной половине Пачелмского прогиба, очевидно в значительной мере обусловленная системой разломов, секущих Токмовский свод с северо-востока на юго-запад.

Следует особо подчеркнуть, что, несмотря на наивысшие уровни воды в отложениях девона на Урале, где они выходят на дневную поверхность, влияние уральского стока на описываемый комплекс заметно только в краевых юго-восточных склонах, начиная примерно с широты Каратау и южнее — в районе Бельского прогиба и примыкающих участках платформы. На сток вод со стороны Урала в эту область платформы указывали А. И. Силин-Бекчурин (1949 г.), В. А. Кротова (1962 г.) и др. Судя по схеме изопьез, севернее Каратау движение вод со стороны Урала, по-видимому, имеет место на небольшой площади Не исключено несколько более значительное влияние уральского стока в районах, примыкающих к Соликамской депрессии. В целом же большая тектоническая осложненность на западных склонах Урала, наличие Предуральского прогиба и стока из центральных областей сводит почти на нет водное подпитывание комплекса со стороны восточного обрамления платформы. Н. К. Игнатович (1948 г.), основываясь главным образом на геологических предпосылках, предполагал, что западный склон Урала не оказывает активного влияния на подземные воды Русской платформы. В. А. Кротова (1962 г.) на основании пьезометрических карт по Волго-Уральской области считает, что это влияние имеет место, но на отдельных участках.

Распределение пьезометрических уровней средне-верхнедевонского водоносного комплекса указывает на повсеместное в нем движение вод, т. е. застойности вод даже в глубоко погруженных его частях не существует. Действительные скорости движения в нем вод колеблются в очень широких пределах. Минимальная скорость (из числа определенных) фиксируется на восточных склонах северной вершины Татарского свода — по линии Глазов — Краснокамск, где она равна 3 см/год; южнее Казанской седловины — в Мелекесской впадине — 2,1 см/год (по линии Улема — Мелекес). В этих же восточных районах платформы, по которым имеются данные о проницаемости пород, скорость движения вод в районах Елабуга — Чекмагуш близка к 6,7 и 8,7 см/год

(Мелекес — Алакаевка). В районе Куединского пьезометрического максимума скорость резко возрастает примерно до 327 см/год.

Таким образом, на пьезометрической поверхности комплекса прослеживаются два основных «крыла» падения: первое направлено на запад, северо-запад и север, второе — на восток, юго-восток и юг. Водораздел между этими «крыльями» проходит по западным и восточным склонам Белорусской антеклизы, откуда переходит на Воронежскую антеклизу по линии Кричев — Брянск — Климовичи — Орел, далее в северо-восточном направлении пересекает Пачелмский прогиб по линии Ряжск — Каверино, продолжается между северной и южной вершинами Токмовского свода, сечет седловину, выходит на северную вершину Татарского свода и идет на северо-восток через Коми-Пермяцкий свод к району сочленения Тимана и Урала.

Судя по пьезометрической поверхности (см. рис. 7), главное питание комплекс получает в системе внутренних крупных положительных структур платформы: Белорусской, Воронежской, Токмовской, северной части Татарской, Коми-Пермяцкой, т. е. именно к ним приурочена главная область водного питания отложений девона Русской платформы (Г. П. Якобсон, 1965 г.).

Основные водоразделы в пьезометрической поверхности средневерхнедевонского комплекса, в основном повторяющиеся и по другим комплексам, ограничивают в палеозойском осадочном чехле платформы ряд артезианских бассейнов со своими областями питания, стока и разгрузки.

Залегающий ниже по разрезу среднекембрийско-среднедевонский водоносный комплекс на значительной площади своего развития накладывается на верхнерифейско-вендско-нижнекембрийский, особенно в областях питания и стока последнего. В связи с этим можно предположить, что характер движения вод указанных комплексов на большей части территории близок. Однако в отличие от вендско-нижнекембрийского разгрузка среднекембрийско-среднедевонского комплекса может происходить непосредственно во впадину Балтийского моря.

Верхнерифейско-вендско-нижнекембрийский водоносный комплекс. Сведения о напорах вод имеются преимущественно по наиболее распространенному гдовскому водоносному горизонту, на основе их составлена схема пьезометрической поверхности всего комплекса, так как движение вод этого горизонта должно наиболее полно отражать динамику вод всего нижнего гидрогеологического этажа (рис. 8). Высокое положение пьезометрической поверхности наблюдается на Белорусской и Воронежской антеклизах и других выступах фундамента, где абсолютные отметки уровней достигают 150—200 м, за исключением южных склонов Балтийского щита, где фиксируются минимальные значения — до 10 м и менее*. На остальной территории отметки пьезометрической поверхности колеблются в пределах преимущественно 100—150 м. Резкое снижение напоров наблюдается в направлении к впадинам Балтийского и Белого морей. В районе Старая Русса — Крестцы — Валдай в пьезометрической поверхности наблюдается небольшой «выступ», связанный с разломами, по которым, по-видимому, происходит разгрузка описываемого водоносного комплекса в вышележащие.

На юго-восточном склоне Московской синеклизы фиксируется крупная депрессия, указывающая на возможность стока вод со стороны

* Приуроченный к центральной возвышенности Карельского перешейка пьезометрический купол с абс. отм. до 80—90 м на рис 8 не показан из-за мелкого масштаба схемы.

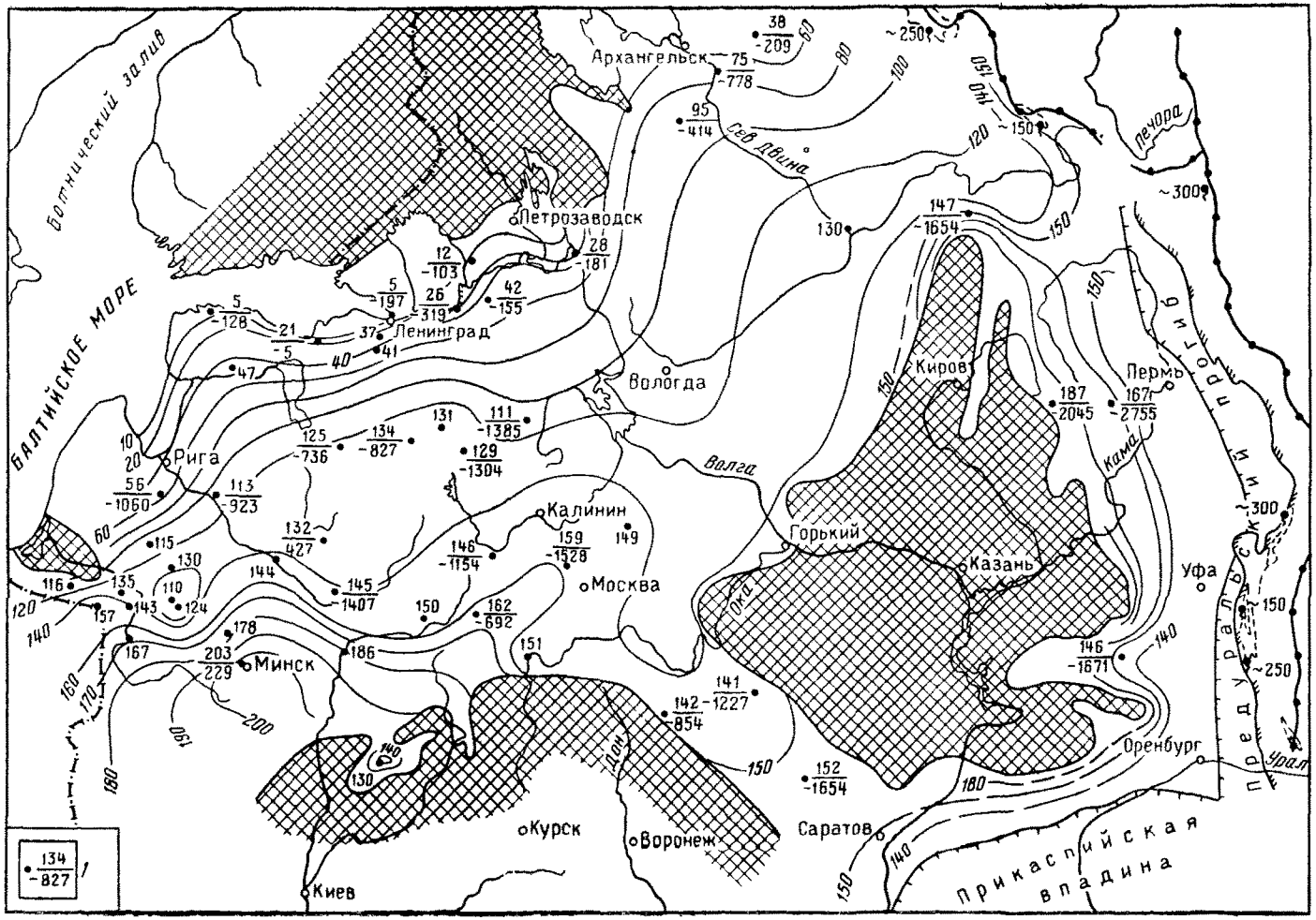


Рис. 8. Схема пьезометрической поверхности вод верхнерифейско-вендско-нижнепротерозойского водоносного комплекса. По Г. П. Якобсон.
I — буровая скважина; цифры обозначают: в числителе — величина приведенного статического уровня, м абс. отм., в знаменателе — глубина опробования, м. Другие условные обозначения см. на рис. 7

Пачелмского прогиба, а также с западных склонов Токмовского и Татарского сводов, в направлении глубоких зон осевой части синеклизы и далее на север и северо-запад. Северный «перелом» изопьез в полосе Сысола — Котлас — Усть-Пинега, очевидно, вызывается дренирующим влиянием Предтиманского прогиба на северо-востоке и разгрузкой вод на северо-западе в зоне Финского залива, Ладожского и Онежского озер и Белого моря. По-видимому, возможно, также и существование скрытой области подпитывания комплекса по простиранию указанной полосы от Сысолы на Усть-Пинегу.

На восток и юг от Татарского свода и на восток от Воронежской антеклизы, судя по немногочисленным данным о напорах вод (с учетом гидрогеохимических особенностей), вероятно, существует общее движение вод описываемого комплекса в сторону Верхнекамского прогиба, Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины.

На западных склонах Урала в районах выхода комплекса на поверхность отметки уровня вод составляют примерно 400—300 м. Несмотря на то что отметки напоров вод в районах Татарского свода ниже (приблизительно 200 м) и отсюда происходит их дальнейшее снижение к восточным краям платформы (например, по линии Сырьяна — Глазов — Бородулино), воздействие складчатого Урала на динамику вод комплекса не проявляется: сток из внутренней части платформы идет в направлении к Предуральскому прогибу.

Карта пьезометрической поверхности древнейшего водоносного комплекса (см. рис. 8) свидетельствует о возможности движения подземных вод в нижней части осадочного чехла платформы, хотя скорости этого движения в осевой части Московской синеклизы, судя по весьма незначительным градиентам напора, могут быть очень небольшими. Пьезометрическая поверхность, плавно облекая приподнятые структуры в западной, центральной и северо-восточной частях платформы, почти «радиально» снижается в сторону Львовской мульды, Балтийской синеклизы, Латвийской седловины, Московской синеклизы, Предтиманского прогиба, Верхне-Камского прогиба, Бирской седловины, юго-восточного склона платформы. Еще далее на запад и север пьезометрическая поверхность водоносного комплекса продолжает снижаться до уровня, близкого к уровню моря. Таким образом, общее движение вод комплекса направлено от внутренних приподнятых областей платформы, где находятся главные области создания напора вод, к ее окраинным частям — прибрежным морским равнинам, озерам, впадинам Балтийского и Белого морей и Прикаспийской впадине, а из южной части Волыно-Подольского и Причерноморского бассейнов — к впадине Черного моря. Перечисленные районы являются зонами разгрузки напорных вод. Следовательно, основная область питания почти для всего верхнерифейско-вендско-нижнекембрийского водоносного комплекса приурочена к внутренней части Русской платформы, а не к ее складчатому обрамлению — Уралу, Тиману и другим горным сооружениям. Как уже указывалось, описываемый комплекс почти не выходит на дневную поверхность в областях питания и поэтому пополнение его ресурсов инфильтрационными водами происходит из вышележащих комплексов.

В областях создания напоров комплекса обычны относительно повышенные уклоны и скорости движения вод. Так, в западной части платформы в областях питания и смежных с ними районах отметки напорных уровней превышают 140 м, градиенты напора равны 0,14—0,4 м/км, а действительные скорости, например, на участке Минск — Вильнюс достигают почти 20 см/год. В областях же стока обычно отмечаются (в региональном плане) наименьшие уклоны, вследствие чего при том

же литологическом разрезе можно предполагать более замедленный водообмен; действительные скорости вод здесь около 3 см/год (Порхов, Зубцов).

Области разгрузки, примыкающие к прибрежной полосе Белого и Балтийского морей и районам Онежского и Ладожского озер, характеризуются повышенными скоростями движения вод и быстрым падением напоров за счет перетока вод в вышележащие горизонты. Резкое снижение изопьез еще до достижения подземными водами морских берегов позволяет предполагать, что основная разгрузка вод в Прибалтике происходит не непосредственно в Балтийское море, а через вышележащие комплексы на его побережье.

Основными областями создания напора и питания вод Днепровско-Донецкого бассейна почти для всех водоносных комплексов являются южные склоны Воронежской антеклизы, а также частично Белорусской. Движение подземных вод в глубоко залегающих мезозойских и палеозойских отложениях характеризуется, по Л. Шваю и В. А. Терещенко, незначительными скоростями (вероятно, не более нескольких сантиметров в год) и направлено на юго-восток к зоне южных краевых дислокаций Днепровско-Донецкого прогиба с разгрузкой этих вод путем последовательного перелива из более глубоких в вышележащие водоносные горизонты и, в конечном итоге, в Днепр и его притоки. Гидродинамика наиболее глубоких частей разреза здесь (межсолевые и подсолевые отложения девона), по-видимому, существенно отличается от таковой изученных верхних водоносных комплексов и характеризуется, по В. А. Терещенко, существованием замкнутых и полузамкнутых гидравлических систем с высокими давлениями и с тенденцией к восходящему движению вод при возникновении путей миграции. Днепровско-Донецкий артезианский бассейн отличается существованием локальных очагов скрытой внутренней разгрузки вод из отложений нижележащих комплексов в вышележащие, особенно в пределах структур, интенсивно нарушенных сбросами.

Водоносные комплексы архейско-протерозойского кристаллического фундамента

Кристаллические породы фундамента Русской платформы обводнены в местах развития коры выветривания и трещиноватых зон. Мощность коры выветривания колеблется от нескольких до десятков метров. До настоящего времени карт мощностей коры выветривания на Русской платформе не составлялось, и наличие коры выветривания фиксируется отдельными глубокими скважинами.

Кора выветривания часто представлена дресвой и щебенкой кристаллических пород с каолинизированными полевыми шпатами и хлоритизированными слюдами с глинами и аргиллитами.

Представление о химическом составе вод в породах кристаллического фундамента весьма приближенное, так как при бурении глубоких скважин водоносные горизонты в кристаллических породах фундамента обычно не опробовались и данных для гидрогеологических обобщений по этим водам явно недостаточно.

Более полно изучены воды в трещиноватых зонах кристаллических пород, выходящих на дневную поверхность в районах Балтийского и Украинского щитов, Воронежской антеклизы. Здесь граниты, гнейсы и другие породы содержат трещинные и трещинно-жильные пресные воды с минерализацией, не превышающей 1 г/л, используемые для водоснабжения. На больших глубинах встречаются соленые воды и рассолы.

Мощность водоносной зоны, как правило, сокращается по направлению к погруженным частям прилегающих впадин.

В северной части Балтийской синеклизы из нескольких скважин (Паламузе, Кингисепп, Пярну, Каагвере) с глубины 400—500 м получена солоноватая вода с минерализацией 1,5—4,5 г/л, дебит скважин от 0,03 до 0,95 л/с.

С увеличением глубины залегания водоносных зон кристаллического фундамента увеличивается минерализация вод и изменяется их состав. В центральных частях Русской платформы (Борисоглебск, Редкино, Смоленск, Поварово) глубоко залегающие кристаллические породы фундамента содержат хлоридные натриевые рассолы с минерализацией от 80—100 до 269 г/л и более. Концентрация брома достигает в Борисоглебске 400 мг/л, а иода 6 мг/л. Воды обладают повышенной метаморфизованностью, отношение $\frac{rNa}{rCl}$ составляет 0,8—0,7 и менее, они сходны с рассолами вышележащих водоносных комплексов осадочного платформенного чехла.

На погружении северного склона Воронежской антеклизы опробовались совместно водоносные горизонты в кристаллических породах и отложениях валдайской серии (последние представлены алевролитами, сланцевыми глинами и песчаниками). С глубины 1200 м получена хлоридная натриевая вода с минерализацией 127,3 мг/л.

Глубокие воды коры выветривания кристаллического фундамента исследовались на нескольких участках и в восточных областях Русской платформы. В Азнакаево хлоридная натриевая вода имела минерализацию 275 г/л и отличалась сравнительно высокой метаморфизованностью (отношение rNa/rCl равно 0,66). Воды содержат небольшое количество сульфат-иона — около 150 мг/л.

О составе растворенных газов в водах пород кристаллического фундамента имеются данные только по единичным скважинам в районах Смоленска и Домнино (табл. 2). Количество газов составляет около 40 см³/л, упругость приближается к $4 \cdot 10^5$ Па.

Таблица 2

Количество растворенных газов (в %) в водах пород кристаллического фундамента

Состав растворенных газов	Смоленск	Домнино
N_2	75	94,1
CH_4	23	Не обн.
Тяжелые углеводороды	Не обн.	»
Ar	»	1,13
He	»	0,99
H_2	»	3,69
CO_2	1,9	—
He/Ar	2,6	0,9

Температура вод в породах кристаллического фундамента, по данным В. А. Покровского, колеблется от 10—20° С в районах неглубокого их расположения до 50—70° С и наиболее погруженных частях Московской синеклизы.

По всей вероятности, воды, приуроченные к коре выветривания кристаллического фундамента и залегающие на больших глубинах, сооб-

щаются с водами верхнерифейско-вендско-нижнекембрийского комплекса и поэтому они не могут рассматриваться только как воды фундамента.

Основные закономерности распространения и формирования подземных вод

Одной из главных закономерностей размещения подземных вод Восточно-Европейской платформенной области является их зональность (гидродинамическая, гидрохимическая, гидротермическая и др.). Выявляются два взаимно связанных «геометрических» вида зональности подземных вод — горизонтальная и вертикальная. Первая отчетливо выступает на картах грунтовых вод. Вторая четко фиксируется в артезианских бассейнах на гидрогеологических разрезах-профилях (см. рис 3, *I, II, III*).

Формирование подземных вод происходило под воздействием комплекса физико-географических и геологических факторов на протяжении многих веков развития платформенной области, в связи с чем вертикальная зональность является унаследованной от прошлых эпох. Для современной земной поверхности характерна широтная зональность.

Примером влияния климатических факторов в прошлом и на современном этапе является возрастание глубины залегания изотермических поверхностей по меридиану в северном направлении, а по параллели — с запада на восток (Н. И. Толстихин, 1953 г.). Указанное положение хорошо иллюстрируется гидрогеологическим разрезом по меридиональному профилю от Белого моря до Черного (см. рис. 3, *I*), где геоизотерма 50° С представляется в виде наклонной синусоиды, крайние точки которой на севере соответствуют глубине около 5000 м, а на юге около 700 м.

Учитывая преобладающее влияние современных физико-географических факторов на верхнюю часть гидрогеологического разреза, представляется целесообразным раздельное описание зональности грунтовых и артезианских вод.

Горизонтальная (широтная) зональность грунтовых вод

Вся северная часть Восточно-Европейской равнины входит в зону избыточного увлажнения (Костяков, 1951), где широко развиты хорошо проницаемые аллювиальные и флювиогляциальные отложения, и пополнение грунтовых вод происходит почти исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод. Южная часть (лесостепь и степи) входит в зону неустойчивого увлажнения Здесь питание грунтовых вод происходит путем прямой инфильтрации, а также в результате конденсации и молекулярно-гравитационного перемещения влаги, особенно на участках более глубокого залегания грунтовых вод под покровом слабопроницаемых лёссовых пород. Самая южная часть полупустыни и пустыни Прикаспия) входит в зону недостаточного увлажнения, где условия питания грунтовых вод неблагоприятны. В общем, с севера на юг условия питания грунтовых вод ухудшаются как в связи с изменением климатической обстановки, уменьшением количества осадков (увеличение дефицита влажности воздуха и усиление способствующих испарению ветров), так и в результате увеличения мощности затрудняющих инфильтрацию покровных глинистых пород.

Под влиянием изменения физико-географических условий минерализация грунтовых вод постепенно возрастает с севера на юг, и пресные гидрокарбонатные воды севера и центральных районов (гумидная зона)

на юге и юго-востоке замещаются водами солоноватыми смешанного состава (степная зона) и солеными водами сульфатного и хлоридного состава (аридная зона). В том же направлении в зависимости от геоструктурных, геоморфологических и климатических условий увеличивается глубина залегания уровня грунтовых вод от 0 до 20—50 и 80 м. Наименьшие глубины залегания грунтовых вод характерны для северной части равнины зоны избыточного увлажнения и для долин рек в зоне недостаточного увлажнения. Максимальные глубины наблюдаются в южной части равнины в районах развития лёссовидных суглинков и в пределах возвышенностей (Средне-Русская, Волыно-Подольская, Высокое Заволжье и Уфимское плато).

В пределах Восточно-Европейской равнины четко выделяются две области грунтовых вод: ледниковая и внеледниковая (рис. 9).

Ледниковая область, подвергавшаяся неоднократному оледенению (днепровское, московское, валдайское и др.), находясь в зоне избыточного увлажнения с низкой испаряемостью и с ландшафтом туидры и тайги, характеризуется распространением грунтовых вод преимущественно в морских суглинках, озерно-ледниковых, флювиогляциальных, зандровых, а также в аллювиальных отложениях долин крупных рек На возвышенных участках доледникового рельефа ледниковые отложения отсутствуют или незначительны по мощности, и грунтовые воды содержатся в дочетвертичных породах (Белозерское каменноугольное плато, Силурийское плато, выступы кристаллических пород Кольского полуострова и др.). В понижениях доледникового рельефа мощность ледниковых отложений достигает 200—300 м. Эрозионные врезы в ледниковой области обычно не превышают 10—20 м, что обусловливает близкое залегание грунтовых вод и слабую промытость пород. Здесь формируются преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые воды.

Внеледниковая область, располагающаяся преимущественно в зоне засушливых степей, полупустыни и пустыни с недостаточным и неустойчивым увлажнением, характеризуется большим разнообразием геологического строения.

Грунтовые воды на большей части этой области приурочены к маломощной толще четвертичных (аллювиальные и морские пески, делювиальные и лёссовые суглинки) отложений и различным дочетвертичным породам от плиоцена до докембрия включительно.

Внеледниковая область характеризуется глубоким эрозионным врезом — до 100—150 м и более, что обусловливает глубокое залегание грунтовых вод и промытость пород по сравнению с ледниковой областью. Здесь формируются преимущественно грунтовые воды с повышенной и высокой минерализацией сульфатного и хлоридного состава.

В соответствии с этим на Восточно-Европейской равнине выделяется семь субширотных зон грунтовых вод. Четыре первых из них расположены в ледниковой области, три последних — во внеледниковой (см. рис. 9).

1. Зона надмерзлотных (сезонных) вод тундры Севера и неглубоких вод тундры Кольского полуострова распространена узкой полосой вдоль побережья Белого моря в пределах развития многолетней, преимущественно островной мерзлоты. Формируются они в различных четвертичных (аллювиальных, морских, озерно-аллювиальных) отложениях и дочетвертичных породах, где на глубине не более 1 м существуют лишь в теплое время года; водоупором служат обычно мерзлые грунты. Для этой зоны характерны обширные площади сплошного заболачивания.

Грунтовые воды, не замерзающие в течение всего года, развиты лишь на отдельных участках в аллювиальных и флювиогляциальных

песках мощностью 5—10 м. В тундре Кольского полуострова грунтовые воды типа «верховодки» содержатся в маломощной толще опесчаненной морены или в верхней разрушенной зоне кристаллических пород. Воды ультрапресные с минерализацией до 0,06, реже до 0,1 г/л гидрокарбонатного кремниевого состава с большим содержанием органики. В прибрежной морской полосе вследствие привноса солей с моря химический состав грунтовых вод довольно пестрый.

2. Зона грунтовых вод ледниковой области с молодым рельефом последнего оледенения распространена в северной части Восточно-Европейской равнины в зоне избыточного увлажнения с преобладанием ландшафта тайги, а в южной небольшой части — смешанных лесов.

Неоднократные оледенения на этой территории почти полностью снивелировали доледниковый рельеф, лишь отдельные выступы древних структур, сложенных скальными дочетвертичными породами (Силурийское плато, Белозерское каменноугольное плато, выходы докембрийских кристаллических пород Кольского полуострова), сохранились в виде возвышенностей. На большей части территории преобладают молодые аккумулятивные формы рельефа, связанные с последним (валдайским) оледенением (моренные, зандровые и озерно-ледниковые равнины, холмистые краевые ледниковые образования — конечные морены, камы, озы, друмлины).

По скоплениям грунтовых вод в этой части ледниковой области выделяются следующие подзоны:

а. Грунтовые воды на бо́льшей части территории формируются в линзах и прослоях песков и супесей в толще валунных суглинков, во флювиогляциальных и озерно-ледниковых песчаных отложениях валдайского, а в южной и юго-восточной частях московского оледенений. Развит преимущественно один горизонт морены валдайского оледенения.

Грунтовые воды донной морены валдайского оледенения, так же как и воды в тонких прослоях мелкозернистых песков озерно-ледниковых отложений, имеют спорадическое распространение и незначительные ресурсы. Глубина залегания от 2—3 до 10 м. Более обильные горизонты грунтовых вод содержатся в озовых и конечно-моренных песчаных холмах и грядах, перекрывающих верхнюю морену, но распространены они лишь на отдельных участках. Обильный межморенный водоносный горизонт, залегающий между валдайской и московской моренами, развит лишь на участках погребенных доледниковых впадин. При наличии суглинистого покрова на обширных участках развития валдайской морены формирования выдержанных обильных горизонтов грунтовых вод в этих отложениях не происходит.

б. В пределах обширных аллювиальных и флювиогляциальных равнин в древних долинах рек Сев. Двины, Мезени, Онеги, Сухоны, Мологи и их крупных притоков, приуроченных к понижениям в дочетвертичном ложе, формируются мощные потоки грунтовых вод. Придолинные песчаные равнины являются главными путями стока поверхностных и грунтовых вод с окружающих моренных равнин. Близость грунтовых вод к поверхности земли (0—3 м) вызывает заболачивание на обширных площадях.

в. На участках древних возвышенностей (Силурийское, Каменноугольное и Белозерское плато), сложенных сильнотрещиноватыми закарстованными породами, формируются обильные карстово-пластовые и трещинно-пластовые грунтовые воды, залегающие на глубине преимущественно от 5 до 25 м.

г. Грунтовые воды флювиогляциальных и озерно-ледниковых песчаных отложений в краевых ледниковых образованиях конечных морен и в донной морене, развитых к югу от Силурийского и Белозерского

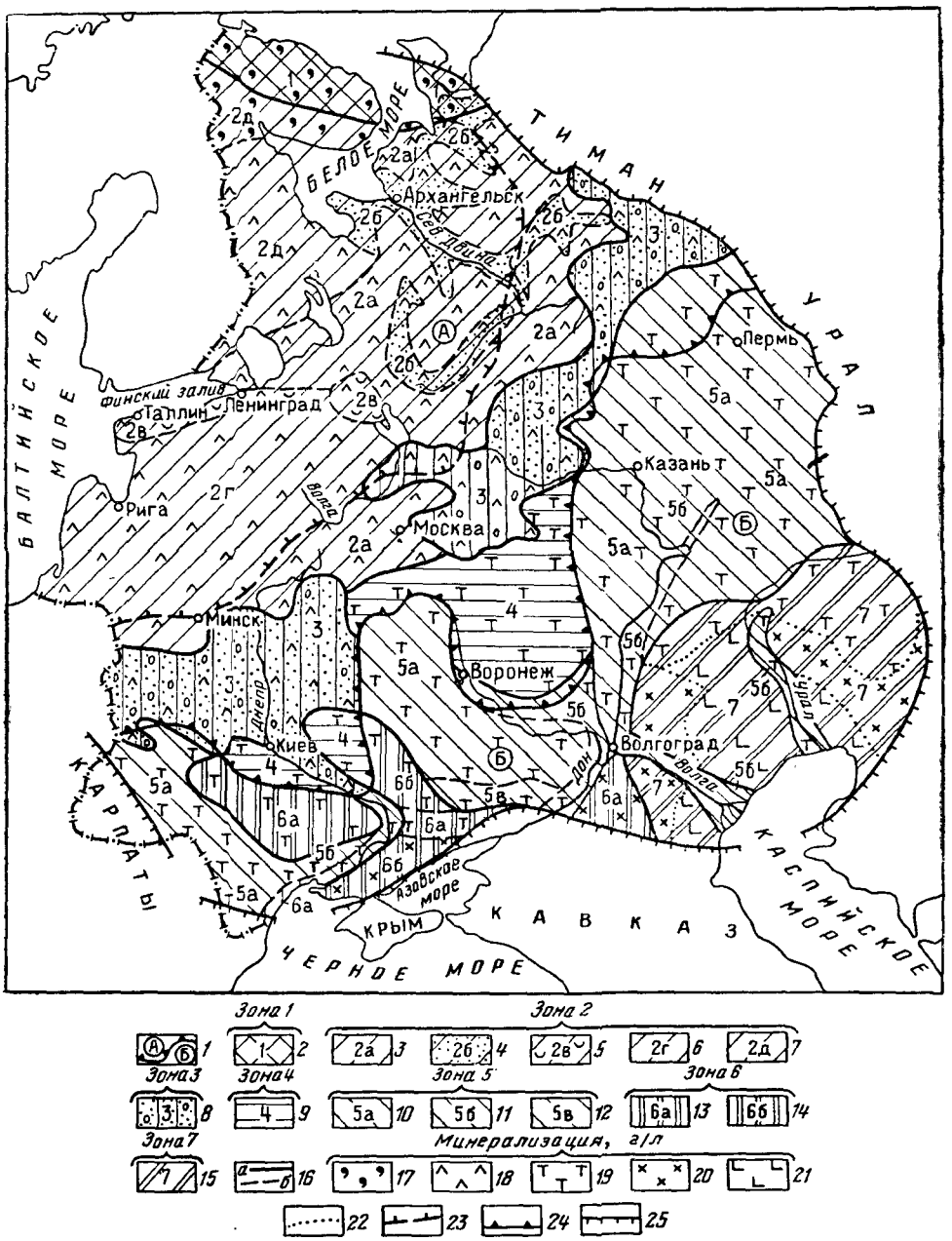


Рис. 9. Схема распространения грунтовых вод. По Я. А. Сыроквашиной.

1 — области распространения грунтовых вод: *А* — ледниковая, *Б* — внеледниковая. Зоны и подзоны распространения грунтовых вод: *2* — зона *1* — надмерзлотных сезонных вод тундры Кольского полуострова в аллювиальных, морских и озерно-аллювиальных отложениях долин рек и морских побережий (пески с прослоями суглинков и глин). Глубина залегания воды 0—1 м; *3—7* — зона 2 — грунтовых вод ледниковой области в пределах последнего оледенения: *3* — в линзах и прослоях песков и супесей, в толще валунных суглинков и в водно-ледниковых флювиогляциальных и озерно-ледниковых песчаных отложениях. Глубина залегания воды 0—20 м, преимущественно 2—10 м; *4* — в древнеаллювиальных и флювиогляциальных отложениях речных долин севера (пески с прослоями суглинков и глин). Глубина залегания воды 0—5 м; *5* — в трещиноватых, часто закарстованных породах, на участках древних возвышенностей (Силурийское и Белозерское каменноугольные плато). Глубина залегания воды 5—20 м; *6* — в флювиогляциальных, озерно-ледниковых песчаных отложениях краевых ледниковых образований конечных морен (пески разнозернистые с гравием и галькой) и в донной морене (суглинки с линзами песка). Глубина залегания воды от 0 до 20 и 30 м (на вершинах холмов); *7* — в маломощной толще четвертичных отложений различного состава и генезиса, залегающих на кристаллических породах: 1) в аллювиальных и элювиально-делювиальных отложениях и в коре выветривания кристаллических пород Кольского полуострова (пески, суглинки, элювий кристаллических пород). Глубина залегания воды от 0—2 до 10 м;

плато. Здесь древние возвышенности перекрыты толщей двух- и трехморенным комплексом ледниковых отложений мощностью до 150—200 м, а на отдельных площадях до 300 м. В отличие от северной части ледниковой области здесь широко распространены конечно-моренные гряды широтного и северо-восточного направлений. Водообильность отдельных горизонтов и глубина залегания грунтовых вод здесь резко изменяются даже на коротких расстояниях от нуля в межгрядовых понижениях, где воды, часто выступая на поверхность, сливаются с болотными водами, до 10—20 м в донной морене и до 30—50 м на вершинах холмов конечно-моренных гряд. Большие запасы грунтовых вод скапливаются в аллювиальных и флювиогляциальных песчаных отложениях в долинах рек Немана, Березины, Днепра, Верхней Волги и др., а также в мощных толщах зандровых песков по краю конечно-моренных гряд.

д. Грунтовые воды в маломощных четвертичных отложениях на кристаллических породах Балтийского щита по северо-западной окраине ледниковой области, где кристаллические породы фундамента нередко выходят на поверхность. Здесь развит один горизонт валдайской морены, озовые и конечно-моренные гряды. Эта часть территории входит в зону избыточного увлажнения с преобладанием ландшафта тундры, а в центральной и южной частях — тайги.

На Кольском полуострове грунтовые воды формируются в аллювиальных и делювиальных отложениях и в коре выветривания — элювия массивно-кристаллических пород и метаморфических сланцев. Глубина залегания уровня воды от 0 до 10, реже до 20 м. Значительных запасов воды здесь не образуется. В Карелии грунтовые воды формируются в коре выветривания массивно-кристаллических пород, в песчаных разностях маломощной толщи морены, в озовых, конечно-моренных флювиогляциальных и аллювиальных песчаных отложениях с глубиной залегания уровня 0—2, реже до 10 м и более.

Следовательно, на обширной территории в ледниковой области с молодым ледниковым ландшафтом при наличии обильных осадков, низкой испаряемости и неглубокого эрозионного вреза на различных ее участках в виду различного литологического состава водовмещающих пород формируются грунтовые воды, неодинаковые по запасам и глу-

---

2) в коре выветривания кристаллических пород, в моренных суглинках и конечно-моренных флювиогляциальных и аллювиальных отложениях Балтийского щита (элювий кристаллических пород, пески). Глубина залегания воды от 1—10 до 20—30 м, *8* — зона 3 — грунтовых вод аллювиальных и флювиогляциальных отложений заидровых равнин — полесий (пески с гравием и галькой); *9* — зона 4 — грунтовых вод области с древним ледниковым рельефом (Днепровский и Донецкий языки оледенения), в линзах и прослоях песков, в толще валунных суглинков максимального оледенения и подморенных флювиогляциальных песчаных отложениях Глубина залегания воды 3—20 м; *10* — *12* — зона 5 — грунтовых вод внеледниковой области в маломощном четвертичном покрове различного генезиса и в различных отложениях дочетвертичного возраста (плато Высокого Заволжья, Волыно-Подольское и Приволжская возвышенность); *10* — в элювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях и различного состава дочетвертичных породах. Залегания воды 10—20 м и более; *11* — в аллювиальных отложениях долин — низовьев рек Волги, Дона, Днепра (пески с прослоями суглинков). Глубина залегания воды 1—10 м и более; *12* — в элювиальных, делювиальных и коре выветривания преимущественно терригенных дислоцированных пород. Глубина до воды 5—25 м и более; *13—14* — зона 6 — грунтовых вод внеледниковой области в мощном покрове лессов и лёссовых пород: *13* — в лёссах и лёссовидных суглинках на кристаллических породах. Глубина залегания воды 5—20 м; *14* — в лёссах и лёссовидных суглинках и супесях на осадочных породах дочетвертичного возраста. Глубина залегания воды 10—20 м и более; *15* — зона 7 — грунтовых вод морских и аллювиально-дельтовых равнин Прикаспия — в линзах песка и супесей среди толщи глин Глубина залегания воды 0—25 м на равнинах, 0—5 м на участках с эоловым рельефом; *16* — граница распространения различных зон (*а*) и подзон (*б*) грунтовых вод. Преобладающая минерализация (г/л) и химический состав грунтовых вод; *17* — пресные с минерализацией до 0,2, гидрокарбоиатные, кремневые с высоким содержанием органических веществ; *18* — пресные гидрокарбоиатные кальциевые с минерализацией 0,5 с повышенным содержанием в воде железа (3—5 мг/л); *19* — пресные с минерализацией до 1, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, в южных районах частично сульфатного и хлоридного состава; *20* — от пресных до солоноватых с минерализацией до 10; преимущественно сульфатные и хлоридные, реже гидрокарбонатные кальциевые; *21* — от солоноватых до рассолов с минерализацией от 3—10 до 20 и более, преимущественно хлоридные, реже сульфатные и гидрокарбоиатные (содовые); в микропонижениях рельефа Прикаспия пресные воды (до 1) встречаются в виде линз, плавающих на солеиых водах; *22* — граница распространения вод различной минерализации; *23* — граница валдайского оледенения; *24* — граница днепровского оледенения, *25* — граница Восточно-Европейской равнины

бине залегания, однако все они пресные с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/л, но с повышенным содержанием железа — до 3—5 мг/л.

3. Зона грунтовых вод аллювиальных и флювиогляциальных отложений зандровых равнин (полесий) распространена вдоль южного края последнего оледенения в Припятском и Деснинском полесьях, Мещерской, Мокшинской, Унженско-Ветлужской и других низменностях и далее на северо-востоке в зандровых полях Притиманья. Мощные грунтовые потоки в песчано-гравийных аллювиально-флювиогляциальных отложениях, слагающих южные полесья (Припятское, Деснинское), часто гидравлически связаны с водами дочетвертичных отложений. В Припятском полесье мощность единой водоносной песчаной толщи с уровнем воды почти у поверхности земли составляет около 200 м. На окских и волжских низменностях (Мещерской, Мокшинской, Ветлужской и др.) и в полосе северо-восточных равнин обводненная толща песчаных отложений мощностью до 20—30 м залегает на морене максимального оледенения.

Для всей зоны зандровых полесских равнин характерно неглубокое залегание зеркала грунтовых вод (0—3 м), наличие обширных болот и обилие озер. Грунтовые воды пресные (0,15—0,3 г/л), преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, и лишь на отдельных участках, при подтоке минерализованных вод из глубоких водоносных горизонтов, минерализация грунтовых вод несколько повышается и соответственно изменяется их химический состав.

4. Зона грунтовых вод с древним ледниковым рельефом распространена к югу от полосы зандровых полесских равнин и простираются в виде двух языков (Днепровского и Донского), вклинивающихся во внеледниковую область открытых степей с недостаточным увлажнением. Грунтовые воды приурочены к нижней части покровных и лёссовых суглинков, реже с опесчаненным разностям морены, залегают на глубине 3—25 м, их ресурсы незначительны. На большей части территории воды пресные (до 1 г/л) гидрокарбонатные кальциевые, в южном и юго-восточном направлениях, в степной части, минерализация постепенно возрастает и воды переходят в сульфатные.

5. Зона грунтовых вод в маломощной четвертичной толще и в различных по литологическому составу отложениях дочетвертичного возраста на западе и северо-востоке внеледниковой области характеризуется неодинаковыми условиями в различных своих частях

а. Грунтовые воды в покровных, аллювиальных и делювиальных песчано-суглинистых отложениях и в дочетвертичных породах развиты на обширных площадях Волыно-Подольской, Средне-Русской, Приволжской возвышенностей, Вятско-Камских Увалов и плато — Уфимского и Высокого Заволжья. Четвертичные отложения характеризуются незначительными ресурсами и минерализацией воды обычно до 1 г/л, тогда как в малых речных долинах воды аллювиальных отложений часто имеют повышенную минерализацию (до 10 г/л). Большое значение имеют грунтовые воды дочетвертичных отложений в районе Волыно-Подольской возвышенности, где они заключены преимущественно в песчано-глинистых отложениях неогена (сарматских, мэотических, понтических, миоценовых); в южных частях Средне-Русской и Приволжской возвышенностей — в песчаных отложениях мела и юры, в трещиноватых и закарстованных мергельно-меловых отложениях, в песках, песчаниках и опоках палеогена; в районах Уфимского плато, Вятско-Камских Увалов, плато Высокого Заволжья и северной части Приволжской возвышенности — преимущественно в пермских пестроцветных песчано-глинистых и известняково-доломитовых отложениях. В пестроцветных породах в связи с их частой фациальной изменчивостью грунтовые воды рас-

пространены спорадически, их ресурсы незначительны, а в сильно закарстованных породах артинского, кунгурского и казанского ярусов в средне- и нижнекаменноугольных отложениях (на Самарской Луке) содержатся обильные карстовые воды, выходящие по долинам рек в виде мощных ключей. Грунтовые воды возвышенных плато, интенсивно дренируемых долинами рек, балками и оврагами, залегают на значительной глубине от поверхности земли (50—100 м), обычно они пресные гидрокарбонатные кальциевые. С повышенной и высокой минерализацией воды заключены в гипсоносных отложениях тортона на Волыно-Подольской возвышенности. Пресные воды в пермских отложениях приурочены преимущественно к верхней части разреза, наиболее промытой и расположенной выше современного уреза речной сети.

б. В аллювиальных и озерных отложениях в долинах крупных рек — Волги, Дона, Днепра, Камы, Вятки, Белой и их притоков формируются обильные грунтовые потоки в мощной толще песчано-гравийных и галечных отложений. Грунтовые воды аллювиальных отложений крупных речных долин с глубиной залегания 1—10 м обычно пресные (до 1 г/л), в малых речных долинах часто солоноватые (до 3 г/л) или соленые (до 10 г/л).

в. Грунтовые воды в элювиальных, делювиальных отложениях и в коре выветривания дислоцированных осадочных пород распространены в районах Донбасса, Прикарпатья На плато и их склонах в элювиально-делювиальных отложениях и в лёссовых суглинках скапливаются грунтовые воды, которые образуют подвешенные горизонты типа «верховодки». Глубина залегания уровня воды изменяется от нескольких до 20 м и более, минерализация до 1 г/л и редко более.

6. Зона грунтовых вод в мощном покрове лессов и лёссовых пород в зоне недостаточного увлажнения (степь) также неоднородна.

а. На Азово-Черноморской низменности, в Степном Крыму, в пределах Полтавского лессового плато и Сало-Ергенинского плато грунтовые воды приурочены к мощной толще лёссов и лёссовидных суглинков и супесей, залегающих на красно-бурых глинах. Воды часто не имеют сплошного зеркала и залегают на разных глубинах — от 0,5 до 5 м в районе Сивашей и от 20—50 до 80 м на других площадях. В лесостепной зоне преобладают пресные воды, преимущественно гидрокарбонатные. В области открытых степей с недостаточным увлажнением (к югу от линии Котовск — Первомайск — Кировоград — Лозовая) в большинстве случаев воды солоноватые (1—3 г/л) различного химического состава — гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые и реже сульфатные кальциевые; пресные воды здесь встречаются лишь по вершинам балок, под степными блюдцами и лиманами, где условия питания талыми водами наиболее благоприятны. Вдоль берегов Черного и Азовского морей и в районе Сивашей минерализация грунтовых вод возрастает до 3—4 г/л, вода преимущественно хлоридная натриевая, что связано с близостью моря, откуда с водной пылью в атмосферу поступает значительное количество солей.

Особое положение занимают площади развития сыртовых глин, где грунтовые воды отсутствуют, а напорные, заключенные в подсыртовых песках, залегают на значительной глубине.

б. Грунтовые воды в лёссах и лёссовидных суглинках и супесях, залегающих на кристаллических породах, развиты на обширной водораздельной площади между Днепром и Южным Бугом в пределах Украинского кристаллического щита. Однако постоянный горизонт грунтовых вод выдерживается лишь на широких водоразделах, где в основании залегают водоупорные глины. На участках, где лёссы залегают на кристаллических или водопроницаемых осадочных породах, они сдрениро-

ваны, и грунтовые воды приурочены к трещиноватой толще кристаллических пород и их коре выветривания или к осадкам плиоцена. Глубина залегания уровня воды 5—25 м, минерализация 1—3 г/л и более.

7. Зона грунтовых вод морских и аллювиально-делювиальных равнин Прикаспия. Здесь воды содержатся в хвалынских и хазарских песчано-глинистых и аллювиальных, озерных и дельтовых песчано-суглинистых отложениях, залегая близко от поверхности земли (преимущественно 0—5 м на равнинах и 0—25 м на участках с эоловым рельефом). Характерно широкое развитие грунтовых вод с концентрацией хлоридных и сульфатных солей от 3 до 200 г/л. Пресные и солоноватые воды (до 1 и 1—3 г/л) формируются лишь в виде линз, плавающих на соленых водах отдельных участков в понижениях рельефа (лиманах, межбарханных понижениях и вдоль русел Волги, Урала и их притоков), куда стекают атмосферные осадки и талые воды.

Таким образом, распространение и формирование грунтовых вод на Восточно-Европейской равнине тесно связано с зонами увлажнения и с ландшафтными зонами, которые получили отражение на схеме грунтовых вод (см. рис. 9).

Наиболее четко широтная зональность грунтовых вод в тесной связи с ландшафтной и климатической зональностью нашла отражение в степени минерализации и химическом составе грунтовых вод. Грунтовые воды питаются преимущественно атмосферными осадками и химический состав их формируется за счет выщелачивания из водоносных пород ионов кальция, магния и хлора. В северных и центральных районах, где выпадает большое количество осадков (до 600 мм и более), а испарение незначительное и горные породы наиболее выщелочены, развивается гидрокарбонатный тип грунтовых вод, причем минерализация воды обычно не превышает 0,5 г/л. Южнее, в зоне лесостепи и главным образом степи, где количество осадков уменьшается до 400 мм в год и породы промываются медленнее, формируются грунтовые воды сульфатного типа с минерализацией 1—3 г/л. В южных и юго-восточных районах, в которых выпадает малое количество осадков (до 240 мм), грунтовые воды преимущественно хлоридные с минерализацией до 10—24 г/л в Причерноморской низменности и до 150—200 г/л в Прикаспии.

В целом на территории Восточно-Европейской равнины по степени минерализации и преобладающему (эквивалентно) аниону выделяются пять гидрохимических зон грунтовых вод (см. рис. 9).

1. Зона ультрапресных гидрокарбонатных вод тундры (совпадающая с почвенной тундровой зоной) с минерализацией до 0,2 г/л, с высоким содержанием кремнекислоты и органических веществ.

2. Зона пресных гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией до 0,5 г/л, занимающая широкую полосу в гумидном поясе в условиях избытка влаги.

3. Зона пресных и слабосолоноватых (до 3 г/л) гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридно-сульфатных вод, приуроченная к степной зоне, где испарение преобладает над осадками (переходный пояс от гумидного к аридному, в условиях которого происходит засоление грунтовых вод).

4. Зона пресных и солоноватых (до 10 г/л) сульфатных и хлоридных вод на морском побережье — в Причерноморской и Азовской низменностях и в северной части Прикаспия.

5. Зона вод пестрой минерализации (от пресных до рассольных преимущественно хлоридных, реже сульфатных и гидрокарбонатных с минерализацией от 3—10 до 120 г/л и более), распространенных в Прикаспийской низменности, в зоне полупустыни и пустыни (аридный пояс), где испарение в несколько раз превышает количество осадков.

На фоне общей широтной зональности возможны отклонения, создающие микрозональность, связанную с рядом факторов: неоднородностью литологического состава пород, взаимосвязью с поверхностными водами и глубокими водоносными горизонтами.

Вертикальная зональность

Закономерности зонального размещения артезианских вод наиболее четко выражены вертикальной зональностью в трех проявлениях — гидродинамическом, гидрохимическом и гидротермическом.

Гидродинамическая зональность проявляется в уменьшении с глубиной скорости движения подземных вод и в ухудшении условий водообмена недр с поверхностью земли. При этом принято выделять следующие зоны: 1) верхняя зона свободного (активного) водообмена; 2) средняя зона затрудненного (замедленного) водообмена; 3) нижняя зона весьма затрудненного (весьма замедленного) водообмена.

В общем случае нижняя граница зоны свободного водообмена будет гипсометрически несколько ниже местного базиса эрозии. В пределах Восточно-Европейской платформы редкие возвышенности обычно не превышают 300—350 м абс., а отметки дна древних эрозионных врезов близки к нулю или несколько ниже его. Поэтому местный базис эрозии на большей части территории не будет значительно отличаться, от базиса эрозии, соответствующего здесь уровню периферийных морей. Таким образом, древние и современные эрозионные врезы, обусловливающие интенсивную циркуляцию подземных вод, будут в основном определять нижнюю границу зоны свободного водообмена (соответствующую верхней границе зоны затрудненного водообмена), гипсометрически близкой к отметкам от 0 до 100 м ниже уровня моря. Более глубокое погружение этой границы (до абс. отм. 100—250 м) может быть связано с тектоническими впадинами (Ладожское и Онежское озера) или с зонами тектонических нарушений, а также с морским побережьем.

В тех случаях, когда мульдообразное строение отдельных частей артезианских бассейнов или наличие возвышенностей на выступах фундамента обеспечивают активную циркуляцию подземных вод под воздействием значительного гидростатического напора, мощность зоны свободного водообмена существенно увеличивается, а ее нижняя граница опускается до абс. отм. — 400—500 м.

Можно предполагать, что глубина периферийных морей (до 500 м — Баренцево и Балтийское, до 800 м — Каспийское, до 2000 м — Черное) будет близкой к нижней границе зоны затрудненного водообмена (или к верхней границе зоны весьма затрудненного водообмена), которая в северных артезианских бассейнах залегает примерно на абс. отм. около 1000 м, погружаясь в южном направлении до 1500 м в Харьковской мульде и до 2000 м в Причерноморской впадине

В зону свободного водообмена входят водоносные комплексы верхней части гидрогеологического разреза, относящиеся к различным по возрасту отложениям, развитым в пределах отдельных артезианских бассейнов и кристаллических массивов: почти всюду четвертичные, в Причерноморском бассейне — неогеновые, в Днепровско-Донецком бассейне — палеогеновые и мезозойские, в Средне-Русском бассейне — мезозойские, частично палеозойские и верхнепротерозойские. На Балтийском и Украинском массивах и на Белорусском и Воронежском выступах фундамента — архейские и протерозойские кристаллические породы.

К зоне затрудненного водообмена относятся водоносные комплексы частично четвертичные и более древние в Прикаспийском бассейне; палеогеновые и мезозойские в Причерноморском и Польско-Литовском бассейнах; палеозойские в Восточно-Русском и Средне-Русском бассейнах.

Зона весьма затрудненного водообмена включает нижние гидрогеологические этажи (палеозойские и верхнепротерозойские водоносные комплексы) в бассейнах Прибалтийском, Средне-Русском, Восточно-Русском, Днепровско-Донецком.

Для зоны свободного водообмена характерна отчетливо выраженная зависимость положения зеркала грунтовых вод и распределения пьезометрических уровней артезианских вод от современного рельефа.

Вследствие привноса углекислоты с фильтрующимися атмосферными осадками и интенсивной циркуляции подземных вод в зоне свободного водообмена наиболее активно протекают процессы выщелачивания почво-грунтов и горных пород зоны аэрации, а также пород, слагающих водоносные горизонты (комплексы).

В зоне затрудненного водообмена замедляются процессы выщелачивания и растворения горных пород, стабилизируются минерализация и солевой состав подземных вод. Возможно, что в данной зоне проявляется катионный обмен в системе вода — порода.

В условиях зоны весьма затрудненного водообмена, по-видимому, следует предполагать чрезвычайно малые скорости передвижения подземных вод. Вероятно, большее значение для данной зоны имеют вертикальные перемещения подземных вод по тектоническим трещинам под влиянием изостатических сил и уплотнения горных пород, а также перемещения в глубину тяжелых крепких рассолов.

Гидрохимическая зональность в общем случае проявляется в увеличении с глубиной минерализации подземных вод от пресных до рассолов и в изменении их состава — от гидрокарбонатных кальциево-магниевых (реже натриевых) к сульфатным кальциевым водам неглубоких горизонтов (при наличии в геологическом разрезе гипсоносных или пиритизированных пород), а на большей глубине — к хлоридным натриевым. В наиболее глубоких частях некоторых бассейнов хлоридные натриевые рассолы переходят в натриево-кальциевые, а местами ниже и в кальциево-натриевые.

По количеству и сочетанию различных зон в вертикальном разрезе платформенного чехла выявляется система гидрохимических поясов (рис. 10). Так, на кристаллических щитах и подземных выступах фундамента на Белорусской и Воронежской антеклизах в толще осадочных пород прослеживается гидрохимический пояс, включающий только одну зону пресных вод (до глубины эрозионного вреза на щитах и до фундамента в области плиты). С погружением фундамента к центру артезианских бассейнов в их разрезе последовательно появляются пояса соленых вод и рассолов с возрастающей по глубине минерализацией.

На региональных разрезах-профилях (см. рис. 3) вертикальная гидрохимическая зональность фиксируется изолиниями минерализации 1—35—140—270 г/кг, изобромами 0,25—1,0 г/кг и подзонами метаморфизованных рассолов с повышенным содержанием хлор-кальция.

Сопоставление отдельных гидрохимических зон в гидрогеологическом разрезе платформы показывает малую абсолютную и относительную мощность верхней зоны пресных вод по сравнению с мощной зоной рассолов. На значительной части платформенной области мощность зоны пресных вод обычно менее 50 м, что связано с плохо дренируемыми низменными плоскими равнинами, с широким развитием гипсоносных или огипсованных отложений (триас, пермь, карбон, девон,

силур, ордовик), с разгрузкой соленых вод глубоких горизонтов по тектоническим трещинам и древним глубоким эрозионным врезам. На хорошо промытых и интенсивно дренируемых возвышенных участках Силурийского плато в Прибалтике, Подмосковного каменноугольного плато, в мезо-кайнозойских мульдах Днепровско-Донецкой впадины и восточного склона Токмовского свода, в районах многих возвышенностей

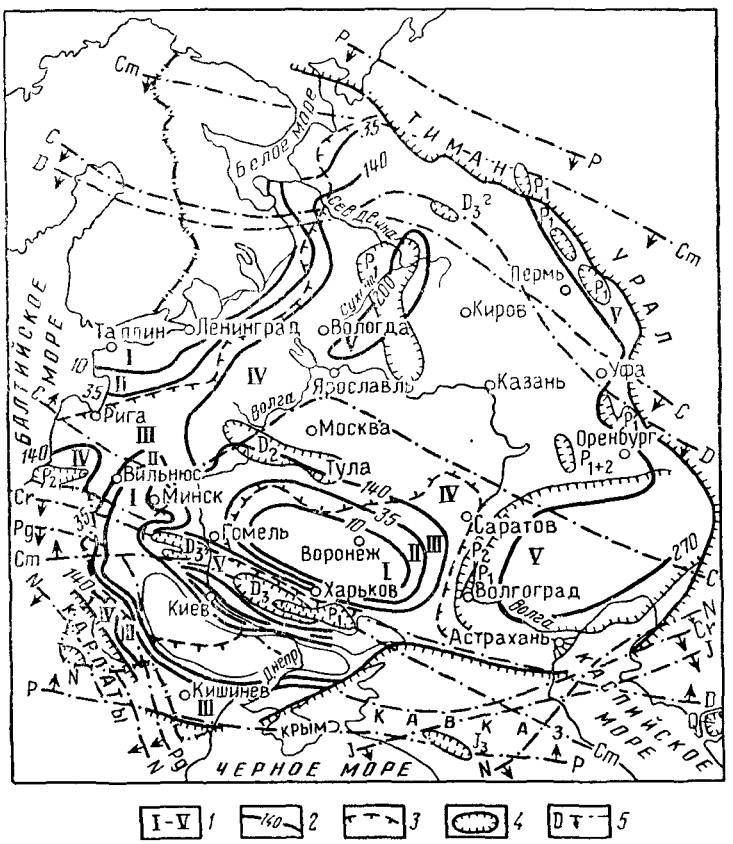


Рис. 10. Гидрохимическая карта. Составил Б. Н. Архангельский, 1967.

1 — гидрохимические пояса (с наличием в вертикальном разрезе платформенного чехла ряда гидрохимических зон): I — пояс с зонами пресных и солоноватых вод с минерализацией до 10 г/кг; II — пояс с зонами пресных, солоноватых и соленых вод с минерализацией до 35 г/кг; III — пояс с зонами пресных, солоноватых, соленых вод и слабых рассолов с минерализацией до 140 г/кг; IV — пояс с зонами пресных, солоноватых, соленых вод и рассолов с минерализацией до 270 г/кг; V — то же, с минерализацией более 270 г/кг; *2* — изолинии минерализации (г/кг) по поверхности фундамента (границы поясов); *3* — границы распространения гипсоносных пород разного возраста (преимущественно девона и перми); *4* — солеродные бассейны (D_2, D_3, P_1, P_2, J, N, Q); *5* — границы палеоклиматических аридных зон (Cm, D, C, P, J, Cr, Pg, N, по Токареву, 1964)

(Хибинской, Карельской, Вепсовской, Валдайской, Белорусской, Волыно-Подольской, Средне-Русской, Приволжской) мощность зоны пресных вод увеличивается до 200—300 м.

В зону пресных вод входят разновозрастные водоносные комплексы, выходящие на поверхность земли или относительно неглубоко залегающие. Нижняя граница зоны пресных вод в отдельных артезианских бассейнах пересекает водоносные комплексы четвертичных и более древних отложений. Нижняя граница зоны солоноватых и соленых вод также пересекает различные водоносные комплексы, преимущественно палеозойские. К зоне рассолов относятся палеозойские и верхнепротерозой-

ские комплексы нижних гидрогеологических этажей во всех артезианских бассейнах.

Следует указать на некоторую зависимость распределения гидрохимических зон от условий циркуляции подземных вод и водообмена с поверхностью земли. В общей схеме гидрогеологического разреза Восточно-Европейской платформенной области к зоне свободного водообмена приурочены преимущественно пресные и солоноватые воды, к зоне затрудненного водообмена — главным образом соленые воды и слабые рассолы, а к зоне весьма затрудненного водообмена — исключительно рассолы. Вовлечение последних в верхнюю гидродинамическую зону может происходить путем вертикального подъема по тектоническим трещинам и через «гидрогеологические окна» (например, в древних долинах рек Немана, Шелони, Волги, Камы, Белой и др., в Приильменской впадине, в районах Жигулевских, Кинельских, Саратовских дислокаций и т. п.), а также в процессе вытеснения рассолов по водоносному пласту противодавлением соленых и пресных вод, поступающих от открытых областей питания на возвышенностях (внутренних, периферийных и обрамляющих). Несмотря на переменные знаки эпейрогенических колебаний на протяжении геологической истории Восточно-Европейской платформы, результирующая этих движений и блоковых смещений фундамента обусловила последовательное и глубокое погружение всех синеклиз и сопряженных с ними прогибов, т. е. можно предполагать длительную относительную застойность зоны рассолов в наиболее глубоких частях артезианских бассейнов трещинных вод, чему способствовало наличие региональных водоупоров, сложенных галогенными и глинистыми породами (нижнепермские гипсы и ангидриты, нижнекембрийские и вендские глины и артиллиты).

В ряде случаев в специальных гидродинамических условиях создаются гидрохимические инверсии, когда, например, под солоноватыми сульфатными кальциевыми водами залегают менее минерализованные, а иногда и пресные воды. Подобные случаи часто встречаются на Главном девонском поле в пределах Прибалтийского и Средне-Русского бассейнов, где широко развиты гипсоносные отложения в неглубоко залегающих горизонтах верхнего и среднего девона.

Гидротермическая зональность проявляется в закономерном увеличении с глубиной температуры подземных вод в соответствии с региональными изменениями геотермических условий. Являясь аккумуляторами тепла и отличаясь относительно слабой теплопроводностью, подземные воды несколько нивелируют геотермические градиенты и создают своего рода экран на пути эндогенного теплового потока. Поэтому в глубоких артезианских бассейнах теплые и горячие воды располагаются значительно ближе к поверхности земли по сравнению с массивами кристаллических пород, что наглядно иллюстрируется геоизотермами 20, 50, 70 и 100° С на гидрогеологических разрезах-профилях (см. рис. 3).

В случае подъема по тектоническим трещинам глубоких напорных вод обычно создаются аномалии гидротермические, аналогично гидрохимическим, т. е. температурные аномалии могут указывать на очаги разгрузки подземных вод глубоких горизонтов. Подобные аномалии выявлены в Восточно-Русском артезианском бассейне: Шумовская (восточнее Ижевска), Бугурусланская, Сызранская и др. (В. А. Кротова, 1962 г.). В Ленинградском бассейне гидрохимическая и гидротермическая аномалии отчетливо выражены в районе г. Старая Русса (Б. Н. Архангельский, 1960 г.).

Геологическая история и условия формирования подземных вод

Анализ изменения палеогеографических условий (А. Н. Токарев, 1964 г.) показывает, что с позднего рифея до раннего триаса для Европейской части СССР были характерны частые и длительные эпохи аридного климата с наложением южных аридных зон кембрия, ордовика, силура и девона, северной аридной и экваториальной гумидной зон карбона и северной аридной зоны перми (см. рис. 10). Аридность климата соответствующих эпох подтверждается широким развитием красноцветных и галогенных отложений.

В мезозое и кайнозое аридные зоны перемещаются к югу, и наибольшая северная и центральная части территории платформы переходят в гумидную зону умеренных широт.

Формирование огромных запасов подземных вод в мощной толще осадочных горных пород платформенного чехла связано с геологическим развитием платформы и ее обрамления. Самыми древними коллекторами пластовых подземных вод были осадочные породы верхнерифейского комплекса, наиболее полно сохранившиеся в глубоких прогибах — Пачелмском, Оршано-Крестцовском, Предуральском, Брестской впадине, Московской синеклизе (см. гидрогеологические профили *I, II, III* на рис. 3). Преобладание красноцветов среди терригенных пород указывает на существование аридного климата, а наличие доломитов в приозерской свите, сердобской и нижнебавлинской сериях указывает на временами повышенную соленость лагун позднерифейских эпиконтинентальных морей. Таким образом, представляется вероятным накопление пресных и соленых вод в мощной толще верхнерифейского комплекса уже на ранней стадии развития Восточно-Европейской платформы.

Континентальный период, предшествовавший вендской трансгрессии, создал перерыв в осадконакоплении и интенсивный размыв верхнерифейских отложений, а также кристаллических пород или коры выветривания последних на выступах дорифейского фундамента. С начальной стадией вендской трансгрессии связаны локально сохранившиеся грубообломочные осадки волынской серии, включающие основные эффузивы и их туфы, свидетельствующие о проявлении вулканизма. Последующие терригенные отложения валдайской серии и нижнекембрийской балтийской серии относятся к осадкам морей нормальной солености. В условиях длительного прогибания древних депрессий и заполнения их мощной толщей песчано-глинистых отложений могла создаваться вертикальная гидрохимическая зональность — как следствие дифференциации растворов по их плотности перемещения (отгеснения) пластовых вод под давлением инфильтрационных вод и т. д.

Ко времени континентального перерыва, предшествовавшего отложению терригенных осадков тискресского (ижорского) горизонта среднего кембрия, толща вендско-нижнекембрийских пород, возможно, представляла собой мощный коллектор порово-трещинно-пластовых вод, который в дальнейшем составил нижний гидрогеологический этаж в разрезе платформенного чехла, с водоупорной кровлей в виде толщи «синих» глин.

Среднекембрийские песчаники являются осадками моря нормальной солености. Их относительно небольшая мощность и ограниченное распространение не придают им характера самостоятельного коллектора подземных вод, но инфильтрация морской воды в эту эпоху могла пополнить запасы соленых вод в ниже залегающих древних комплексах.

Длительный континентальный режим в позднекембрийскую эпоху способствовал частичному размыву среднекембрийских, а местами и бо-

лее древних пород. В обстановке аридного климата на большей части территории Восточно-Европейской платформы могли широко развиваться процессы континентального засоления, накопления соленых вод и рассолов, с последующей фильтрацией их в глубокие части гидрогеологического разреза.

Начальная стадия раннеордовикской трансгрессии пакеротского моря нормальной солености сопровождалась отложением оболовых песчаников и местами диктионемовых битуминозных сланцев, перекрываемых с размывом маломощными глауконитовыми глинами и песками (оболовые песчаники совместно с нижележащими песчаниками пиритасской свиты и тискресского горизонта образуют кембро-ордовикский водоносный комплекс).

Последующие отложения ордовикской системы представлены преимущественно карбонатными породами, коллекторские свойства которых проявились значительно позднее, когда сеть диаклазов и карстовые процессы создали пути циркуляции и емкости для трещинно-карстово-пластовых вод. Повышенная временами соленость ордовикских морей фиксируется наличием ангидрита в нижнеордовикских отложениях в центральной части Московской синеклизы, доломитов в верхах среднеордовикской толщи и гипса в низах верхнего ордовика на южном склоне Балтийского щита. Моря ордовикского периода захватывали в основном лишь западные и юго-западные районы платформы (рис. 11). На большей же части ее территории в обстановке господствующего аридного климата формировались континентальные пресные и соленые воды, возможно, и рассолы.

В силурийском периоде произошло дальнейшее сокращение акватории на западе платформы с повышением солености моря, на что указывает широкое распространение доломитов, а на Белорусской антеклизе и нахождение гипса в венлокском ярусе. На суше физико-географические условия определялись преобладанием аридного климата.

В нижнедевонскую эпоху морские осадки, преимущественно терригенные красноцветные и местами доломиты, отлагались на незначительных участках Балтийской синеклизы, Львовской мульды, восточного склона Воронежской антеклизы, Верхне-Камского прогиба. На бо́льшей части платформы господствовал аридный климат. Значительной эрозии и денудации подверглись силурийские и ордовикские карбонатные толщи, в которых существенно проявились трещиноватость и процессы карстообразования, что способствовало накоплению пресных и соленых трещинно-карстово-пластовых вод.

В средне- и позднедевонскую эпохи морские трансгрессии охватили наибольшую часть территории платформы (см. рис. 11). Намечается существенная перестройка ее структурного плана. К среднему девону относится начало образования Днепровско-Донецкого прогиба. В позднем девоне отмечается активная вулканическая деятельность*, способствующая проникновению магматических эксгаляций в подземные воды платформенного чехла. Живетский век характеризуется широким распространением галогенных осадков, а в юго-западной части Московской синеклизы в наровское время существовал солеродный бассейн, фиксируемый отложениями пластов каменной соли в полосе от г. Нелидово до городов Тула — Новомосковск протяжением около 450 км. Огромные толщи верхнедевонских солей отлагались в Припятском и Днепровско-Донецком прогибах (см. рис. 10). Предположительно к верхнему девону относится соль Сереговского купола в Притиманье.

* Фиксируется эффузивами и туфогенными образованиями в районах Солигалича, Калуги, Чернигова и др.

Таким образом, в девонском периоде произошло накопление мощных толщ терригенных (преимущественно красноцветных) и карбонатных пород, представляющих собой огромные коллекторы для подземных вод. При этом в девоне существовали исключительно благоприятные условия для формирования соленых вод и рассолов морского и конти-

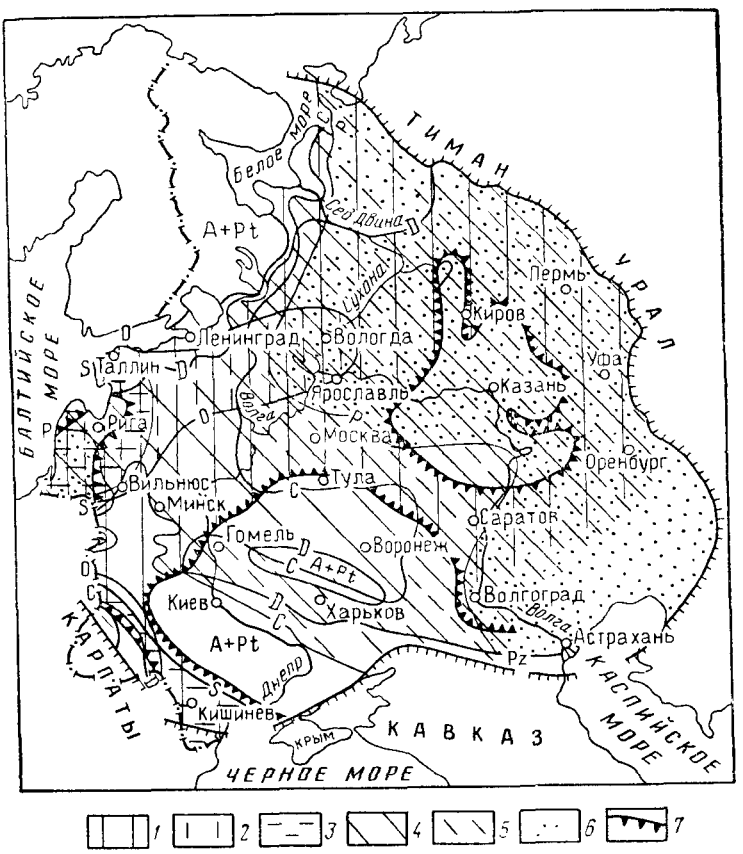


Рис. 11. Схема распространения домезозойских отложений. По Б. Н. Архангельскому, 1967.
1 — рифейско-кембрийские (R_3+R_4+Cm) отложения; *2* — ордовикские; *3* — силурийские; *4* — девонские, *5* — каменноугольные; *6* — пермские; *7* — границы распространения нижнего гидрогеологического этажа (R_3+R_4+Cm)

ентального типа на обширных пространствах Восточно-Европейской платформы.

Каменноугольный период на первых этапах характеризуется преимущественным накоплением терригенных пород, а затем образованием мощных толщ карбонатных пород при значительных прогибаниях Днепровско-Донецкой впадины, предуральских впадин и в меньшей степени Московской синеклизы и Львовской мульды. Западные районы Прибалтики, Украинский щит, Воронежский выступ представляли собой сушу в условиях тропического гумидного климата. Аридная зона располагалась севернее, примерно в полосе от Балтийского щита до Южного Урала. Таким образом, в южных районах существовал континентальный режим, соответствовавший инфильтрационному гидрогеологическому циклу, а в северной зоне — морской режим, отвечающий седиментационному циклу. Обстановка аридного климата и наличие морей повышенной солености подтверждаются отложениями доломитов и гипсоносных пород на участках северной, центральной и восточной частей платформы.

Раннепермская эпоха характеризуется новым длительным этапом морского галогенеза и интенсивного континентального засоления в обстановке аридного климата, господствовавшего по всей территории платформы.

Мощные толщи каменной соли, местами с пластами калийных солей, отлагались в Прикаспийской синеклизе, Днепровско-Донецком и Предуральском прогибах. Существование большого солеродного бассейна в Московской синеклизе фиксируется наличием пластовых залежей каменной соли в полосе меридионального простирания от г. Котласа до г. Горького на протяжении 500 км.

В позднепермскую эпоху после значительного континентального перерыва в обстановке аридного климата крупные солеродные бассейны казанского века существовали в Балтийской синеклизе, на юго-восточном склоне Воронежской антеклизы, в Бузулукском прогибе. На значительной территории верхнепермские отложения (преимущественно красноцветные) загипсованы и включают прослои доломитов, что указывает на высокую соленосность морских и континентальных вод этой эпохи, так же как и последующей — раннетриасовой. Таким образом, в позднепермскую эпоху и ветлужский век продолжалось преимущественно формирование соленых вод и рассолов, а также дифференциация и метаморфизация их в глубоких зонах артезианских бассейнов.

В мезозое особенно интенсивное прогибание и осадконакопление происходило в Прикаспийской синеклизе, где мощность триасовых отложений составляет около 3000 м, юрских — более 600 м и меловых — более 1000 м. Довольно значительное накопление мезозойских терригенных и карбонатных отложений мощностью до 1000—1500 м произошло в Балтийской синеклизе, в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадине и в Причерноморской впадине. В Московской синеклизе максимальная мощность мезозойских терригенных отложений (275 м, триас) выявлена в ее северо-восточной части (Опарино).

В юрском периоде аридная зона переместилась к югу от платформы, захватив Предкавказье и Кавказ, где существовал позднеюрский солеродный бассейн. В меловом периоде аридная зона несколько передвинулась к северу, охватив юго-западную часть платформы. Таким образом, палеогеографические условия юрского и мелового периодов, в общем, благоприятствовали накоплению преимущественно пресных или солоноватых подземных вод, в обстановке частых перерывов в осадконакоплении после ветлужского века и обычно нормальной солености неоднократно сменявшихся эпиконтинентальных морей.

Последующие эпохи палеогена и неогена характеризуются континентальным режимом в северной половине территории платформы и морским — в южной. Аридная зона в палеогене захватывала Волыно-Подольскую и Львовскую области, в неогене — за пределами платформы — область Карпат, Кавказа и Закавказья. Солеродные бассейны существовали в неогене на периферии платформы — в Предкарпатском краевом прогибе и за пределами платформы — в Закарпатье и Армении. Накопление мощных (до 1000—1500 м) терригенных осадков происходило в Прикаспийской и Причерноморской впадинах в связи с их интенсивным прогибанием. Палеогеографические условия палеогена — неогена были благоприятными для формирования пресных и солоноватых вод, промыва пород платформенного чехла в зоне свободного водообмена недр с поверхностью земли и дальнейшей дифференциации соленых вод и рассолов в глубоких частях артезианских бассейнов.

В четвертичном периоде северная, западная и центральная части платформы неоднократно перекрывались мощными ледниками. В южной и юго-восточной частях сменялись трансгрессии Черного и Каспий-

ского морей нормальной солености. Оледенения консервировали процессы формирования подземных вод и водообмена с земной поверхностью, одновременно сохраняя имеющиеся скопления соленых вод и рассолов ниже промороженной зоны. В послеледниковую эпоху создавались огромные массы пресных поверхностных вод, а по мере оттаивания промороженной части гидрогеологического разреза восстанавливались и запасы пресных подземных вод. При этом интенсивному и глубокому промыванию подвергались лишь гипсометрически приподнятые участки с глубокими эрозионными врезами и куэстовыми уступами. Примерами подобных участков с наибольшей мощностью зоны пресных вод является Силурийское плато на южном побережье Финского залива, каменноугольное плато в Московской синеклизе, конечно-моренные и камовые возвышенности в гляциальной области. В перигляциальной области значительное накопление пресных подземных вод происходило в мульдообразных артезианских бассейнах, например в мезо-кайнозойских мульдах в Днепровско-Донецкой впадине (Харьков — Полтава) и в палеозоиских мульдах Донбасса, а также на западном склоне Украинского щита, в Волыно-Подольском артезианском бассейне, на своде Воронежской антеклизы и т. п.

В Прикаспийской впадине по мере регрессии моря на причленяемых к суше участках преимущественно формировались солоноватые и соленые воды при выщелачивании нижнепермских солей в многочисленных солянокупольных структурах. При последовавшей аридизации климата широкое развитие получили соленые и рассольные озера; грунтовые воды формируются также под влиянием процессов континентального засоления.

В современную эпоху в зонах достаточного и избыточного увлажнения на формирование подземных вод оказывает влияние загипсованность осадочных пород, особенно девонских и пермских. Среди указанных пород на плоских или слабоволнистых равнинах пресными иногда бывают только грунтовые воды, следовательно, мощность зоны пресных вод может быть незначительной (обычно менее 50 м), что составляет ничтожную верхнюю часть гидрогеологического разреза, а преобладающее значение в разрезе имеют рассолы. Происхождение последних обусловлено специфическими палеогеографическими и палеогидрогеологическими условиями — длительными эпохами морского галогенеза и континентального засоления в обстановке аридного климата. Наиболее концентрированными и тяжелыми были остаточная рапа или маточные рассолы солеродных морских и озерных бассейнов на последней стадии их упаривания, с минерализацией более 350 г/кг, когда в осадок выпадают калийные соли (на стадии садки галита концентрация рассолов около 270 г/кг, гипса и ангидрита около 140 г/кг, доломита около 70 г/кг).

Широкое распространение хемогенных фаций и мощные толщи галогенных пород позволяют считать, что палеогидрогеологические условия в течение всего палеозоя были наиболее благоприятными для накопления огромных количеств рассолов за счет концентрации морских вод и выщелачивания соленосных пород. Инфильтрация рассолов и распределение их в геологическом разрезе по плотности обусловили современную гидрохимическую зональность. Погружение рассолов и перемещение их в наиболее глубокие части впадин фундамента, находящихся практически вне дренирующего влияния земной поверхности, привело к сохранению их в основании гидрогеологического разреза большей части глубоких артезианских бассейнов, включая и трещиноватую зону кристаллического складчатого фундамента.

Обогащение подземных соляных вод и рассолов некоторыми специфическими микрокомпонентами (бор, фтор и др.) могло происходить

путем поступления магматических эксгаляций и эманаций в периоды активного вулканизма в отдельные фазы рифейской, каледонской и последующих складчатостей. Однако, учитывая относительно малое количество вулканогенных вод и, в общем, их слабую минерализацию, нельзя признать за ними сколько-нибудь значительную роль в формировании огромных объемов рассолов в артезианских бассейнах Восточно-Европейской платформы.

Придавая древним морским и континентальным седиментационным и инфильтрационным соленым водам и рассолам первенствующее значение в создании геологических запасов подземных рассолов платформенного типа, необходимо учитывать и другие факторы (катионный обмен с горными породами, подземное испарение, диффузионные и осмотические проявления, биогеохимические процессы и т. п.), способствующие накоплению рассолов и проявлению различных типов метаморфизации подземных вод, их дифференциации по степени и характеру минерализации, обогащению микрокомпонентами и прочим особенностям и деталям гидрохимического разреза отдельных артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод. Одним из основных факторов вертикальной зональности соленых вод и рассолов, по-видимому, следует признать гравитацию (М. Г. Валяшко, 1963 г.), под воздействием которой растворы с бо́льшей плотностью перемещаются в глубину и занимают наинизшее гипсометрическое положение в артезианских бассейнах, переходя и в трещиноватую зону кристаллических пород фундамента.

Гидрогеологическое районирование

При существующей достаточно удовлетворительной изученности рельефа и структур фундамента границы гидрогеологических районов первого порядка — артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод — определяются по структурно-гипсометрической карте фундамента (рис. 12). При этом четко выделяются Балтийская и Украинская системы бассейнов трещинных вод по одноименным кристаллическим щитам и Донецкий бассейн переходного типа (адартезианский). Границы же крупных артезианских бассейнов с некоторой условностью проводятся по подземным водоразделам и региональным крутым флексурным перегибам фундамента, примерно совпадающим с границами синеклизы на Русской платформе. При определении границ артезианских бассейнов учитываются также и гидродинамические особенности нижнего гидрогеологического этажа и существенные различия в геологическом разрезе платформенного чехла в крупных депрессиях фундамента.

На основе указанных принципов в Восточно-Европейской платформенной области выделяются артезианские бассейны первого порядка (Балтийско-Польский, Средне-Русский, Восточно-Русский, Прикаспийский, Днепровско-Донецкий, Причерноморский). Артезианские бассейны второго порядка выделяются преимущественно по крупным гидрографическим бассейнам, в которых подземный сток верхнего гидрогеологического этажа подчинен современному рельефу поверхности и водосборные площади подземного и поверхностного стока практически совпадают. Так, в Средне-Русском бассейне выделены бассейны второго порядка — Ленинградский со стоком в Балтийское море; Северодвинский — со стоком в Белое море; Московский — со стоком в гидрографическую систему Волга — Ока и верховьев Днепра и Дона; по стоку выделены также Волго-Камский бассейны в системе Восточно-Русского бассейна первого порядка; Днепровский и Донецко-Донской бассейны в системе Днепровско-Донецкого бассейна. Иногда при выделении бассейнов второго порядка на первое место ставят структурные особенности

районов (например, Припятский в одноименном прогибе; Львовский и Брестский в одноименных мульдах; Предуральский в краевых предгорных прогибах; Сурско-Хоперский с системой наложенных разновозрастных бассейнов и т. д.).

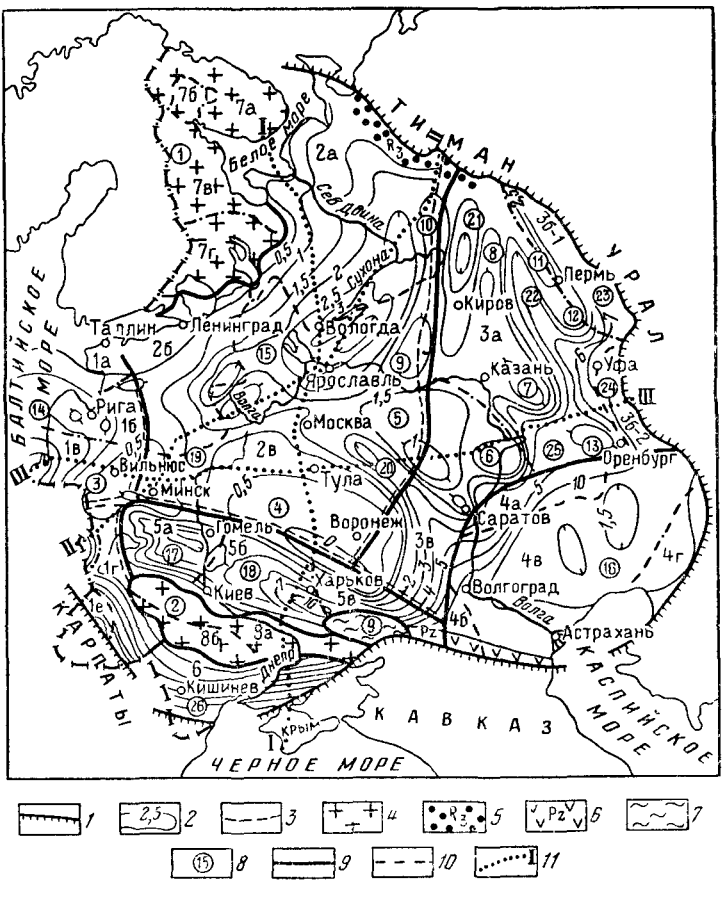


Рис 12 Схема рельефа и структур фундамента и гидрогеологического районирования По Б. Н. Архангельскому.

1 — граница Восточно Европейской платформенной области (Тектоническая карта Европы 1964) *2* — изолинии поверхности фундамента (сечение 0,5 км, в отдельных местах 1 км и более), *3* — главные «водоразделы» на поверхности фундамента, *4* — дорифейские кристаллические щиты, *5* — рифейский складчатый фундамент Притиманья, *6* — палеозойский складчатый фундамент Скифской плиты (вал Карпинского), *7* — складчатая область Донбасса, *8* — главные структуры фундамента щиты I — Балтийский 2 — Украинский антеклизы 3 — Белорусская, 4 — Воронежская, своды 5 — Токмовский, 6 — Жигулевско Пугачевский, 7 — Татарский выступы 8 — Коми-Пермяцкий, 9 Котельнический 10 — Сысольский, 11 — Камский, 12 — Пермско Красноуфимский, 13 Оренбургский синеклизы 14 — Балтийская, 15 — Московская, 16 — Прикаспийская, прогибы 17 — Припятский, 18 — Днепровско Донецкий, 19 — Оршано Крестцовский, 20 — Пачелмский, 21 — Кажимский 22 — Верхне Камский, 23 — Юрюзано Соликамский, 24 — Бельский, 25 — Бузулукский, впадины 26 — Причерноморская, *9* — границы гидрогеологических районов первого порядка Артезианские бассейны I — Балтийско Польский, 2 — Средне Русский, 3 — Восточно Русский, 4 — Прикаспийский, 5 — Днепровско Донецкий, 6 — Причерномо рский Бассейны трещинных вод 7 — Балтийский, 8 — Украинский, 9 — Донецкий *10* — границы гидрогеологических районов второго порядка Артезианские бассейны 1а — Эстонско Лифляндский, 1б — Латвийский, 1в — Польско Литовский, 1г — Волыно Подольский 1д — Брестский, 1е - Львовский, 2а — Северодвинский, 2б — Ленинградский, 2в — Московский, 3а — Волго Камский, 3б — Предуральский, 3в — Сурско Хоперский 4а — Южно Саратовский, 4б — Ергенинский, 4в — Северо Каспийский, 4г — Эмбенский, 5а — Припятский, 5б — Днепровский, 5в Донецко-Донской Бассейны трещинных вод 7а — Кольский 7б — Хибинский 7в — Беломорский 7г — Ладожско Онежский, 8а — Приднепровский, 8б — Южно Бугский, 11 — линии структурно гидрогеологических разрезов-профилей (см рис 3)

Взаимоотношение бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов, а также приуроченность их к определенным геотектоническим структурам отчетливо видны на гидрогеологических разрезах-профилях

(см. рис. 3). Направления разрезов показаны на рис. 12. Краткая характеристика артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод приводится ниже.

1. Балтийско-Польский артезианский бассейн приурочен к Балтийской и Польско-Литовской синеклизам. Фундамент бассейна погружается с северо-востока на юг и юго-запад с увеличением мощности осадочных пород до 3 км в Калининградской области и до 5 км во Львовской. В геологическом разрезе преобладают палеозойские и мезозойские отложения. Для осевой части Балтийской синеклизы характерны соленосные верхнепермские отложения. Строение бассейна сложное. Выделяется ряд мульд с существенно различным разрезом.

На востоке бассейна нижние водоносные комплексы не отделяются выступами фундамента от Средне-Русского бассейна, и глубокий подземный сток из обоих бассейнов направлен на запад и северо-запад к региональной области разгрузки — Балтийскому морю и его заливам (см. рис. 11 и 12). Разгрузка вод верхних водоносных горизонтов и комплексов происходит в крупные речные долины (Даугава, Неман, Зап. Буг и др.) и местную гидрографическую сеть. Южные районы дренируются реками, относящимися к бассейну Черного моря (Припять, Юж. Буг, Днестр). В бассейне первого порядка выделяется шесть бассейнов второго порядка — Эстонско-Лифляндский, Латвийский, Польско-Литовский, Брестский, Волыно-Подольский, Львовский.

В Балтийско-Польском бассейне широко используются для бальнеологических целей подземные минеральные воды (курорты Кемери, Балдоне, Друскеникай, Бирштонас, Пярну, Любан-Великий, Шкло и др.).

2. Средне-Русский артезианский бассейн в Восточно-Европейской артезианской области является древнейшим и наиболее крупным по территории (около 1,5 млн. км^2); его основной чашей является широкая и пологая Московская синеклиза (на севере — Мезенская впадина) с максимальными глубинами в осевой части до 3,5—4 км. Сводный гидрогеологический разрез бассейна приведен на рис. 13.

В Средне-Русском бассейне выделяются три бассейна второго порядка: 1) Ленинградский — на южном склоне Балтийского щита, ограниченный на востоке главным водоразделом между стоковым бассейном Балтийского моря и гидрографической сетью Верхней Волги; 2) Московский в центральной части Московской синеклизы, составляющий стоковый бассейн Верхней Волги (и ее правого притока р. Оки) и верховьев Днепра и Дона; 3) Северодвинский, приуроченный к Мезенской впадине и представляющий собой стоковый бассейн Белого моря (с водоразделом по Северным Увалам).

В Средне-Русском бассейне подземные воды широко используются для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения. Наибольшие запасы пресных подземных вод приурочены к ордовикскому и девонским водоносным комплексам в Ленинградском бассейне, к каменноугольному — в Московском и Северодвинском бассейнах.

Из минеральных лечебных и столовых вод широко распространены соленые хлоридные (бромистые) воды, сероводородные и железистые, используемые курортами и эксплуатируемые заводами по розливу в городах: Старая Русса, Сольвычегодск, Хилово, Краинка, Кашин, Ленинград (Полюстрово), Москва и др. В Средне-Русском бассейне содержатся огромные количества промышленно-ценных рассолов (бром, магний, кальций, поваренная соль).

3. Восточно-Русский артезианский бассейн включает Волго-Уральскую антеклизу, предуральские и Пачелмский прогибы, восточный склон Воронежской антеклизы. Глубина залегания фундамента увеличивается от 1—2 км на сводовых поднятиях на западе и юго-западе до 4—5 км

и более во впадинах на юге и востоке; максимальная (до 10 км) приурочена к Предуральскому (Бельскому) прогибу.

В бассейне широко развиты водоносные комплексы в пермских, каменноугольных, девонских, вендских и верхнепротерозойских отложениях; комплексы мезозоя и кайнозоя имеют подчиненное значение. Специфической особенностью бассейна является широкое развитие пермских галогенных отложений.

В бассейне выделяются два гидрогеологических этажа, разделенных региональным водоупором, представленным гипсо-ангидритовой толщей нижней перми.

В Восточно-Русском бассейне выделяются три бассейна второго порядка: Волго-Камский, Сурско-Хоперский, Предуральский. Волго-Камский бассейн богат минеральными лечебными водами типа «Ижевск» и других источников, а также промышленно-ценными рассолами (иод, бром и др.).

4. Приикаспийский артезианский бассейн приурочен к одноименной впадине (синеклизе), для которой характерно: широкое развитие солянокупольной тектоники; чрезвычайно большая мощность осадочной толщи (16—17 км в центре впадины, по геофизическим данным); широкое распространение четвертичных и неогеновых водоносных комплексов; развитие процессов континентального засоления; наличие «плавающих» линз пресных вод при отсутствии регионально развитых горизонтов этих вод.

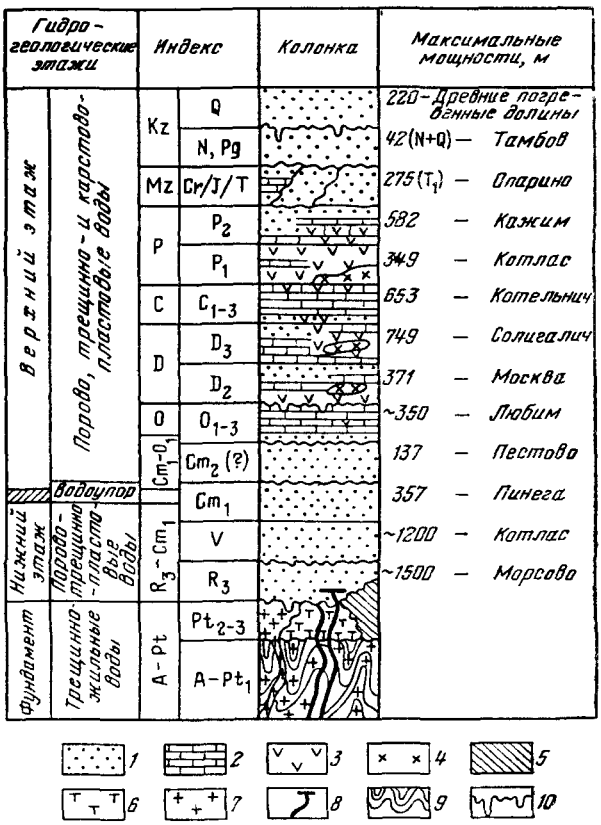


Рис. 13. Сводный гидрогеологический и геологический разрез Средне-Русского артезианского бассейна. По Б. Н. Архангельскому.

1 — терригенные породы. *2* — карбонатные породы; *3* — гипс, ангидрит кварцито-песчаники, *4* — каменная соль, *5* — метаморфические сланцы Тимана; *6* — кварциты и кварцевые песчаники; *7* — граниты рапакиви; *8* — диабазы (интрузии), *9* — гнейсы и другие метаморфические и изверженные породы; *10* — главнейшие перерывы в осадконакоплении

В гидрогеологическом разрезе бассейна выделяются два этажа, разделенных мощной водоупорной толщей соленосных кунгурских отложений. М. П. Распопов (1967 г.) в надсолевом этаже западной части бассейна выделяет два водонапорных яруса, разделенных региональной водоупорной толщей майкопских глин: к верхнему ярусу относятся воды песчано-глинистых отложений четвертичного и плиоценового возраста; к нижнему ярусу — воды терригенных, реже карбонатных отложений мезозоя и верхней перми.

Динамика вод подсолевого этажа в центральной части бассейна не изучалась, в обрамляющих частях движение их направлено к центру.

Однако А. А. Алексин, М. П. Распопов и другие исследователи считают, что в подсолевом этаже всего бассейна и нижнем ярусе надсолевого этажа западной части бассейна движение подземных вод подчинено высокому геостатическому давлению, обусловленному значительным прогибанием Прикаспийской впадины и накоплением огромной толщи осадков. Под влиянием геостатического давления движение подземных вод глубинных комплексов направлено от центра впадины к ее периферии.

В Прикаспийском бассейне преимущественно распространены соленые воды и рассолы. Зона пресных вод не имеет сплошного распространения. В долинах крупных рек отмечаются значительные ресурсы аллювиальных вод (Сотников, 1966). Рассолы являются промышленно-ценными. Имеются лечебные минеральные воды, на озерах Тинаки и Эльтон организованы грязелечебницы.

В Прикаспийском бассейне условно выделяются следующие бассейны второго порядка: Южный склон Сырта, Ергенинский, Северо-Каспийский, Эмбенский. По М. П. Распопову, субмеридиональная Гурьевско-Уральская палеозойская флексура разделяет Прикаспийский бассейн по надсолевому этажу на два бассейна второго порядка: 1) Западный, соответствующий Западно-Каспийской депрессии (Прикаспийской низменности); 2) Восточный, соответствующий Восточно-Прикаспийской моноклинали (Подуральскому плато). М. П. Распопов не включает район Ергеней в Прикаспийский бассейн, а относит его к восточному склону Ставропольского поднятия и краевой зоне Терско-Кумского бассейна.

5. Днепровско-Донецкий артезианский бассейн приурочен к глубокому Днепровско-Донецкому прогибу, в осевой части которого мощность осадочной толщи увеличивается от 2—5 км в Припятском прогибе до 10—11 км в юго-восточной его части. Осевая часть прогиба осложнена солянокупольными структурами (девон, пермь). Мезо-кайнозойские отложения образуют наложенные пологие мульды с приподнятыми северо-восточными крыльями.

В гидрогеологическом разрезе бассейна максимальную мощность имеют девонские (1—3 км) и каменноугольные (2,5—3 км) отложения (см. рис. 3, профиль *II—II*). Региональные водоупоры разделяют три гидрогеологических этажа: юрско-кайнозойский, пермско-юрский, палеозойский. В Днепровско-Донецком бассейне выделяются три бассейна второго порядка: Припятский, Днепровский, Донецко-Донской.

В Днепровско-Донецком бассейне для водоснабжения широко используются воды флювиогляциальных, палеогеновых, меловых и юрских отложений. В ряде мест используются минеральные воды (Миргород и др.). Возможно также использование промышленных рассолов.

6. Причерноморский артезианский бассейн приурочен к Причерноморской впадине, сложенной в основном осадками мезозоя и кайнозоя. Вендские и палеозойские (кембрий — силур) отложения развиты только в западной части бассейна. Дорифейский фундамент, погружаясь от Украинского щита, в южном и юго-западном направлениях сменяется палеозойским (в Добруджинском прогибе) и мезозойским (в Степном Крыму) складчатым основанием. В осевой части впадины мощность осадочных отложений увеличивается до 2—3 км и более.

В бассейне выделяются два гидрогеологических этажа, разделяемых водоупорной толщей эоцен-олигоцена, мощность которой в центральной части бассейна превышает 1000 м.

Мощность зоны пресных вод обычно изменяется в пределах 100—200 м, на большей части территории воды солоноватые и соленые с минерализацией от 1 до 15 г/л, что объясняется слабой промытостью отло-

жений и процессами континентального засоления. На междуречье Прут — Днестр зона пресных вод увеличивается до 400 м и более, в приморских районах она уменьшается до 50 м. Основные горизонты, используемые для водоснабжения: неогеновый, меловой, четвертичный. Минеральные воды находят применение на нескольких курортах (Унгены, Кишинев, Корнешты).

Выделяемый в восточной части Причерноморского бассейна Западно-Крымский бассейн второго порядка по условиям питания тесно связан с северной зоной Горного Крыма, поэтому его описание приведено в главе, относящейся к Крымско-Кавказской области.

7. Балтийская система бассейнов трещинных вод приурочена к одноименному кристаллическому щиту, представляющему собой наиболее высокое поднятие древнейшего складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы.

В условиях избыточного увлажнения территории модуль поверхностного стока здесь весьма высокий — от 10 до 15 л/с с 1 км². Наиболее значительные скопления грунтовых вод связаны с участками распространения четвертичных отложений большой мощности. Залегающие под четвертичными отложениями или непосредственно обнажающиеся на поверхности земли кристаллические породы обычно слабо обводнены вследствие отсутствия древней коры выветривания (уничтожена ледниковым выпахиванием), небольшой глубины проникновения экзогенной трещиноватости и редкой сети тектонических трещин. В большей степени обводнены раздробленные породы в зонах тектонических разломов. Удельный дебит скважин составляет преимущественно тысячные, реже сотые и редко десятые доли литра в секунду.

При наличии больших ресурсов поверхностных вод подземные воды здесь используются относительно мало. Для эксплуатации подземных вод часто неблагоприятным является повышенное содержание железа, а на некоторых участках Кольского полуострова — фтора.

В отдельных случаях по высокому содержанию железа воды относятся к минеральным лечебным. Так, названные Петром Первым марциальными — железистые сульфатные воды в районе г. Петрозаводска, приуроченные к углисто-глинистым пиритизированным сланцам и четвертичным отложениям, используются курортом «Марциальные воды».

8. Украинская система бассейнов трещинных вод приурочена к Украинскому кристаллическому щиту, на котором слагающие его архейские и протерозойские породы покрыты корой выветривания мощностью от нескольких до 100—120 м. Особенностью бассейна является чехол мезо-кайнозойских отложений мощностью до 500—600 м в депрессиях, обычно связанных с разломами (Конско-Ялынская и Болтышская впадины). В гидрогеологическом разрезе выделяются водоносные комплексы: четвертичный, неогеновый, палеогеновый, меловой, кристаллических пород и коры их выветривания. Региональные водоупоры отсутствуют. Воды осадочного чехла безнапорные или имеют небольшой напор; водообильность горизонтов небольшая, за исключением известняков сармата; воды пресные или слабосолоноватые.

Трещинно-жильные воды кристаллических пород развиты в их верхней зоне (глубина активной трещиноватости составляет 100—120 м) и в тектонических разломах, которые широко распространены в пределах бассейна и сопровождаются повышенной трещиноватостью пород и водообильностью. Трещинные воды обычно слабонапорные, встречаются и безнапорные. Дебит скважин редко превышает 1,5—3 л/с, в отдельных случаях достигает 14—16 л/с.

Украинский щит представляет собой геоструктурный барьер между Днепровско-Донецким и Причерноморским артезианскими бассейнами;

сочленение его со складчатой зоной Донбасса недостаточно выяснено. В кристаллических породах минерализация подземных вод увеличивается с глубиной до 7—10 г/л и более, состав изменяется на хлоридный натриевый. В глубоких шахтах Криворожья встречаются рассолы с минерализацией до 120 г/л и более. В зонах разломов и дроблений также встречены воды аномального химического состава и повышенной минерализации; на отдельных участках встречены радиоактивные воды.

Основное значение для водоснабжения имеют воды кристаллических пород; воды осадочных отложений используются лишь по периферии бассейна. К зонам разломов в ряде случаев приурочены месторождения минеральных вод, используемые в Хмельнике и Мироновке.

9. Донецкая система бассейнов трещинных вод (Донбасс) в целом является антеклизой, приподнятое палеозойское ядро которой окружено отложениями мезозоя и кайнозоя. В нижнем палеозойском этаже Донбасс выражен синклинорием. Складчатый Донбасс в основном сложен каменноугольными отложениями, образующими синклинали, мульды, впадины, которые представляют собой систему малых сложно построенных бассейнов трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод. Подчиненное значение имеют водоносные комплексы: четвертичный, неоген-палеогеновый, меловой, юрский, пермский, девонский.

Каменноугольные отложения общей мощностью до 18 км представлены двумя толщами. В нижней толще известняки и доломиты сильно закарстованы, весьма водообильны, дебит отдельных скважин достигает 55—100 л/с. Всего в нижней толще выделяется около 330 водоносных горизонтов.

Верхняя песчано-глинистая толща представляет собой комплекс водоносных горизонтов, причем до глубины от 35—40 до 100—110 м прослеживается единая водоносная зона со свободной поверхностью. Дебит скважин изменяется от ничтожного до 15—17 и реже до 30 л/с. Водопритоки в шахты различны и составляют от 1—2 до 550 м^3/ч. С глубиной водообильность уменьшается. При вскрытии тектонических зон иногда имеют место крупные прорывы подземных вод с притоками до 3000 м^3/ч.

В поверхностной зоне центральной части Донецкого кряжа подземные воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией менее 1 г/л. В окаймляющих районах окрытого Донбасса в поверхностной зоне воды сульфатные кальциевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые с минерализацией 1—3 г/л. По мере дальнейшего погружения каменноугольных отложении к периферии бассейна наблюдается переход к хлоридным натриевым водам с минерализацией 40—50 г/л и более. Шахтные воды обычно отличаются высокой минерализацией, причем в ряде шахт минерализация менее 1 г/л, а в некоторых достигает 30 г/л.

Подземные воды Донбасса широко используются для водоснабжения, частично для орошения и в незначительной степени для бальнеологических целей.

Сопоставляя описанные выше бассейны подземных вод в Восточно-Европейской платформенной области, можно выделить по геоструктурным различиям две основные группы артезианских бассейнов:

1) бассейны в наиболее древних обширных с пологими склонами впадинах фундамента, охватывающие наибольшую северную и центральные части платформы — Прибалтийский (в Балтийской синеклизе), Средне-Русский, Волго-Камский, Сурско-Хоперский;

2) бассейны в более молодых, относительно узких, но глубоких прогибах, мульдах и впадинах в южной и восточной частях платформы — Днепровско-Донецкий, Брестский, Львовский, Волыно-Подольский, Пред-

уральский. К этой же группе относится и Прикаспийский бассейн, приуроченный к обширной наиболее глубокой впадине фундамента (юго-восточный «антипод» Балтийского щита).

К бассейнам второй группы преимущественно приурочены наиболее мощные толщи галогенных пород и наиболее концентрированные рассолы.

Для бассейнов трещинных вод на Балтийском и Украинском щитах гидрогеологические особенности в большей степени обусловлены существенным различием их физико-географического положения. На Балтийском щите четвертичные отложения почти всюду уничтожили древнюю кору выветривания, и архейско-протерозойские кристаллические породы перекрыты здесь только разорванным плащом четвертичных отложений преимущественно незначительной мощности, что обусловило, в общем, слабую обводненность кристаллического массива в целом (за исключением зон разломов и отдельных участков Хибинского горного района — более обводненных).

На Украинском щите древняя кора выветривания сохранилась и зона дезинтеграции кристаллических пород достигает значительной мощности, что в целом создает более благоприятные условия для формирования скоплений трещинно-жильных вод. Кроме того, на периферии и в депрессиях Украинского щита распространены водоносные отложения мела, палеогена, неогена и четвертичных отложений. Нахождение Украинского щита на юге обусловливает и иные гидрогермические градиенты: однозначные изотермы в пределах Украинского щита (и на Воронежской антеклизе) располагаются ближе к поверхности земли, нежели на Балтийском щите (см. рис. 3). Более сложно соотношение гидрохимических зон в бассейнах трещинных вод и в прилегающих к ним артезианских бассейнах.

По меридиональному разрезу от Балтийского щита до Крыма видно, что верхняя граница рассолов (изолиния 35 г/кг) на севере проходит на меньшей глубине по сравнению с районами Воронежской антеклизы, Днепровского бассейна и Украинского щита, а далее к югу резко снижается в Причерноморском бассейне.

Народнохозяйственное значение подземных вод

На территории европейской части СССР сосредоточены наиболее густонаселенные промышленные и сельскохозяйственные районы страны, являющиеся огромными водопотребителями. В значительной мере питьевое, бытовое и техническое водоснабжение многих городов, железнодорожных узлов, курортов, крупных поселков в сельской местности обеспечивается ресурсами подземных вод, эксплуатируемых водозаборами из артезианских скважин и реже из каптажей крупных источников. Огромное число мелких сельских поселков используют грунтовые воды, эксплуатируемые обычно шахтными колодцами.

Наиболее интенсивно эксплуатируются горизонты пресных подземных вод. Во многих районах, достаточно хорошо водообеспеченных, где мощность зоны пресных вод не превышает 100—200 м, насчитываются сотни и тысячи артезианских скважин. К таким районам относятся: Силурийское плато в Эстонии и Ленинградской области (свободные и напорные воды в карбонатных породах силура — ордовика), Главное девонское поле в Прибалтике, Белоруссии, Псковской и Ленинградской областях (водоносные комплексы верхнего и среднего девона), Центральное девонское поле в Брянской, Калужской, Орловской, Липецкой и Тамбовской областях (верхнедевонский и меловой комплексы), Белорусская антеклиза (вендский, среднедевонский, меловой и четвертичный комплексы), каменноугольные плато — Подмосковное, Белозерское, Опе-

горецкое, Окско-Цнинский вал — в Рязанской, Московской, Калининской, Новгородской, Ленинградской, Вологодской и Архангельской областях (комплексы карбонатных пород), мезо-кайнозойские мульды на территории Украины, на Токмовском своде и его склонах в Тамбовской, Пензенской, Саратовской, Ульяновской областях и в Мордовской АССР (юрский, меловой, палеогеновый и неогеновый комплексы).

Недостаточно обеспечены пресными подземными водами (при мощности зоны пресных вод менее 50 м) территории распространения гипсоносных и огипсованных пород разного возраста (и соленосных пород девона и перми) в Прибалтийском, Северодвинском и Волго-Камском бассейнах, а также территории в зоне недостаточного увлажнения (южная часть Украины) и в зоне аридного климата (Прикаспийская впадина).

В ряде случаев многолетний интенсивный водоотбор привел к образованию крупных пьезометрических депрессий в вендском и кембрийском комплексах (Эстония, Ленинградская область), в каменноугольных карбонатных комплексах (Московская, Калининская и частично Владимирская, Смоленская, Тульская области, Донбасс), в мезокайнозойских комплексах Днепровско-Донецкого бассейна (Киевская, Полтавская, Харьковская области). При общей малой в региональном плане мощности этажа пресных вод их эксплуатация крупными водозаборами должна быть соответственно регулируемой. В этих же случаях должны предусматриваться и меры по охране подземных вод от загрязнения с поверхности земли и подсоса соленых вод из более глубоких горизонтов. Проблемы рациональной эксплуатации подземных пресных вод (пригодных для питьевого водоснабжения) неразрывно связаны с определением и учетом их естественных и эксплуатационных ресурсов (запасов) по отдельным гидрогеологическим районам и приуроченным к ним водоносным комплексам.

Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного (свободного) водообмена, данная в 1964 г. на карте подземного стока масштаба 1 : 5 000 000 (ред. Б. И. Куделин, МГУ), показывает, что среднемноголетний модуль подземного стока является довольно высоким на преобладающей северной и центральной территориях европейской части СССР и резко уменьшается в направлении к югу и юго-востоку. На Балтийском щите этот модуль составляет 1—2 л/с с 1 км^2, то же на Приволжской возвышенности. На каменноугольных плато он возрастает до 1—3, а в карстовых районах до 3—5 л/с с 1 км^2; в области Главного девонского поля 1—4, а на Центральном поле уменьшается до 1,5—2,5 л/с с 1 км^2; в Белоруссии и Литве 1,5—5, в верховьях Камы и Среднем Приуралье 2—4 л/с с 1 км^2; то же на Силурийском плато (но повышается до 4—6 л/с с 1 км^2 в карстовых районах Эстонии). На территории Украины, Среднего и Нижнего Поволжья модуль подземного стока от 1 быстро уменьшается до 0,1 л/с с 1 км^2 в направлении к побережью Черного, Азовского и Каспийского морей (в Прикаспии местами менее 0,1 л/с).

По региональной оценке прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод высоким модулем (от 2 до 5 л/с с 1 км^2) отличаются основные водоносные горизонты на территории Южной Эстонии и прилегающих районов Ленинградской и Псковской областей (девон), Белоруссии и Восточной Литвы (преимущественно четвертичные комплексы, в южных районах — неоген, палеоген, мел), Московской и Рязанской областей (карбон), Орловской и Тамбовской областей (девон), Северной Украины (палеоген, мел)

Средними модулями (от 0,5 до 2 л/с с 1 км^2) характеризуются наибольшие площади в Центральной и Северной Эстонии, Латвии, Литве,

Белоруссии, Западной Украине, центральных и северо-западных областях РСФСР, в Предуралье. Малые модули (от 0,1 до 0,5 л/с с 1 км^2) свойственны обширным территориям на Украинском щите и в Южной Украине, в северо-восточных и восточных областях РСФСР, в отдельных районах Латвии и Литвы, Ленинградской, Архангельской, Вологодской, Ярославской, Костромской областей. Очень малые модули (менее 0,1 л/с с 1 км^2) выявлены на Балтийском щите, в Донбассе, Западной Молдавии, Одесской области, в бассейне Сев. Двины. Не оценены количественные ресурсы пресных вод в линзах атмосферного питания на территории Прикаспия.

По данным ВСЕГИНГЕО (Плотников, 1966), современное использование ресурсов подземных вод по ряду союзных республик, частично (РСФСР, УССР, МССР) или полностью (БССР, ЭССР, ЛатвССР, ЛитССР), входящих в территорию Восточно-Европейской артезианской области, характеризуется следующими цифрами (табл. 3).

Таблица 3

Использование ресурсов подземных вод

Республики	Прогнозные ресурсы, м^3/с	Современный отбор подземных вод, м^3/с			Процент использования подземных вод от прогнозных ресурсов
		на водоснабжение	на орошение и обводнение	всего	
РСФСР	3640	156,0	—	156,0	4,3
Белоруссия	420	15,6	—	15,6	3,7
Украина	390	52,0	6,5	58,5	15
Эстония, Латвия, Литва и Молдавия	215	8,7	—	8,7	4

С целью выявления месторождений пресных подземных вод организациями Министерства геологии СССР проведены большие разведочные гидрогеологические работы. В табл. 4 приведены некоторые результаты разведки подземных вод за 1958—1965 гг. по данным Н. И. Плотникова (1966).

Таблица 4

Результаты разведки подземных вод за 1958—1965 гг.

Республики	Прирост эксплуатационных запасов, м^3/с		Количество разведанных объектов	Средний ежегодный прирост запасов в 1964—1965 гг., м^3/с		Количество разведанных объектов
	всего	в том числе по сумме категорий А+Б		всего	в том числе по сумме категорий А+Б	
РСФСР	59,6	35,8	68	15,3	9,4	14
Украина	28,2	20,7	46	6,4	5,4	11
Белоруссия	12,5	5,1	5	1,3	0,7	1
Эстония, Латвия, Литва и Молдавия	10,4	4,9	10	3,6	3,2	6

Сравнительно небольшое в среднем использование подземных вод для водоснабжения и орошения объясняется, во-первых, крайне неравномерным территориальным распределением их ресурсов и, во-вторых, слабой разведанностью.

Недостаточно эксплуатируются минеральные лечебные воды различной минерализации и состава, ресурсы которых в целом по Восточно-Европейской платформе значительны. Существует относительно небольшое число курортов и заводов по розливу минеральных вод: в Прибалтике — Друскеникай, Пасвалис, Кемери, Балдоне, Пярну; в Карелии — «Марциальные воды»; в БССР — Минск; в РСФСР — Сестрорецк, Полюстрово (Ленинград), Старая Русса, Жилово, Сольвычегодск, Серегово, Тотьма, Кашин, Углич, Бол. Соли, Краинка, Москва, Липецк, Белая Горка, Ижевск, Вархи-Ятчи, Ключи, Усть-Качка, Чапаевка; в УССР — Миргород, Славянск.

В артезианских бассейнах имеются огромные запасы рассолов различной концентрации, представляющих промышленно-ценные воды, т. е. потенциальное минеральное сырье для химической промышленности. Помимо основного компонента (поваренной соли), из рассолов могут извлекаться бром, иод, калий, магний, кальций, в отдельных случаях стронций и другие микрокомпоненты.

Для северных зон избыточного увлажнения грунтовые воды часто являются фактором заболачивания значительных территорий. Познание закономерностей распространения и режима грунтовых вод в этих случаях может предопределять мелиоративно-гидрогеологическое районирование в целях осушения заболоченных и избыточно увлажненных сельскохозяйственных земель. В южных зонах недостаточного увлажнения и в условиях аридного климата проблемы ирригации также связаны с изучением режима подземных вод орошаемых земель.

Подавляющее большинство месторождений полезных ископаемых на описываемой территории (нефть, угли, горючие сланцы, бокситы, огнеупоры, фосфориты, железные руды и др.) отличается значительной обводненностью, требующей непрерывного водотлива из шахт и рудников. Организация шахтного водоотлива и мероприятий по борьбе с шахтными водами во всех случаях требует детального изучения гидрогеологических условий.

Большое влияние на оценку инженерно-геологических условий строительных участков оказывают грунтовые воды, а в ряде случаев и межпластовые напорные воды. Без детального изучения подземных вод невозможно проектирование и строительство гидротехнических сооружений плотин, дамб, каналов, шлюзов, водохранилищ и т. п. Подземные воды оказывают влияние на развитие оползней, карста и других современных физико-геологических процессов, вызывающих изменение природной обстановки и условий инженерно-технической деятельности человека.

Подземные воды различной степени и характера минерализации являются ценным полезным ископаемым, значение которого для человечества с течением времени неизменно возрастает. Таким образом, совершенно необходимы научно-теоретические и экспериментально-практические исследования, связанные с определением естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод, а также с мероприятиями по охране их от истощения и загрязнения. Базой таких исследований являются общие и специальные гидрогеологические съемки с бурением параметрических и других скважин, а также поисковые, разведочные, опытные и стационарные гидрогеологические работы на водозаборах.

В условиях непрерывно возрастающей эксплуатации подземных вод как пресных (для водоснабжения), так и минеральных лечебных (для бальнеологических целей), неизбежно в будущем регулирование водопотребления. В этой связи, с одной стороны, необходимо заранее обеспечить сохранность чистоты вод огромных естественных северных водоемов — озер Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского, Белого, Ильмень, а также искусственно созданных крупных водохранилищ на реках Волге, Каме, Днепре, Дону и др. С другой стороны, неизбежно потребуется опреснение не только морской воды, но и соленых подземных вод, широко распространенных в периферийных и центральных частях Восточно-Европейской платформы. Таким образом, потребуется и расширение работ по подсчету ресурсов минерализованных вод.

Глава 2.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА (VIII)

Физико-географические и геологические условия

Западно-Сибирская платформенная артезианская область в геоморфологическом отношении соответствует Западно-Сибирской равнине. Ее окружают на западе Уральские горы, на востоке Саяно-Енисейская и на юге Казахская и Саяно-Алтайская складчатые области. На севере Западно-Сибирская равнина открыта в сторону Северного Ледовитого океана, на северо-востоке ее граница условно проводится по Енисею, на юго-западе — по Кустанайскому валу.

Рельеф. Западно-Сибирская равнина, расположенная в центре Евразии, является одной из самых крупных низменных равнин земного шара. Она имеет постепенный уклон к северу только по долинам крупных рек Оби и Енисея, в остальной части территории строение рельефа равнины довольно сложное, здесь наблюдается сочетание низменностей и возвышенностей (см. рис. 14).

Реки Обь, Енисей, Иртыш, Тобол и их притоки образуют широкие долины, расчленяющие поверхность равнины на ряд водораздельных пространств, в пределах которых развиты многочисленные озера и обширные заболоченные площади.

Равнина состоит из двух впадин (северной и южной), разделенных Сибирскими увалами. Отметки поверхности последних достигают 200—285 м абс. высоты. Увалы вытянуты в широтном направлении от Уральских гор до Енисейского кряжа и лишь в одном месте прорываются широкой долиной р. Оби и на востоке огибаются р. Енисеем. На остальном протяжении они служат водоразделом для рек, текущих в северном и южном направлениях. Впадины имеют чашеобразную форму с приподнятыми до 250—300 м абс. высоты западными и восточными краями, расчлененными речными долинами.

Северная впадина, занимающая около трети территории Западно-Сибирской равнины, в бóльшей своей части имеет отметки поверхности менее 100 м. Вдоль рек, у озерных котловин и по побережью Карского моря отметки ниже 50 м абс. высоты.

В южной впадине северную ее половину занимает бассейн среднего течения р. Оби и нижней части р. Иртыша с отметками поверхности 50—100 м. Минимальные отметки поверхности этой территории наблюдаются в районе слияния Иртыша и Оби, где они не превышают 20 м над уровнем моря. Юго-западную часть впадины занимает бассейн р. Тобола, а юго-юго-западную — бассейн среднего течения р. Иртыша с преобладающими отметками поверхности 100—150 м. На междуречьях Ишима и Тобола, Оби и Иртыша располагаются Тоболо-Ишимская, Кулундинская, Барабинская и другие низменности с внутренним замкнутым стоком, с отметками поверхности от 25 до 100—150 м.

Южную впадину с запада, востока и юга окаймляют возвышенные равнины (Зауральское, Тургайское, Приобское, Чулымо-Енисейское плато, Вах-Кетская и Приказахская возвышенные равнины) с абсолютными отметками поверхности, достигающими 200 м и более.

Внутренние водораздельные возвышенности южной впадины — Ишимская, Васюганская, правобережная Иртышская и др. имеют отметки поверхности, достигающие 200—230 м. На Обь-Енисейском водоразделе отметки поверхности 300—390 м.

Климат. Климат Западно-Сибирской равнины, в общем, континентальный. Здесь отчетливо сказывается влияние Атлантического океана и Карского моря. Суровость и сухость климата постепенно усиливаются с запада на восток, и резко изменяются климатические показатели с севера на юг: увеличиваются средние месячные температуры и продолжительность вегетационного периода, сокращается период сохранения снежного покрова и т. д.

Равнинность территории Западной Сибири и огромная ее протяженность с севера на юг обусловливают ярко выраженную физико-географическую зональность. Тундровая зона сменяется лесотундрой, зоной лесов, лесостепью и степью. Тундровые болотно-глеевые почвы сменяются подзолистыми, далее черноземами, за которыми следуют каштановые почвы.

Изменяется и минерализация грунтовых вод: от слабоминерализованных, залегающих в тундре и лесной зоне, они постепенно переходят в воды с повышенной минерализацией и на отдельных площадях степной зоны в сильноминерализованные.

Большую роль в формировании теплового режима атмосферы Западно-Сибирской равнины играет ее открытость к северу. Холодные сухие арктические массы воздуха свободно проникают на территорию равнины, а прогретые воздушные массы выносятся с юга на север. Это приводит к резким колебаниям температуры в течение года и даже суток.

Распределение атмосферных осадков на территории Западно-Сибирской равнины, являющихся основной частью водного баланса, показано на рис. 14. Основная масса осадков на всей территории Западно-Сибирской равнины выпадает в теплую часть года. Максимум их в южной половине территории приходится на июль, а в северной — на август.

Другой составной частью водного баланса является испарение влаги, которое в основном происходит в теплый период года. В тундре и лесотундре, где недостаточно тепла, испаряемость 50—100 мм. Осадки здесь превышают испарение, поэтому обе зоны избыточно увлажнены.

В лесной зоне вследствие повышения испаряемости, большой транспирационной способности леса и наличия огромных массивов болот испарение влаги увеличивается от 200 мм на севере зоны до 350—400 мм на юге. Однако и эта зона является переувлажненной.

В лесостепи, на севере зоны расход почвенной влаги на испарение составляет 350 мм, а на юге зоны в связи с уменьшением осадков — 300 мм. В степной зоне действительное испарение, лимитированное осадками, уменьшается до 300—250 мм. Обе эти зоны являются зонами недостаточного увлажнения, а территория юга степной зоны — весьма недостаточного увлажнения.

Многолетнемерзлые породы. Многолетнемерзлыми породами занято около половины территории Западно-Сибирской равнины (см. рис. 14), что влияет на гидродинамические условия, тепловой режим и формирование подземных вод этой территории. Южная граница распространения многолетнемерзлых пород в центральной и восточной

частях равнины проходит между 60 и 61° с. ш., постепенно поднимаясь в северо-западном направлении, примерно до 63° с. ш.

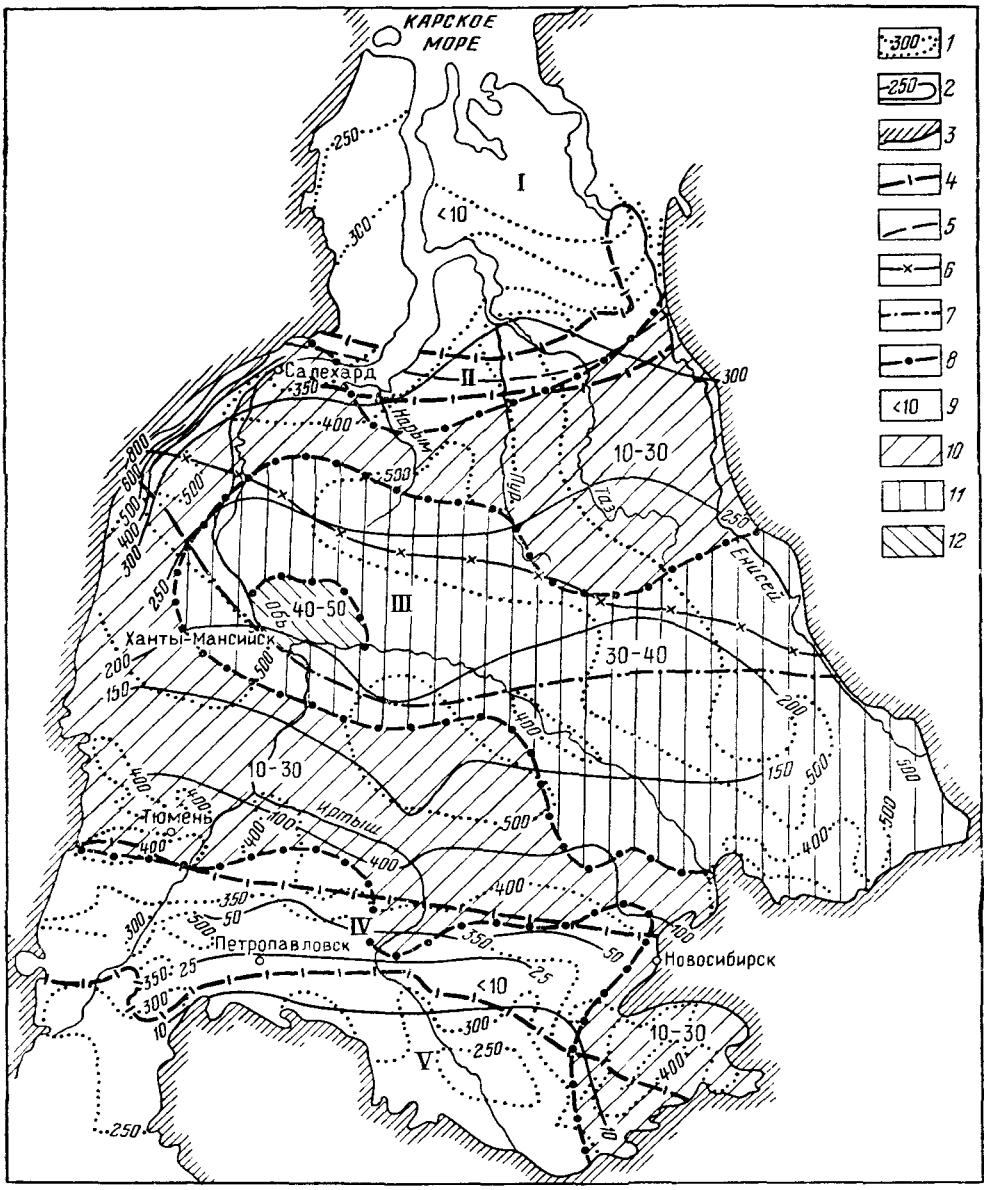


Рис. 14. Схема природных зон и элемеиты водного баланса.

1 — годовое количество осадков, мм; *2* — годовой слой стока, мм; *3* — граница палеозойского обрамления равнины; *4* — граница природных зои: I — зона тундры; II — зона лесотундры; III — зона лесов; IV — зоча лесостепи; V — степи; *5* — южная граница зоны преимущественно сплошного (по глубине) распространения многолетнемерзлых пород; *6* — южная граница зоны двухслойного строения многолетнемерзлых пород; *7* — южная граница распространения многолетнемерзлых пород и граница зоны реликтовых многолетнемерзлых пород; *8* — граница районов с различными величиинами подземного стока (в % от общего речиого стока); *9—12* — величины подземного стока: *9* — менее 10; *10* — 10—30; *11* — 30—40; *12* — 40—50

В. В. Баулин (1962 г.) на территории равнины выделяет три зоны, отличающиеся строением многолетнемерзлых пород по глубине:

а. На севере располагается зона преимущественно монолитного строения мерзлых пород. Южная ее граница примерно совпадает с се-

верной границей леса. Мощность многолетнемерзлых пород на севере зоны 450—500 м, а на юге 250—300 м.

Прогрев многолетнемерзлых пород и отступание мерзлоты происходит в местах скопления мощных покровов снега, а также под реками и озерами. Под глубокими озерами и большими реками широко развиты сквозные талики. Под мелкими озерами и небольшими реками, промерзающими зимой, мерзлота опускается на глубину до 15—20 м и более.

В многолетнемерзлых породах встречаются межмерзлотные талики, приуроченные к песчаным водоносным отложениям.

б. Южнее идет зона двухслойного строения многолетнемерзлых пород. Верхний слой залегает с поверхности до глубины 30—80 м. Ниже, до глубины 50—150 м, лежат талые породы, под которыми залегает реликтовая мерзлая толща, нижняя граница которой достигает глубины 300 м и более. Верхний слой многолетнемерзлых пород значительно уменьшается к югу, и южнее 64° с. ш. он исчезает. Местами, по безлесным водоразделам, монолитная мерзлая толща проникает южнее северной границы зоны двухслойного строения многолетнемерзлых пород на 100—150 км, на некоторых участках верхний слой мерзлых пород отсутствует.

в. В третьей зоне встречается только реликтовая мерзлота. Кровля ее находится на глубине 150—230 м, а подошва на глубине 400—500 м. Под долинами крупных рек мерзлые породы отсутствуют.

Рядом исследователей установлена связь мощности многолетнемерзлых пород с тектоническим планом мезо-кайнозойского чехла. Так, над сводами тектонических структур мощность многолетнемерзлых пород и глубина залегания их подошвы уменьшаются, что объясняется увеличением теплового потока на сводах структур.

Реки, озера. Реки Западно-Сибирской равнины принадлежат к бассейну Карского моря. Самая крупная р. Обь с притоком Иртыша занимает в СССР первое место по площади бассейна, равной 2929 тыс. км^2, и третье по водности (394 км^3/год). К системе р. Оби принадлежит большинство рек равнины. Меньшая их часть впадает в р. Енисей или в Тазовскую и Обскую губы.

Наиболее густо речная сеть развита в лесной, лесотундровой и тундровой зонах (0,2—0,7 км на 1 км^2). В засушливых степных и лесостепных районах равнины речная сеть менее густая. В правобережной части Иртыша от предгорий Алтая до Омска, в междуречьях Иртыша и Ишима, Ишима и Тобола густота речной сети 0,03—0,04 км на 1 км^2 площади. Значительная часть рек засушливых областей заканчивается в бессточных озерах, а иногда теряется в степи.

По характеру питания и внутригодовому распределению стока реки Западно-Сибирской равнины подразделяются на горные, степные, лесостепные, таежные и тундровые. Величина стока имеет широтный зональный характер, увеличиваясь с юга на север от 10—30 мм в год в засушливой степной зоне до 120—300 мм в лесной зоне. В тундре она достигает 300 мм и более. В районах Урала и Алтая хорошо выражена закономерность высотной поясности. Для большинства рек характерны весенние половодья, сменяющиеся летне-осенней меженью (нарушаемой дождями), и продолжительная зимняя межень. В зависимости от зональных условий эта закономерность несколько изменяется.

Верховья рек Оби, Иртыша и ряда других рек питаются за счет таяния ледников и высокогорного снега далеко за пределами области. Для них характерно растянутое весенне-летнее половодье, наименьший сток в зимний период и слабо выраженная летняя межень, нарушаемая дождевыми паводками. Реки степных районов обладают высокой и

резкой волной весеннего половодья со стоком в весенний период до 90% и низкими, вплоть до полного пересыхания, уровнями в остальную часть года. К северу весенний сток рек уменьшается, в зоне тайги он не превышает 50%, а в тундре — 30—40% годового стока.

Минерализация речных вод и их химический состав в течение года колеблются в довольно значительных пределах, однако на большей части территории Западно-Сибирской равнины воды остаются слабоминерализованными. Так, в период летней межени в пределах всей лесной зоны минерализация речных вод не превышает 200 мг/л и по составу они относятся к гидрокарбонатным кальциевым. К тому же классу вод, но с минерализацией, достигающей 500 мг/л, относятся воды рек северной части лесостепной зоны.

В большей части лесостепной и степной зон минерализация вод рек от 500 до 1000 мг/л, по составу они относятся к хлоридному классу. Минерализация вод рек в области внутреннего стока, между Иртышом и Ишимом, превышает 1000 мг/л. Воды крупных рек — Оби, Иртыша, Томи и др. — на всем своем протяжении гидрокарбонатные кальциевые. Минерализация их уменьшается вниз по течению. Речные воды в последние годы загрязняются промышленным и бытовым стоками, в связи с чем в ряде мест даже в крупных реках (Томь, Обь и др.) повышается содержание фенолов и аммиака.

На территории Западно-Сибирской равнины имеется огромное количество озер, общее число которых достигает нескольких сотен тысяч. Особенно много озер в северных районах территории, в тундре и лесной зоне. В лесостепной и степной зонах насчитывается около 7000 озер. Но имеются также обширные области, где озера почти отсутствуют (Обско-Енисейский водораздел, Северное Приуралье и др.). Образованию озер способствуют неглубокое залегание от поверхности водоупорных пород и наличие на севере территории многолетнемерзлых пород. Большинство озер мелководны и небольшие, но имеются и крупные озера, достигающие нескольких сотен и даже тысяч квадратных километров. Например, площадь водного зеркала оз. Чаны в Барабинской низменности до 3,5 тыс. км^2.

Вода озер тундры и лесной зоны пресная. В лесостепной и степной зонах минерализация воды бессточных озер обычно значительна и по химическому составу чрезвычайно пестрая. Имеются самосадочные озера.

Разнообразие физико-географических и гидрогеологических условий территории обусловливает образование различных типов озер — моренных, термокарстовых, торфянико-болотных, пойменных и др.

Интересный в гидрогеологическом отношении тип озер встречается в южной расчлененной степной части Ишим-Иртышского междуречья. Это крупные соленые и самосадочные озера — тенгизы (Чаглы-Тенгиз, Калибек, Улькен-Карой, Теке, Кызылкак, Селеты-Тенгиз и др.), расположенные в глубоких (до 50—70 м) и обширных впадинах. Днища некоторых из них находятся ниже уровня Иртыша. Наиболее низкое положение занимает оз. Теке (абс. отм. 28 м, примерно на 50 м ниже уровня воды в Иртыше). Глубина озер небольшая (1,5—3 м). Значительную долю питания этих озер составляет подземный сток.

Геологические условия. Западно-Сибирский артезианский бассейн является одним из наиболее крупных резервуаров подземных вод земного шара. В тектоническом отношении он представляет собой впадину, имеющую двухъярусное строение. Нижний ярус — складчатый фундамент, сложенный дислоцированными палеозойскими древними осадочными, метаморфическими и изверженными породами; верхний — полого залегающими на фундаменте отложениями мезо-кайнозоя. Впадина

асимметрична, с пологим западным склоном и более крутым восточным. От оконтуривающих артезианский бассейн с запада, юга и востока складчатых сооружений поверхность палеозойского фундамента погружается к центру и северным частям впадины на глубину до 5—6 км и более. В сторону Северного Ледовитого океана бассейн открыт. По мере прогибания Западно-Сибирской впадины в палеозойском фундаменте возникли самостоятельные структуры. К структурам первого порядка (Н. И. Ростовцев и др., 1958 г.; Геология СССР, т. 44, 1964) относят Бийско-Барнаульскую, Кулундинскую, Омскую, Приуральскую и другие впадины, Кустанайское, Каменское, Вагайско-Ишимское и другие поднятия.

Эти относительно крупные структуры оказали свое влияние на формирование современного рельефа. Отрицательные формы рельефа приурочены к впадинам, положительные — к поднятиям. Так, например, Кулундинской впадине соответствует низменность одноименного наименования, Каменскому поднятию соответствует наиболее приподнятая часть Приобского плато и т. д. Иногда эта взаимосвязь устанавливается и для более мелких форм рельефа. С учетом этих структур рядом исследователей на территории Западно-Сибирского артезианского бассейна выделяются артезианские бассейны второго порядка. Структуры второго порядка оказывают некоторое влияние и на гидрогеологические условия территории. Однако выделение артезианских бассейнов второго порядка на данной территории в гидрогеологическом отношении нецелесообразно, так как закономерное распределение напоров всех водоносных горизонтов, определяющих соотношение между областями питания и стока, характеризует Западно-Сибирский артезианский бассейн как единую водонапорную систему.

Гидрогеологическое расчленение геологического разреза

В основании мезо-кайнозойского чехла лежат палеозойские и более древние осадочные, метаморфические и изверженные породы фундамента. Приповерхностная часть пород фундамента выветрелая, трещиноватая и на многих площадях водоносна.

Нижняя часть кайнозойских и верхние горизонты мезозойских отложений (олигоцен — турон) представлены мощной толщей глинистых образований, развитых почти на всей территории бассейна, за исключением восточных и юго-восточных районов. Эта толща делит весь разрез чехла на два этажа, резко различных по гидрогеологическим особенностям. Над ней залегают континентальные осадки антропоген-олигоценового возраста. Они вместе с указанной выше глинистой толщей образуют верхний гидрогеологический этаж, характеризующийся свободным, а в нижних частях и затрудненным водообменом. В его пределах развиты пресные, реже солоноватые и соленые воды. Растворенные газы преимущественно азотные, степень газонасыщенности невысокая. На режим, питание и циркуляцию вод наряду с геологическими факторами очень существенное влияние оказывают геоморфологические условия и климат. В пределах этого этажа выделяются два гидрогеологических комплекса: первый (верхний) преимущественно водоносный и второй преимущественно водоупорный.

В состав нижнего гидрогеологического этажа входят отложения мезозоя, залегающие ниже олигоцен-туронских глинистых пород до приповерхностной части фундамента включительно. Заключенные в них подземные воды находятся в основном в условиях затрудненного, весьма затрудненного, а местами, возможно, и застойного режима. Для вод нижнего этажа характерна относительно высокая минерали-

зация (включая прибортовые территории), относительно высокие концентрации микроэлементов, высокие температуры, газонасыщенность и преимущественно метановый состав газов. На формирование этих вод основное влияние оказывают гидродинамические условия и литологический состав пород. Нижний этаж по литологическим, гидродинамическим и гидрохимическим особенностям подразделяется на три гидрогеологических комплекса: сеноман-альб-аптский, баррем-готерив-валанжинский и частично верхнеюрский и средне-нижнеюрский.

Таблица 5

Гидрогеологические этажи, водоносные и водоупорные комплексы Западно-Сибирской платформы

Гидрогеологические этажи	Номера комплексов, возраст слагающих их отложений	Водоносные толщи и разделяющие их водоупоры
Верхний этаж	I, антропоген-олигоценовые	Водоносная толща антропогеновых отложений
		Преимущественно водоупорная толща неогеновых отложений
		Водоносная толща олигоценовых отложений
	II, нижнеолигоцен-туронские	Водоупорная толща нижнеолигоцен-туронских отложений
Нижний этаж	III, сеноман-альб-аптские	Водоносная толща сеноманских отложений
		Преимущественно водоупорная толща альбских отложений
		Водоносная толща верхнеаптских отложений
		Водоупорная толща нижнеаптских отложений
	IV, баррем - готерив - валанжинские и частично верхнеюрские	Толща чередующихся водоносных и водоупорных горизонтов баррем-готеривских отложений
		Преимущественно водоносная толща верхневаланжинских отложений
		Преимущественно водоупорная толща валанжин-верхнеюрских отложений
	V, частично верхнеюрские и средне-нижнеюрские	Преимущественно слабоводоносная толща верхне-, средне- и нижнеюрских отложений с локально повышенной водообильностью
Фундамент	Палеозойские	Маломощная, слабоводоносная трещиноватая зона палеозойского фундамента

Примечание. В восточной половине бассейна третий гидрогеологический комплекс состоит из единой водоносной толщи (покурская свита).

Таким образом, в разрезе кайнозойских и мезозойских отложений выделяются пять гидрогеологических комплексов (рис. 15). В пределах каждого из комплексов установлены преимущественно водоносные и водоупорные толщи, которые, как правило, прослеживаются не на всей территории бассейна, имеют различные мощности и гидрогеологические особенности. Схема расчленения отложений бассейна на гидрогеологические этажи, комплексы и более дробные единицы приведена в табл. 5.

В плане невозможно выделить районы, в пределах которых разрезы характеризовались бы однородными фациями, хотя в общем в восточной части бассейна по всему разрезу преобладают песчаные породы континентальный фаций, а в западной (включая сравнительно неширокую прибортовую полосу) глинистые отложения морских фаций.

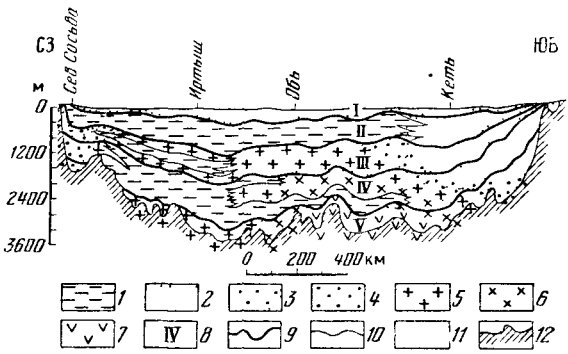


Рис. 15. Схематический гидрохимический разрез Западно-Сибирского артезианского бассейна. По А. Д. Лобачеву, Ю. В. Махневу, А. А. Розину, Б. П. Ставицкому, Ю. К. Смоленцеву.

1 — глинистые и преимущественно глинистые толщи, *2*—*7* — минерализация воды, в г/л *2* — менее 1, *3* — от 1 до 3, *4* — 3—10, *5* — 10—20, *6* — 20—50, *7* — выше 50, *8* — номер гидрогеологического комплекса; *9* — границы гидрогеологических комплексов, *10* — границы глинистых и преимущественно глинистых толщ, *11* — границы распространения вод различной минерализации, *12* — фундамент артезианского бассейна. Линия разреза показана на рис. 22

Верхний гидрогеологический этаж

Комплекс антропоген-олигоценовых отложений

Континентальные песчано-глинистые отложения первого гидрогеологического комплекса широко распространены в пределах Западно-Сибирской равнины. Их мощность увеличивается от горного обрамления, где она не превышает нескольких метров, до 250—300 м в центральных и северных районах равнины.

На севере, в пределах области многолетней мерзлоты, подземные воды первого гидрогеологического комплекса частично или полностью промерзлы. Так, в зоне сплошного (по глубине) распространения многолетнемерзлых пород подземные воды первого комплекса полностью промерзлы, за исключением межмерзлотных и надмерзлотных таликов. В этой зоне широко развиты сезоннопромерзающие воды типа «верховодки». В зоне преимущественно двухслойного строения многолетнемерзлых пород подземные воды находятся как в твердой, так и в жидкой фазах. Сезоннопромерзающие воды здесь также имеют широкое развитие. В пределах зоны реликтовых многолетнемерзлых пород подземные воды первого комплекса находятся в основном в жидкой фазе.

Первый комплекс состоит из четвертичных, неогеновых и континентальных олигоценовых отложений. Литологический состав и обводненность этих отложений чрезвычайно разнообразны, поэтому их описание перенесено в раздел «Гидрогеологическое районирование».

Комплекс нижнеолигоцен-туронских отложений

Второй комплекс сложен породами морского генезиса, преимущественно глинистого состава и характерен локальным развитием водоносных горизонтов. В разрезе этого комплекса выделяются отложения нижнеолигоцен-эоценового, эоценового, нижнесантон-коньяк-туронского и туронского возраста.

Глинистая толща нижнеолигоцен-эоценового возраста (чеганская свита). Отложения чеганской свиты развиты на большей части Западно-Сибирской равнины и отсутствуют только в краевых ее частях. Они представлены светло-зелеными, серовато-зелеными плотными листоватыми пластичными, иногда алевролитовыми глинами. Среди однообразной глинистой толщи встречаются маломощные прослои тонкозернистых песков, приуроченных преимущественно к средней и нижней частям разреза. В краевых частях равнины среди глин встречаются прослои песчаников и песков.

Глины выходят на дневную поверхность вблизи палеозойского обрамления восточного склона Урала, у Казахского мелкосопочника обнажаются в бортовых частях котловин озер (Кызылкак, Калибек, Карасор и др.) и по долинам р. Оби и некоторым ее притокам. Мощность отложений возрастает от периферии к центральным частям равнины. В Омской впадине она достигает 200 м, в Кулундинской 40—50 м, в Приаральской 80—100 м.

Пески, встречаемые в основании отложений чеганской свиты, водоносны. Их мощность местами достигает 10—20 м. Производительность скважин, эксплуатирующих водоносные пески чегана, не превышает 1 л/с и обычно составляет десятые и сотые доли литра в секунду. Пресные воды в этих отложениях приурочены к придолинным участкам. На водоразделах их минерализация 1—3 г/л, а по мере погружения отложений она увеличивается до 3—20 г/л.

Водоносность эоценовых отложений (люлимворская свита). Отложения эоцена выходят на поверхность вблизи Урала в бассейнах рек Сев. Сосьвы, Пуры, Уя и на склонах Казахского мелкосопочника. Мощность отложений увеличивается в направлении от периферии к центру бассейна от нескольких до 164—250 м (скважины Покурская, Ханты-Мансийская).

На большей части Западно-Сибирской равнины отложения эоцена представлены опоковидными глинами и опоками с маломощными прослоями песков. В краевых частях равнины отложения эоцена представлены водоносными песками, песчаниками, алевролитами и трещиноватыми опоками. Глины имеют здесь подчиненное значение. В этих районах водоносные эоценовые породы залегают в основном на отложениях верхнего мела, а вблизи горного обрамления — на породах фундамента.

На северо-западе скважинами, пробуренными в Березовском районе, в эоценовых отложениях вскрыты самоизливающиеся воды на глубинах 80—100 м. Воды пресные и солоноватые с минерализацией 0,5—1,5 г/л, по составу гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые. В направлении на юго-восток, по мере погружения водоносных горизонтов эоцена и перекрытия их чеганскими глинами, наблюдается увеличение минерализации подземных вод.

В Среднем Приуралье, вдоль восточного склона Урала, водоносность эоценовых отложений довольно хорошо изучена в полосе шириной 60—100 км, на севере до 300—400 км. На юге мощность отложений от нескольких метров вблизи Урала увеличивается до 40—80 м. На междуречьях наиболее водобильны породы эоцена на участках тек-

тонических нарушений вблизи Урала и в пределах речных долин. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,2—1,0 л/с на водоразделах до 3—5 л/с в долинах рек и на участках тектонических нарушений. К востоку, по мере увеличения глинистости пород, удельные дебиты скважин снижаются и на Тоболо-Ишимском междуречье составляют тысячные доли литра в секунду.

В направлении с запада на восток и с севера на юг происходит увеличение минерализации подземных вод эоцена. Пресные воды встречаются вдоль Урала и по долинам рек Тобола, Миаса и др. По составу это гидрокарбонатные натриевые воды. На отдельных участках встречаются гидрокарбонатные кальциевые и магниевые и хлоридные натриевые воды.

В направлении на юг ширина зоны пресных вод уменьшается. Восточнее, по левобережью Тобола и Убагана, развиты воды с минерализацией до 3 г/л, а в центральных частях некоторых междуречий до 5—10 г/л. Это воды гидрокарбонатные натриевые, хлоридно-сульфатные и хлоридные натриевые.

По границе с Казахским мелкосопочником в разрезе эоцена появляются прослои кварцево-глауконитовых песчаников и песков, обладающих местами значительной водообильностью. К северу, на незначительном расстоянии от мелкосопочника, эти отложения переходят в глинистые, практически неводоносные породы.

На востоке, вдоль склонов Алтая и Салаира и в Чулымо-Енисейской впадине, водоносность отложений эоцена не изучена. Мощность их здесь большая, они содержат песчаные прослои, поэтому можно предполагать, что в них находятся значительные ресурсы пресных подземных вод.

Глинистая толща кампан-коньяк-туронских отложений (талицкая, ганькинская, славгородская, ипатовская и кузнецовская свиты).

Верхнемеловые отложения на большей части Западно-Сибирского артезианского бассейна представлены глинистыми, практически неводоносными породами. Мощность этой толщи увеличивается к центру бассейна до 500—600 м.

В окраинных частях бассейна глины замещаются песчано-алевролитовыми водоносными породами, распространенными вдоль горного обрамления полосой различной ширины. Они преобладают в разрезе Чулымо-Енисейского района и Северного Тургая, а в южной части бассейна встречаются в виде отдельных прослоев. Удельные дебиты скважин, заложенных в меловые отложения окраинных частей бассейна, составляют 0,1—1,8 л/с. Дебиты источников, выходящих по долинам рек, преимущественно не более 0,1 л/с и только в отдельных случаях составляют 3 л/с и более. Минерализация вод не превышает 0,5—1,0 г/л, по составу они гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые.

В юго-восточной части бассейна в глинистой толще верхнемеловых отложений выделяются водоносные породы ипатовской свиты, представленные песками, песчаниками и алевролитами с прослоями глин. Мощность водоносных пород ипатовской свиты непостоянна. Наибольших величин (80—100 м) она достигает на юго-востоке по правобережью Иртыша, в районе Славгорода и Барабинска, на левобережье Иртыша она не превышает 20—40 м и уменьшается в южном направлении к Казахскому мелкосопочнику. В наиболее приподнятой части Томско-Каменского выступа водоносная толща ипатовской свиты лежит на породах фундамента. Кровля водоносной толщи ипатовской свиты залегает на глубине нескольких десятков метров вблизи склонов

Казахского мелкосопочника, откуда она понижается к северу и северо-востоку и вскрывается в районе г. Омска на глубине около 800 м.

В водоносных отложениях ипатовской свиты содержатся высоконапорные артезианские воды. Их пьезометрическая поверхность занимает наиболее высокое положение в восточной части территории, откуда она понижается на запад, северо-запад и юго-запад. На правобережье Иртыша, в пределах Кулундинской и Барабинской низменностей наблюдается самоизлив скважин до 30—35 м выше поверхности земли. На левобережье самоизливают лишь те скважины, которые заложены в понижениях рельефа. Дебиты отдельных скважин при самоизливе достигают 15 л/с. Удельные дебиты скважин изменяются от тысячных долей литра в секунду.

Увеличение минерализации подземных вод и соответственно изменение их химического состава идет в тех же направлениях, что и падение пьезометрической поверхности. Пресные гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1 г/л вскрываются скважинами на ст. Кулунда, в г. Славгороде, ст. Ипатово и др. В Барабинске минерализация увеличивается до 1,5 г/л, а в г. Омске до 6,7 г/л, состав вод становится хлоридным натриевым. У склона Казахского мелкосопочника минерализация воды 5—6 г/л. Здесь в котловинах крупных озер, расположенных у подножия Казахского мелкосопочника, наблюдается разгрузка вод верхнемеловых отложений. В районе Петропавловска минерализация вод 10—12 г/л, по составу воды хлоридные натриевые. В Петропавловском районе состав газа в воде азотно-метановый.

Нижний гидрогеологический этаж

Комплекс сеноман-альб-аптских отложений

Отложения апт-альб-сеноманского возраста представлены в основном песчаниками и алевролитами, реже аргиллитами и глинами. Мощность отложений довольно быстро увеличивается от обрамления к центральным частям, достигая 700—800 м, а в самых северных районах 900—1000 м. Песчанистость в целом нарастает с запада на восток от 40% в приуральской части до 80% и выше на юго-востоке (рис. 16). Более чем на половине территории бассейна (к востоку от линии Омск — Сургут — Ныда) песчанистость почти повсеместно выше 60%. В западных районах в составе комплекса выделяется выдержанная по простиранию толща глинистых пород, разделяющая его на две водоносные толщи. В восточной половине бассейна разделяющий водоупор отсутствует, и эти две водоносные толщи сливаются в одну. Глубина кровли водоносных пород изменяется от 150 м в прибортовых районах до 1300 м в центре бассейна. Открытая пористость песчаников лежит в пределах 12—42%, составляя в среднем 24—26%, а проницаемость нередко достигает нескольких дарси.

Водообильность пород различна в зависимости от содержания глинистых пород в разрезе и характера песчаников, но почти повсеместно она очень высокая. Напоры вод третьего комплекса на всей территории бассейна обеспечивают фонтанирование скважин, причем избыточные давления часто достигают $4—6 \cdot 10^5$ Па.

Пьезометрическая поверхность наклонена с юга на север и абсолютные отметки ее изменяются от 140—150 м на юге и юго-западе до 70 м в районах Среднего Приобья (см. рис. 16). Дебиты самоизливов по скважинам при вскрытии всей эффективной мощности водоносных пород составят почти повсеместно несколько тысяч кубических метров

в сутки Только в Уватско-Хантымансийском районе и, возможно, в бассейне р Парабели они будут более низкими

Минерализация вод третьего комплекса возрастает от окраин к центру бассейна (рис 17, *А*) В прибортовых районах развиты пресные воды Исключение составляет лишь территория, прилегающая к Казахскому нагорью, где зона пресных вод отсутствует и на границе с обрамлением распространены солоноватые воды с минерализацией до 5 г/л Темпы нарастания минерализации от окраин к центру в различных частях бассейна неодинаковы На востоке ширина зоны пресных и слабоминерализованных вод максимальная и составляет несколько сот километров, а в западных районах она не превышает 50—100 км

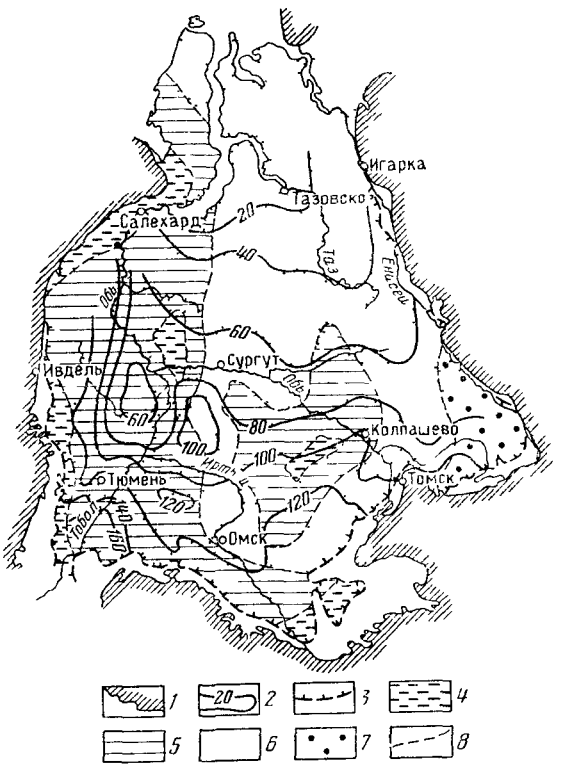


Рис 16. Схема пьезометрической поверхности и песчанистости отложений третьего гидрогеологического комплекса. По И. И Нестерову, А Д Резникову, 1967

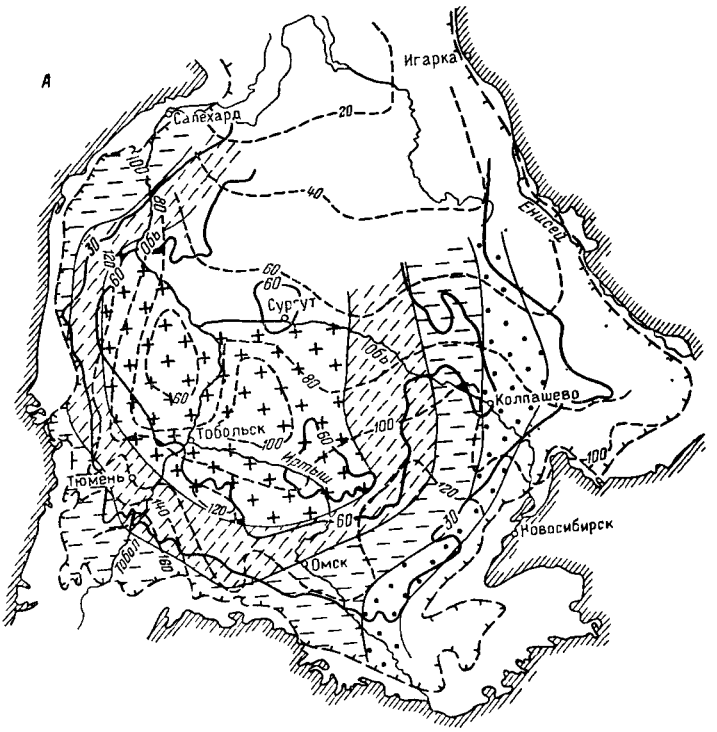
1 — современная граница артезианского бассейна *2* пьезоизогипсы *3* — граница распространения комплекса *4—7* — содержание песчаных проницаемых пород % от общей мощности толщи *4* — от 20 до 40 *5* — от 40 до 60 *6* — от 60 до 80 *7* — от 80 до 100 *8* — граница распространения песчаных (проницаемых) пород различной мощности

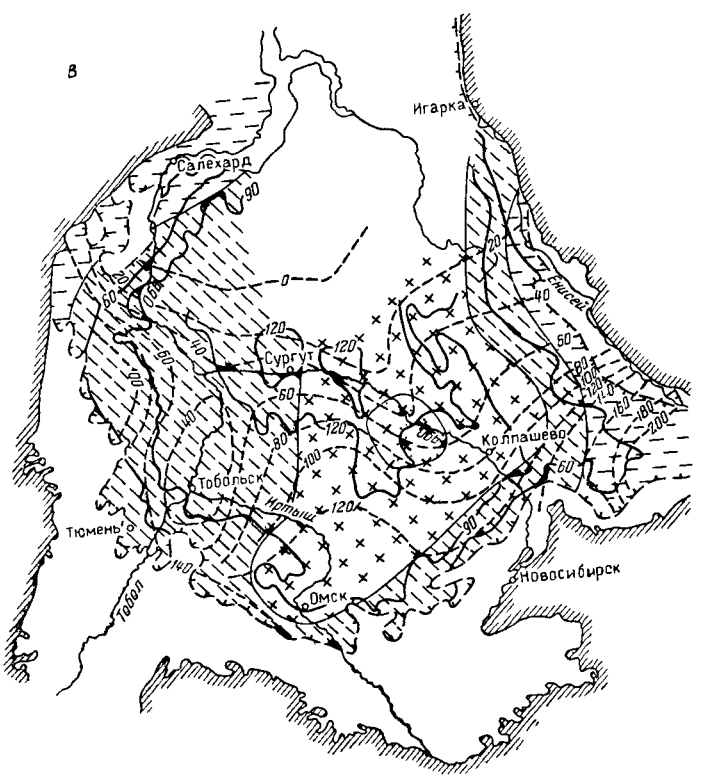
По составу пресные воды при минерализации до 0,4—0,5 г/л в основном гидрокарбонатные кальциевые, а при более высокой — гидрокарбонатные натриевые По мере нарастания минерализации в водах быстро увеличивается содержание хлоридов. Слабосолоноватые воды с минерализацией 1—3 г/л, как правило, гидрокарбонатные натриевые, а затем переходят в хлоридные натриевые Содержание сульфатов повсеместно очень невелико (до нескольких десятков, реже 200—300 мг/л)

В центральных районах бассейна развиты воды с минерализацией 17—21 г/л В водах этого комплекса при минерализации более 8—10 г/л содержание хлора составляет 95—97%-экв, лишь иногда снижаясь до 95%-экв Содержание гидрокарбонатов обычно 1—2%-экв Сульфаты встречаются в количествах не более 10 мг/л (лишь иногда достигая 35—40 мг/л), часто они полностью отсутствуют Среди катионов основным является натрий, содержание кальция составляет 6—13%-экв, магния 1—4%-экв

Воды третьего комплекса содержат иод, бром, бор и некоторые другие микрокомпоненты В целом концентрация микрокомпонентов увеличивается по мере возрастания минерализации Более высокие концентрации иода приурочены к западной половине бассейна, а в водах восточных районов он почти отсутствует Содержания иода достигают 19 мг/л, брома 80 мг/л, метаборной кислоты 45 мг/л

Состав растворенных газов в водах этого комплекса почти на всей территории метановый и только по окраинам бассейна, особенно в юж-


А
Игарка
Салехард
Енисей
Сургут
Обь
Колпашево
Тобольск
Иртыш
Тюмень
Новосибирск
Омск


В
Игарка
Салехард
Енисей
Сургут
Обь
Колпашево
Тобольск
Иртыш
Тюмень
Новосибирск
Омск
Тобол

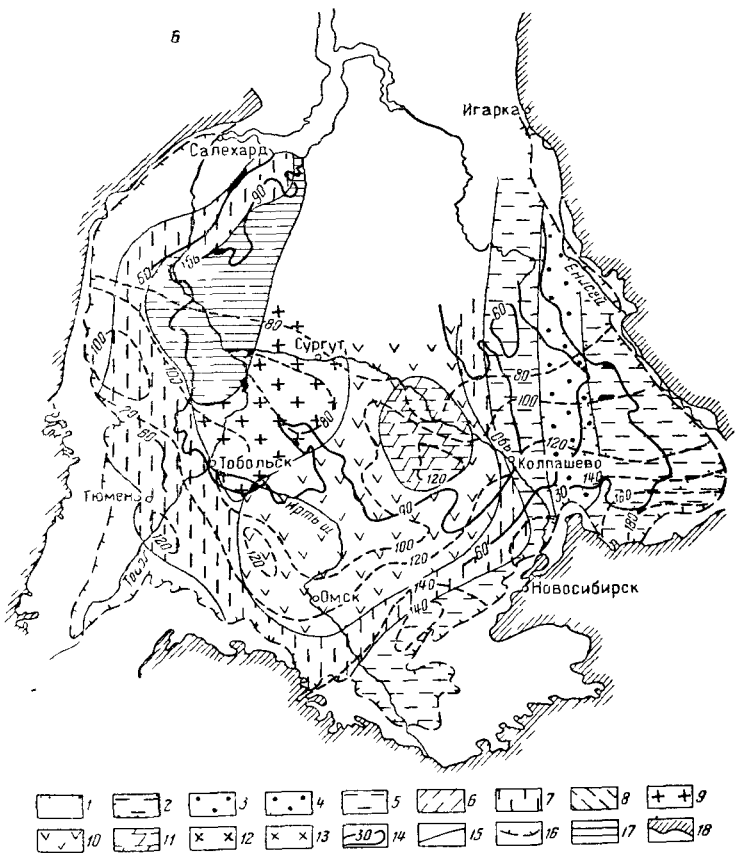


Рис. 17. Гидрохимические схемы водоносных комплексов. По Г. М. Богомякову, Ю. В. Махневу, В. В. Нелюбину, В. А. Нуднер, А. А. Розину, Б. П. Ставицкому, 1966.

Водоносные комплексы *А* — третий, *Б* — четвертый, *В* — пятый. Типы воды и минерализация, г/л: *1* — гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды — до 0,5, *2* — то же, до 1, *3* — то же, 0,5—3, *4* — то же, 1—5, *5* — преимущественно хлоридные натриевые воды — 1—10, *6* — то же, 5—20, *7* — то же, 10—20, *8* — то же, 10—25, *9* — то же, 15—20, *10* — то же, 15—35, *11* — то же, 15—55, *12* — то же, более 50, *13* — то же, 25—80, *14* — изотермы по подошве комплекса, *15* — граница типов и минерализации воды, *16* — граница отложений комплекса, *17* — область распространения глинистых пород, *18* — граница артезианского бассейна

ной и юго-восточной частях, он азотно-метановый и даже азотный. Газонасыщенность вод в центральных районах достигает 1,3 л/л, снижаясь к окраинам до 0,1—0,2 л/л.

Температура подземных вод комплекса нарастает по мере увеличения глубины его залегания и достигает по кровле сеноманских отложений 35—45° С, а по подошве аптских 60—75° С.

Комплекс баррем-готерив-валанжинских и верхнеюрских отложений

Отложения четвертого комплекса представлены чередующимися преимущественно песчаными и глинистыми толщами, довольно выдержанными по простиранию.

Мощность отложений нарастает от окраин бассейна к центру и особенно к северным районам. В прибортовых частях на юге и юго-западе комплекс полностью выклинивается на значительном удалении

от границ бассейна. В центральных районах его мощность достигает 1000—1110 м, а на севере 1800—2000 м.

В целом для четвертого комплекса так же, как и для третьего, характерно преобладание песчаных пород в восточной половине бассейна и глинистых — в западной, но строение его более сложное. Верхние горизонты комплекса, представленные отложениями готерив-баррема, на большей части территории сложены перемежающимися слоями песчаников и глин и только в Хантымансийско-Шеркалинском районе, на юге и юго-востоке бассейна, песчаные пласты исчезают (рис. 18, *А*). В северо-восточной части бассейна, а также по западной его окраине песчанистость отложений возрастает, достигая 60—70%.

Средняя часть комплекса, представленная верхневаланжинскими отложениями, на западе бассейна (западнее линии Тобольск — Сытомино — Ныда) целиком сложена глинами, исключая локальные участки в прибортовых районах. К востоку от этой линии песчанистость быстро нарастает, достигая 60—80% и выше, а затем на восточной окраине Чулымо-Енисейского района вновь снижается до нуля (рис. 18, *Б*).

Ниже горизонты комплекса нижневаланжинского и частично верхнеюрского возраста сложены преимущественно глинистыми породами и являются региональным водоупором.

Наибольшая песчанистость пород наблюдается в северо-восточной части бассейна, но и здесь она не превышает 40—50% (рис. 18, *В* и *Г*).

Глубина залегания четвертого комплекса изменяется от 200—300 м вблизи обрамлений до 1800—2100 м в центральных и северных районах.

Пористость и проницаемость водоносных горизонтов четвертого комплекса заметно ниже, чем третьего. Открытая пористость песчаников, как правило, не превышает 25%, составляя в среднем 21—22%, а проницаемость обычно равна десятым долям дарси, редко достигая 1—1,5 дарси. Коллекторские свойства пород изменяются по разрезу, заметно ухудшаясь от верхних горизонтов комплекса к нижним.

Водоносные горизонты комплекса на бо́льшей части территории дают самоизливающиеся воды. Избыточные давления на устьях скважин близки к избыточным давлениям по горизонтам третьего комплекса и достигают $4—5 \cdot 10^5$ Па. Однако на ряде участков по скважинам, вскрывшим горизонты этого комплекса, напоры были ниже устьев. Характер изменения пьезометрической поверхности такой же, как и для третьего комплекса (рис. 19).

Дебиты при самоизливе скважин, вскрывающих водоносные горизонты с мощностью до 10—20 м и более, обычно составляют сотни кубических метров в сутки, достигая иногда 2—3 тыс. м^3/сут. При вскрытии значительной части эффективной мощности водоносных толщ комплекса можно рассчитывать на получение во многих районах дебитов скважин при самоизливе в несколько тысяч кубических метров в сутки. Исключение составляют районы, где в разрезе значительно преобладают глинистые осадки.

Минерализация вод так же, как и в третьем комплексе, нарастает от окраин к центру бассейна, однако в самой центральной его части, в Хантымансийско-Сургутском районе, отмечается некоторое снижение ее. Наиболее низкая минерализация вод (менее 1,0 л) встречается только в юго-восточной части бассейна (в Чулымо-Енисейском районе), где эти воды распространены на довольно большой площади (см. рис. 17, *Б*). В районах, прилегающих к Казахскому нагорью и Уралу, воды с минерализацией менее 10 г/л обычно отсутствуют либо встречаются очень неширокой полосой на отдельных участках. Максимальная минерализация до 55 г/л отмечена в нижних горизонтах комплекса на

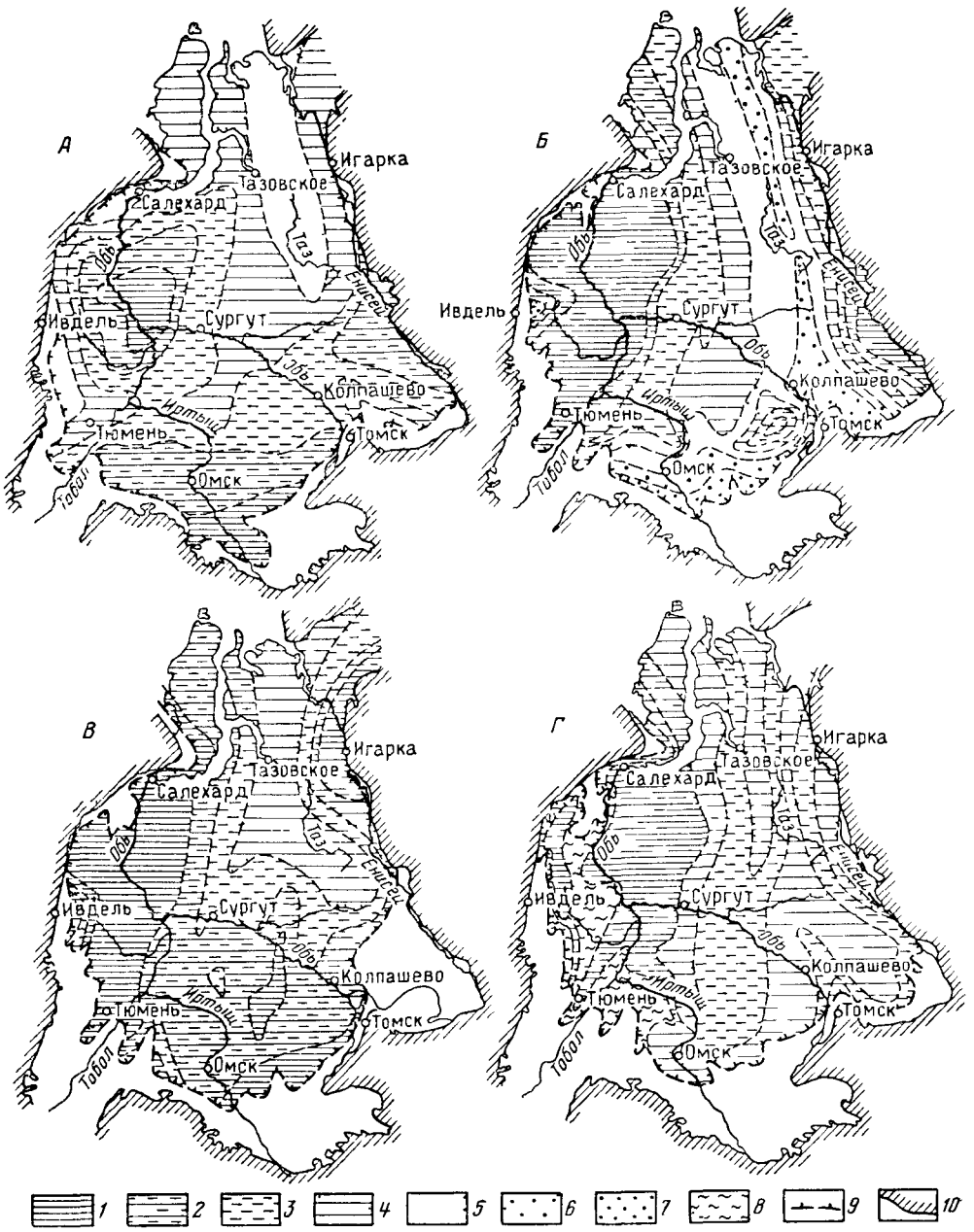


Рис 18. Схема песчанистостн отложенний четвертого гидрогеологического комплекса.

Возраст толщ *А* — готерив — баррем, *Б* — верхний валанжин, *В* — средний и нижний валанжин, *Г* — верхняя юра Содержание песчаных (проницаемых) пород в % от общей мощности толщи (по И И Нестерову) *1* — 0, *2* — 0—20, *3* — 20—40, *4* — 20—60, *5* — 60—80, *6* — 80—100, *7* — 100, *8* область локального распространения песчаных пород верхнеюрской трансгрессии, относимых к пятому гидрогеологическому комплексу, *9* — граница распространения комплекса, *10* — граница артезианского бассейна

участке, прилегающем к р. Оби в районе поселков Парабель и Александрово.

Пресные и слабосолоноватые воды гидрокарбонатные натриевые, при минерализации более 2—3 г/л они становятся, как правило, хлоридными натриевыми. По мере нарастания минерализации увеличивается

содержание хлоридов натрия, однако несколько возрастает и относительное количество кальция, которое в ряде пунктов достигает 30%-экв и более. От района распространения вод с наиболее высокой минерализацией к центру происходит заметное снижение содержания кальция при некотором уменьшении минерализации.

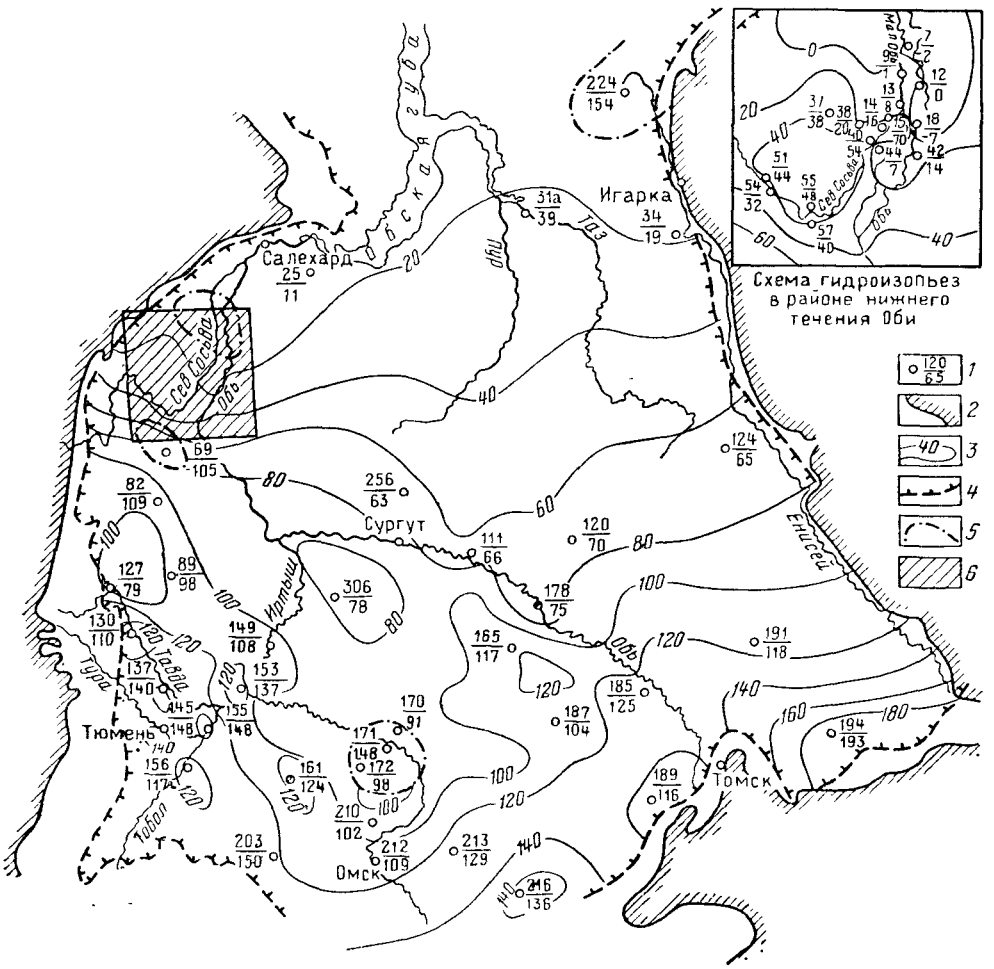


Рис. 19. Схема пьезометрической поверхности четвертого гидрогеологического комплекса. По А. Д. Резникову, 1967.

1 — скважина, группа скважин; цифры обозначают: числитель — номер скважины (группы скважин); знаменатель — абс. отм. напора, м; *2* — современная граница артезианского бассейна; *3* — пьезоизогипсы; *4* — граница распространения комплекса; *5* — участки гидродинамических аномалий; *6* — участок, для которого дана схема гидроизопьез на врезке

Воды четвертого комплекса наиболее обогащены микрокомпонентами. Концентрация иода в них достигает 32 мг/л и более, причем она возрастает с востока на запад к Тобольско-Уватскому району. В восточной половине бассейна иода содержится обычно менее 10—15 мг/л. Количество брома зависит от минерализации и достигает 100 мг/л и выше. Содержание метаборной кислоты на большей части территории составляет несколько десятков миллиграммов на литр, достигая иногда 90 мг/л.

Газонасыщенность вод этого комплекса значительно более высокая, чем в вышележащих отложениях, и увеличивается от окраин бассейна к центру, где достигает 2—2,5 л/л. При газонасыщенности 0,1—0,2 л/л

вблизи обрамления газы имеют азотно-метановый состав, на всей остальной территории состав газов метановый.

Температура подземных вод в верхних горизонтах комплекса до 60° С и выше в центральных районах, снижаясь до 10—15° С на востоке и до 20—30° С на западе бассейна. В нижних горизонтах разреза температура на большей части территории превышает 90° С.

Комплекс верхнеюрских и средненижнеюрских отложений

В составе отложений, слагающих пятый комплекс, преобладают песчаные породы континентального генезиса. Мощность отложений возрастает с запада на восток и к северным районам, достигая в центре бассейна 500—600 м, на юго-востоке 800—900 м, в северных районах 800—1000 м.

Почти на всей площади бассейна в разрезе преобладают песчаные породы и только в центральной его части на сравнительно небольшой площади территории содержание песчаников снижается до 40—30% (рис. 20).

В приуральской части локально распространены песчаные отложения базальных горизонтов верхнеюрской морской трансгрессии. Воды этих пород непосредственно связаны с водоносными горизонтами нижней и средней юры и поэтому рассматриваются в составе пятого комплекса.

Глубина залегания пятого комплекса в прибортовых районах составляет несколько сот метров (исключая отдельные участки, где эти породы выходят на поверхность), достигая в центре бассейна 2,5—3 км, в северных районах 4—4,5 км, а возможно, и более.

Пьезометрическая поверхность вод наклонена к северу так же, как и по горизонтам вышележащих комплексов (см. рис. 20). Самоизливы по скважинам, вскрывающим этот комплекс, отмечаются лишь на отдельных участках вблизи обрамления, а также по скважинам, вскрывающим водоносные горизонты верхнеюрской трансгрессии. Дебиты при самоизливе по этим скважинам составляют десятки и реже первые сотни кубических метров в сутки. В целом водообильность отложений нарастает с запада на восток. Пористость песчаных пород в этом направлении изменяется от 7—11% на западе до 15—17% и иногда более в восточных районах, а проницаемость изменяется от единиц до нескольких десятков миллидарси. Наблюдается очень сильная изменчивость коллекторских свойств пород не только в региональном плане, но и на небольших площадях. Только в песчаных и песчано-гравелистых породах верхнеюрской трансгрессии пористость достигает 25% и более, а проницаемость — нескольких дарси.

Минерализация вод пятого комплекса в западной половине бассейна составляет 10—25 г/л, а в восточной 25—80 г/л, снижаясь к северо-западному и юго-восточному обрамлению до 1—10 г/л (см. рис 17, *В*). По составу воды почти повсеместно хлоридные натриевые. Гидрокарбонатные натриевые воды встречены только в восточной части бассейна, вблизи обрамления. Максимальное содержание кальция отмечается в рассолах, где оно достигает 28—30%-экв.

Концентрация микроэлементов близка к концентрации их в водах нижних горизонтов четвертого комплекса, но необходимо отметить, что на ряде площадей в западной половине бассейна содержание иода значительно ниже, чем в четвертом комплексе.

Газонасыщенность подземных вод повсеместно высокая, превышающая, как правило, 1 л/л. Состав газов метановый и только вблизи об-

рамлений азотно-метановый, а на юго-востоке (в местах выхода отложений на поверхность) — азотны

Температура вод в верхних горизонтах комплекса в центральных районах бассейна превышает 90° С, а в низах разреза — до 120—150° С и более

Породы фундамента почти на всей территории артезианского бассейна перекрываются отложениями пятого гидрогеологического комплекса Только по его окраинам, вблизи обрамления, непосредственно на фундаменте залегают отложения четвертого и более верхних комплексов Подземные воды фундамента приурочены к трещиноватой зоне пород, имеющей ограниченную мощность, как правило, не выходящую за пределы первых десятков метров Опробованы эти воды очень небольшим числом скважин и ни по химическому составу, ни по минерализации не отличаются от вод перекрывающих водоносных горизонтов мезо-кайнозойского чехла, с которыми они почти всегда находятся в непосредственной связи Так, в центральных частях бассейна минерализация вод фундамента относительно высокая, обычно превышающая 20 г/л (Тобольская скважина 21 г/л, Яковлевская — 24 г/л, Омская — 21 г/л, Саргатская — 24—25 г/л, Колпашевская — 57—58 г/л и пр) или приближающаяся к этой величине Вблизи обрамления минерализация снижается, и там, где фундамент залегает на небольшой глубине, воды становятся пресными или слабосолоноватыми (Камышловская скважина — 2,6 г/л, Коченевская — 0,6 г/л, Славгородская — 0,5 г/л и пр) Высокоминерализованные воды по составу, как правило, хлоридные натриевые, низкоминерализованные — хлоридные натриевые и гидрокарбонатные натриевые

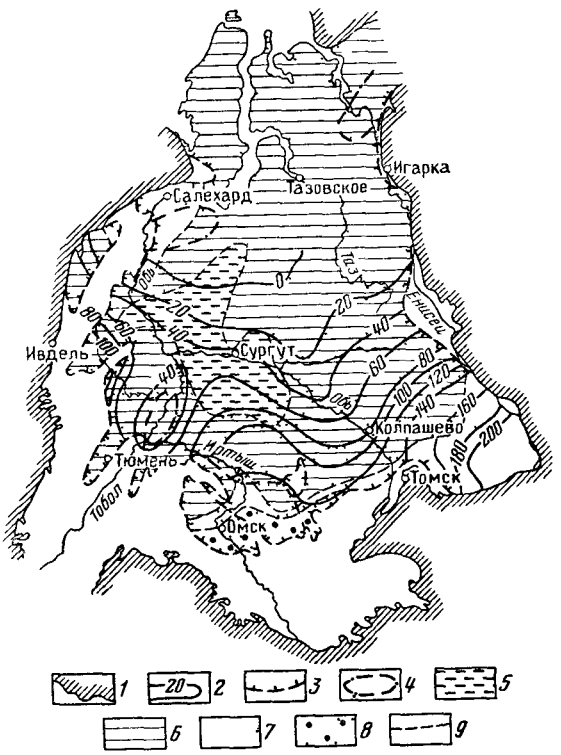


Рис 20 Схема пьезометрической поверхности и песчанистости отложений пятого гидрогеологического комплекса По А Д Резникову и И И Нестерову, 1967

1 — современная граница артезианского бассейна *2* — пьезоизогипсы *3* — граница распространения комплекса *4* — участки гидродинамических аномалий Содержание песчаных (проницаемых) пород % от общей мощности толщи *5* — 20—40 *6* — 40—60 *7* — 60—80 *8* — 80—100 *9* — граница распространения песчаных (проницаемых) пород различной мощности

Водообильность трещиноватой зоны на большей части территории бассейна низкая Скважины, вскрывающие породы фундамента, нередко оказываются практически сухими Только на отдельных участках, главным образом в прибортовых частях, отмечается повышенная водообильность с удельными дебитами скважин до 0,01 —0,1 л/с (Октябрьская, Славгородская, Заводоуковская скважины) Надежные данные по статическим уровням вод фундамента на участках, где они изолированы от вод чехла, отсутствуют

Гидрогеологическое районирование

При описании геологических условий было отмечено, что выделение артезианских бассейнов второго порядка на данной территории в гидрогеологическом отношении нецелесообразно, так как Западно-Сибирский артезианский бассейн представляет собой единую водонапорную систему.

Однако в пределах первого комплекса верхнего этажа можно выделить районы, в которых происходит питание и разгрузка подземных вод. Эти районы являются бассейнами стока подземных вод.

Как показывают карты гидроизогипс и пьезоизогипс, водоразделы подземных вод первого комплекса практически совпадают с водоразделами рек. Это дало возможность В. А. Нуднеру и Ю. К. Смоленцову разделить первый комплекс Западно-Сибирского артезианского бассейна на ряд гидрогеологических районов — бассейнов стока подземных вод, каждый из которых может быть подразделен на бассейны более низшего порядка, дренируемые более мелкими реками.

Районирование первого гидрогеологического комплекса Западно-Сибирской низменности и описание районов проведено в соответствии с выводами, изложенными в монографии «Гидрогеология СССР», том. XVI.

В пределах Западно-Сибирской низменности выделяются две группы бассейнов стока подземных вод: А — северная и Б — южная. Граница между ними проведена по возвышенности Сибирские Увалы, определяющей направление стока поверхностных и подземных вод в сторону Северной и Южной котловин.

Северная группа включает в себя пять бассейнов: Нижне-Обский, Тазовский, Нижне-Енисейский, Прикарский и Гыданский. Южная группа включает также пять бассейнов: Тобольский, Средне-Обский, Средне-Енисейский, Иртышский и Верхне-Обский.

Северная группа бассейнов

Эта группа бассейнов расположена в пределах зоны развития многолетнемерзлых пород, что и определяет в основном гидрогеологические особенности каждого из бассейнов. Подземные воды Северной группы бассейнов пресные, с минерализацией в большинстве случаев 0,1—0,5 г/л, по составу гидрокарбонатные кальциевые, реже магниевые, натриевые и железистые. Изучены подземные воды крайне недостаточно, по ним имеются лишь отдельные разрозненные данные.

Нижне-Обский бассейн. В пределах Нижне-Обского бассейна породы первого комплекса представлены толщей четвертичных отложений, сложенных супесчано-суглинистыми, песчаными и гравийно-галечниковыми осадками. На юго-востоке бассейна вскрыты отложения континентального олигоцена, представленные песками мощностью до 100 м и более. Вблизи палеозойского обрамления мощность отложений составляет несколько метров, а в пределах древних погребенных долин она достигает 300 м.

В северной части бассейна в пределах сплошного распространения многолетнемерзлых пород подземные воды находятся в твердой фазе. Исключение составляют лишь участки меж- и надмерзлотных таликов. Южная часть бассейна находится преимущественно в зоне двухслойного строения многолетней мерзлоты. Здесь объем жидкой фазы возрастает за счет таликов между верхним и нижним слоями многолетнемерзлых пород.

Широким распространением в бассейне пользуются надмерзлотные воды сезонно-протаивающего слоя, мощность которого составляет 0,2—3,5 м.

Подземные воды олигоценовых песков, залегающих в юго-восточной части бассейна, находятся в твердой и жидкой фазах. Водообильность олигоценовых песков должна быть значительной, а воды напорными и пресными.

Тазовский и Нижне-Енисейский бассейны. На территории этих бассейнов первый комплекс сложен также толщей четвертичных супесчано-суглинистых, песчаных и гравийно-галечниковых отложений. В Тазовском бассейне распространены и отложения континентального олигоцена. На востоке, вблизи палеозойского обрамления, мощность комплекса составляет несколько метров, а на юго-западе Тазовского бассейна и в пределах древних погребенных долин она достигает 300 м и более.

Описываемые бассейны так же, как и Нижне-Обский бассейн, расположены в пределах сплошного и двухслойного распространения многолетнемерзлых пород. Поэтому гидрогеологические условия этих бассейнов, в общем, аналогичны гидрогеологическим условиям Нижне-Обского бассейна.

Прикарский и Гыданский бассейны. Первый гидрогеологический комплекс в Прикарском и Гыданском бассейнах, как и в предыдущих двух бассейнах, сложен толщей супесчано-суглинистых, песчаных и гравийно-галечниковых четвертичных отложений различного генезиса. Мощность толщи колеблется от нескольких десятков до 300 м в пределах погребенной долины р. Оби.

Оба бассейна находятся в пределах пояса сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Здесь в пределах деятельного слоя широко развиты воды типа верховодки, а под речными руслами и озерами — воды таликов.

Южная группа бассейнов

Подземные воды первого гидрогеологического комплекса южной части Западно-Сибирской низменности изучены значительно лучше, особенно в пределах промышленных и сельскохозяйственных районов. Менее изучены они в таежных заболоченных районах северных частей Тобольского, Средне-Обского и Средне-Енисейского бассейнов.

Тобольский бассейн. Подземные воды в пределах первого гидрогеологического комплекса Тобольского бассейна приурочены к четвертичным, неогеновым и олигоценовым отложениям различного генезиса и состава.

Мощность отложений колеблется от нескольких метров в районе палеозойского обрамления и в долинах рек юго-запада бассейна до 100—150 м в северо-восточной его части. На бо́льшей части территории бассейна отложения первого комплекса залегают выше эрозионного вреза рек.

Четвертичные водоносные отложения широко развиты в пределах бассейна. Они характеризуются небольшой мощностью, пестротой литологического состава, различной степенью водообильности. На междуречьях развиты покровные образования, представленные суглинками, супесями, песками. Обводнены они локально. Наибольшая обводненность наблюдается на севере бассейна. Дебиты водопунктов незначительные, солевой состав и минерализация вод характеризуются большой пестротой и тесно связаны с климатической зональностью.

Наиболее водообильными являются аллювиальные отложения пойм и надпойменных террас рек. На севере бассейна мощность их достигает 50 м, уменьшаясь к югу до 3—10 м. Аллювиальные отложения представлены песчано-глинистыми и гравийно-галечниковыми образованиями. На севере бассейна воды аллювиальных отложений преимущественно пресные, на юге пестрые.

В северной части бассейна на водоразделах широко развиты подземные воды флювиогляциальных отложений, а также водоносные озерно-аллювиальные отложения эпохи максимального оледенения, сложенные супесями и суглинками с линзами и прослоями пылеватых песков.

Неогеновые отложения в Тобольском бассейне сложены суглинистыми и глинистыми осадками с линзами и прослоями песков. Занимают они отдельные поля на высоких участках водораздельных пространств до 58° с. ш. Мощность неогеновых отложений колеблется от нескольких до 10—20 м. Водоносными являются прослои песков среди глин, водообильность их незначительна.

На севере бассейна воды пресные, к югу минерализация их постепенно нарастает, достигая на юге бассейна 5—10 г/л, по составу они сульфатные и хлоридные натриевые.

Олигоценовые отложения широко развиты в Тобольском бассейне. На севере бассейна они достигают по мощности 130 м и более. Представлены эти отложения водоносными песчано-глинистыми осадками. На большей части территории бассейна они залегают на эродированной поверхности глин чеганской свиты. В эрозионных понижениях глин чеганской свиты, глубина которых достигает 20—55 м, залегают песчаные отложения атлымской свиты с подчиненным количеством глинистого материала. Эти отложения аккумулируют основные запасы пресных подземных вод бассейна.

Средне-Обский бассейн. Подземные воды Средне-Обского бассейна изучены в основном по долинам рек Оби, Иртыша, их крупным притокам и прилегающим к ним территориям. Бассейн расположен в пределах гумидной зоны, что и определяет особенности формирования ресурсов и химического состава подземных вод. Значительную роль играют также многолетнемерзлые породы, распространенные на севере бассейна.

Воды антропоген-олигоценовых отложений Средне-Обского бассейна пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые и магниевые, часто с повышенным содержанием железа.

Подземные воды бассейна содержатся в толще пород четвертичного и олигоценового возраста, разнородной по литологическому составу и генезису. Мощность толщи увеличивается с юга на север и с запада на восток и в средней части бассейна в Ханты-Мансийской и Юганской впадинах достигает 400 м.

Четвертичные водоносные отложения повсеместно распространены в бассейне. Водораздельные пространства и поверхности высоких террас перекрыты лёссовидными суглинками мощностью до 5 м. Они отсутствуют лишь на площадях, где развиты торфяные болота. В верхней части суглинков часто встречается верховодка.

По Оби и ее притокам в пределах пойменных и надпойменных террас широкой полосой распространены водоносные аллювиальные отложения. Они неоднородны по составу, что и определяет пестрый характер водоносности аллювиальных отложений. Дебиты скважин изменяются от 0,002 до 11 л/с. Удельные дебиты скважин составляют 0,001 до 7,8 л/с, чаще всего 0,5—1,0 л/с.

На юго-западе бассейна, по левобережью р. Иртыша, широко развиты водоносные озерно-аллювиальные преимущественно песчаные отложения мощностью 15—20 м и более.

На севере и северо-западе бассейна широко развиты водоносные флювиогляциальные отложения мощностью до 50 м, представленные песчаными и песчано-гравийными отложениями. Расходы родников из этих отложений составляют 0,5—5 л/с, дебиты скважин от 0,3—1,7 до 3—5 л/с.

Через весь бассейн с востока на запад вдоль долин рек Кети, Чулыма и Оби до низовьев р. Иртыша широкой полосой (до 300—400 км) протягиваются отложения тобольского горизонта. Они представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой в основании и прослоями супесей и глин в верхней части. Мощность водоносной толщи колеблется от 8 до 30 м. В долинах рек она залегает на глубине от 10 до 30 м, а на междуречьях до 120 м. Удельные дебиты скважин, заложенных в тобольский водоносный горизонт, колеблются от 0,004 до 3 л/с.

Нижнечетвертичные отложения протягиваются широкими полосами (до 120—140 км) вдоль долин рек Кети, Оби, Иртыша. Водосодержащие отложения представлены песками мощностью от 10 до 25 м. Они вскрываются скважинами в долинах рек на глубине 15—30 м, а на водоразделах на глубине до 60 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,01—6,5 л/с.

Водоносные олигоценовые отложения в пределах Средне-Обского бассейна распространены почти повсеместно. Отсутствуют они лишь на востоке, юго-востоке и на крайнем западе. Подземные воды олигоценовых отложений изучены слабо. По долинам рек Оби и Иртыша и их крупных притоков наблюдаются источники из олигоценовых отложений, в ряде случаев со значительным дебитом.

Средне-Енисейский бассейн. В Средне-Енисейском бассейне из отложений первого гидрогеологического комплекса широко развиты лишь *породы четвертичного возраста. Отложения неогена и олигоцена встречаются* только отдельными небольшими останцами на приподнятых участках рельефа. Подземные воды изучены здесь в основном только в южной части бассейна.

Водоносные отложения четвертичного возраста различного генезиса и состава повсеместно развиты на междуречьях.

Аллювиальные отложения, слагающие пойму и надпойменные террасы долины Енисея и его притоков, представлены супесями, суглинками, песками и гравийно-галечниковыми образованиями, встречающимися в нижних частях разреза террас. Мощность аллювиальных отложений в долине Енисея достигает 60 м, а в долинах его притоков обычно 10—15 м. Аллювиальные отложения всюду обводнены, воды пресные, удельные дебиты выработок достигают 5 л/с.

Иртышский и Верхне-Обский бассейны. В Иртышском и Верхне-Обском бассейнах водоносность пород первого гидрогеологического комплекса наиболее изучена в южной половине Иртышского бассейна.

Подземные воды в четвертичных отложениях, представленных различными генетическими и литологическими разностями, широко развиты в пределах описываемых бассейнов.

Озерные отложения, слагающие котловины озер, сложены в основном глинистыми песками, суглинками и супесями. Заключенные в них грунтовые воды характеризуются локальным распространением и тесной связью с поверхностными водами озер. В весенний период грунтовые воды озерных котловин пополняются за счет инфильтрации воды из озера и талых вод. Летом, когда под влиянием испарения снижается уровень воды в озерах, понижается и уровень грунтовых вод. На севере

и востоке грунтовые воды озерных котловин пресные, на юге и юго-западе преобладают соленые воды с минерализацией до 10 г/л и более.

Элювиально-делювиальные отложения представлены покровными суглинками, супесями и песками. Грунтовые воды в них залегают на глубине от 1 до 10 м. В покровных суглинках часто содержится верховодка. На севере бассейна, в зоне избыточного увлажнения, воды пресные. На остальной части территории, особенно в пределах зоны недостаточного увлажнения, воды солоноватые и соленые.

В долинах рек Ишима и Иртыша грунтовые воды содержатся в аллювиальных отложениях, представленных песками различной зернистости, местами с прослоями гравия и гальки. По направлению на север песчаные отложения замещаются более глинистыми разностями. На юге территории водоносные аллювиальные отложения подстилаются глинами неогена, а северные широты г. Омска — песчано-алевритовой толщей верхнего олигоцена. Мощность обводненных пород от 3 до 15 м. Удельные дебиты скважин, заложенных в аллювиальные отложения, составляют сотые и десятые доли литра в секунду. На севере воды пресные, южнее г. Омска солоноватые и местами соленые.

Аллювиальные отложения р. Оби сложены разнозернистыми песками и песчано-гравийно-галечниковыми осадками. Мощность обводненных пород 5—40 м. Подстилаются они палеозойскими породами или осадками верхнего олигоцена. Водообильность пород неравномерная, дебиты скважин колеблются от десятых долей литра в секунду до 10 л/с и более. В прибрежной зоне водохранилища на отдельных участках дебиты скважин достигают 25—30 л/с. Воды аллювиальных отложений р. Оби пресные гидрокарбонатные.

На юго-западе Новосибирской области распространены озерно-аллювиальные верхне-среднечетвертичные отложения карасукской свиты, представленные тонкозернистыми песками, супесями и суглинками, содержащими пресные и слабосолоноватые грунтовые воды.

На юге Иртышского бассейна, в древних долинах стока, вытянутых с юго-запада на северо-восток, в отложениях касмалинской свиты, сложенной мелкозернистыми песками мощностью 5—40 м, содержатся пресные грунтовые воды. Дебиты скважин, колеблются от 0,4 до 4 л/с.

На площади обоих бассейнов широко распространены грунтовые воды среднечетвертичных отложений, выполняющие древние ложбины стока на Ишим-Иртышском междуречье. Водоносные породы мощностью до 10 м представлены супесями, суглинками и тонкозернистыми песками. Водообильность пород слабая.

Нижне-среднечетвертичные отложения представлены двумя свитами: кулундинской и чаповской.

Отложения кулундинской свиты широко распространены в пределах Кулундинской низменности. Они представлены разнозернистыми гравелистыми песками с прослоями суглинков и глин, мощность которых в центральной части низменности достигает 40 м. Грунтовые воды кулундинской свиты залегают на глубине 3—10 м. Они широко используются для водоснабжения. Водоупором для них служат неогеновые глины. Воды пресные, лишь на отдельных участках, где уровень грунтовых вод залегает на небольшой глубине, их минерализация 3—5 г/л.

Отложения чаповской свиты, распространенные в восточных, северных и центральных районах Барабинской низменности, сложены мелкозернистыми песками, иногда супесями и суглинками. В большинстве случаев воды этого водоносного горизонта пресные гидрокарбонатные кальциевые. В западных и юго-западных районах Барабинской низменности минерализация вод повышается и местами достигает 20 г/л.

Кочковская свита в полосе шириной 10—25 км, окаймляющая с северо-востока Кулундинскую низменность, представлена зеленовато-серыми глинами с песчаными прослоями, в которых встречаются напорные водоносные горизонты с минерализацией воды до 3 г/л.

Отложения барнаульской свиты, слагающие нижнюю часть четвертичного комплекса Верхне-Обского бассейна, представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой с прослоями глин и суглинков. Мощность водовмещающей толщи достигает 20—30 м. Воды напорные, хорошего качества, производительность скважин высокая.

Отложения неогенового возраста распространены на юге описываемой территории. Севернее 56° с. ш. они постепенно выклиниваются. Отложения неогена представлены преимущественно глинами карбонатизированными засоленными, содержащими включения гипса и известковисто-мергелистые конкреции.

Водовмещающие породы состоят из тонкозернистых песков, супесей и суглинков, имеющих характер выклинивающихся пластов и линз.. В вертикальном разрезе наблюдается обычно от одного до шести водоносных прослоев мощностью до 5—10 м, а иногда и более. Вблизи предгорий мощность неогеновых отложений не превышает нескольких метров, на западе она 10—50 м, на востоке и юго-востоке (в Кулундинской впадине и на Приобском плато) 140—150 м. На бо́льшей части территории распространения неогеновых отложений они перекрыты маломощным чехлом четвертичных осадков и только на юго-востоке, в пределах Приобского плато, мощность четвертичных отложений достигает 150—175 м. На Тоболо-Ишимском водоразделе породы неогена слагают верхние части междуречных пространств.

Мощность пород неогена не превышает в этом регионе 10—30 м. Они имеют существенно глинистый состав с мелкими и маломощными прослоями тонкозернистых песков, к которым приурочены подземные воды, вскрываемые на глубине 5—20 м. В зависимости от условий залегания подземные воды имеют или свободную поверхность или обладают небольшим напором в 1—4 м.

Дебиты водопунктов, вскрывших воды неогена, обычно незначительны и не превышают сотых и тысячных долей литра в секунду. Питание водоносных горизонтов атмосферное, оно осуществляется на всей площади их распространения. Воды неогена на рассматриваемой территории разнообразны как по минерализации, так и по химическому составу. Пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией до 3 г/л вскрываются в долине Ишима. По химическому составу это воды гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. На широком Тоболо-Ишимском междуречье распространены воды с минерализацией 3—10 г/л сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые.

На междуречье Ишима и Иртыша отложения неогена слагают также междуречные пространства. Мощность отложений увеличивается с запада на восток от 10—15 м у долины Ишима до 50—90 м вблизи долины Иртыша. В этом же направлении увеличиваются число и мощность песчаных прослоев. Если мощность их по правобережью Ишима не превышает 1—3 м, то по левобережью Иртыша в ряде районов она достигает 15 м. Четвертичные отложения, покрывающие породы неогена, здесь также незначительной мощности (1—5 м). Поэтому первым водоносным горизонтом часто бывает водоносный горизонт, вскрываемый в неогеновых отложениях на глубине 5—10 м. Он обладает свободной поверхностью или небольшим напором. В восточной части региона подземные воды в неогене вскрываются на глубине 10—35 м. Напор их достигает 10—30 м.

Дебиты скважин и колодцев, заложенные в водоносные горизонты неогена, незначительные — от сотых до десятых долей литра в секунду, и лишь на востоке, в Прииртышье, они достигают 1 л/с. Минерализация и химический состав вод неогена на междуречье Ишима и Иртыша более или менее однообразны. Здесь распространены воды преимущественно с минерализацией от 1—3 до 3—10 г/л. Химический состав первой группы — от гидрокарбонатных натриевых до хлоридных натриевых. Во второй группе преобладают хлоридные натриевые, хлоридные сульфатные, натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые.

Наиболее полно неогеновые отложения представлены на междуречье Оби и Иртыша. Здесь их мощность увеличивается от палеозойского обрамления к центру междуречья и достигает в Кулундинской впадине и в юго-западной части Приобского плато 140—150 м. Далее на запад и север мощность пород неогена постепенно уменьшается. Глубина залегания кровли неогеновых отложений колеблется в значительных пределах: на Приобском плато она составляет 50—150 м, к западу от него, в Кулундинской низменности, — 15—50 м, в Барабинской низменности в Прииртышье — 5—30 м. На описываемой территории производительность скважин обычно не превышает 0,3—2 л/с при понижениях 10—30 м. Более водообильны водоносные горизонты неогеновых отложений в Кулундинской впадине, на севере Барабинской низменности, в Бийско-Барнаульской впадине. На данной территории отмечается разнообразие химического состава подземных вод неогена, что является отражением сложных и разнообразных геологических и гидрогеологических условий. В Бийско-Барнаульской впадине, где отложения неогена существенно опесчанены, распространены гидрокарбонатные кальциевые воды, на востоке Приобского плато — гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1 г/л, а в центральных и западных частях Приобья преобладают сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, реже магниевые с минерализацией до 3 г/л. В Кулундинской низменности воды неогена невысокой минерализации, обычно до 1 г/л, по составу гидрокарбонатные натриевые. В северной части Барабинской низменности воды неогена гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1,5 г/л, а в южной и центральной частях гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые с минерализацией 1—3 и 3—10 г/л.

Континентальные верхнеолигоценовые отложения распространены широко на территории Иртышского и Верхне-Обского бассейнов. Они представлены песчано-алевритовыми осадками, содержащими напорные воды, залегают на глинах чеганской свиты, а в предгорьях на более древних породах. На бо́льшей части бассейна кровлей верхнеолигоценовых отложений служат глинистые осадки неогена. Водообильность верхнеолигоценовых отложений различна и в большинстве случаев невысокая. Большей водообильностью отличаются отложения, залегающие в Кулундинской впадине и в Верхне-Обском бассейне. Здесь удельные дебиты скважин составляют 1—2 л/с. На севере и юго-восточной окраине бассейна распространены пресные воды с минерализацией до 1 г/л, по составу преимущественно гидрокарбонатные натриевые. На остальной части территории развиты солоноватые воды с минерализацией до 3 г/л, а на юго-западе до 10 г/л. По составу это воды хлоридные натриевые.

Основные закономерности формирования подземных вод

Если на формирование подземных вод в водоносных горизонтах верхнего гидрогеологического этажа и особенно первого комплекса существенно влияют геоморфологические и климатические факторы, то

гидродинамическая и газо-гидрохимическая зональности вод нижнего гидрогеологического этажа обусловлены главным образом теологическими факторами. Влияние климата и геоморфологии на подземные воды нижнего гидрогеологического этажа заметно лишь в краевых зонах, где отложения нижнего этажа выходят за дневную поверхность или залегают близко от нее.

Подземные воды верхнего гидрогеологического этажа гидравлически тесно связаны между собой и в значительной своей части находятся в условиях свободного водообмена с поверхностью. Поэтому зеркало грунтовых вод и пьезометрическая поверхность напорных вод первого гидрогеологического этажа отражают особенности современного рельефа земной поверхности.

Наиболее высокие отметки как зеркала грунтовых вод, так и пьезометрической поверхности напорных вод этого этажа наблюдаются на водораздельных участках. По мере углубления они уменьшаются, что говорит о наличии нисходящих фильтрационных токов сквозь подстилающие водоупорные пласты. К долинам рек отметки грунтовых и напорных вод снижаются. В долинах рек напоры водоносных горизонтов возрастают с увеличением глубины их залегания, что свидетельствует о восходящих здесь фильтрационных токах воды.

На территории Западно-Сибирского артезианского бассейна выделяется ряд внутренних областей питания подземных вод первого гидрогеологического этажа: водоразделы Приобского плато, Обь-Чумышский водораздел, предгорные равнины Алтая и Салаира, часть Павлодарской приподнятой равнины, водораздел Иртыша и Оби и др., где напоры подземных вод формируются вне зависимости от краевых областей бассейна. Разгрузка водоносных горизонтов первого гидрогеологического этажа, а на отдельных участках и второго гидрогеологического этажа происходит по долинам рек Оби, Иртыша и их притоков, в глубоких озерных котловинах, расположенных у подножия Казахского мелкосопочника, в восточных частях Кулундинской и Барабинской низменностей, примыкающих к Приобскому плато, в сквозных таликах и других пониженных участках рельефа.

Таким образом, для первого гидрогеологического этажа намечается определенная зависимость гидрогеологических условий от физико-географических условий, что проявляется прежде всего в закономерном распределении напоров всех водоносных горизонтов первого этажа относительно рельефа, а также в расположении областей питания и дренирования.

Наиболее тесно связаны с земной поверхностью грунтовые воды. В направлении с севера на юг в связи с изменением климата происходит увеличение общей минерализации и концентрации солей в грунтовых водах, состав грунтовых вод изменяется от гидрокарбонатных до хлоридных.

В пределах гумидной зоны, занимающей значительную северную часть Западно-Сибирской равнины, где преобладает избыточное увлажнение и развиты процессы выщелачивания, грунтовые воды пресные с минерализацией, не превышающей 0,5—1,0 г/л, по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые, редко натриевые.

В северной части этой зоны, в пределах сплошного и двухслойного распространения многолетней мерзлоты, верхняя граница которой залегает на глубине 1,0—1,5 м, подземные воды первого гидрогеологического этажа бо́льшей частью находятся в твердом состоянии. В верхней части, в пределах сезонного промерзания, развиты воды типа «верховодки». Они содержат обычно незначительное количество минеральных солей, не превышающее 100—150 мг/л. Преобладают труднорастворимые

соли кремнекислоты, присутствует большое количество растворимых органических веществ.

В южной части гумидной зоны в полосе неустойчивого увлажнения развиты как процессы выщелачивания, так и процессы континентального засоления. Еще южнее, в пределах аридной зоны, занимающей всю южную часть Западно-Сибирской равнины, где преобладает недостаточное и весьма недостаточное увлажнение, широко развиты процессы континентального засоления. На этих территориях степень минерализации и химический состав грунтовых вод разнообразны.

Грунтовые воды содержатся здесь в четвертичных отложениях различного генезиса, в неогеновых и олигоценовых отложениях, литологический состав которых характеризуется невыдержанностью и большим разнообразием, что влияет также на пестроту минерализации и химического состава грунтовых вод.

Весьма различны также и условия дренирования грунтовых вод, связанные с расчлененностью рельефа. Чем больше расчлененность рельефа, тем больше скорость водообмена и тем меньше минерализованы грунтовые воды. На бессточных территориях, характеризующихся отсутствием дрен, при небольших глубинах залегания грунтовых вод за счет континентального засоления формируются высокоминерализованные воды. Степень минерализации грунтовых вод на этих участках пестрая. Преобладают грунтовые воды с минерализацией 3—10 г/л, но иногда она достигает 10—30 г/л и более. По составу это гидрокарбонатные натриевые, сульфатные кальциевые и натриевые, а также хлоридные натриевые воды.

Пресные грунтовые воды приурочены здесь преимущественно к долинам крупных рек Оби, Иртыша, Тобола. Они широко развиты на востоке территории, где содержатся в песках и супесях озерно-аллювиальных отложений. Отдельные участки с пресными грунтовыми водами встречаются на всей территории аридной зоны в лиманах, впадинах и других понижениях рельефа.

В восточных районах аридной зоны широко распространены гидрокарбонатные натриевые воды, содержащиеся в песчаных образованиях древних долин Барнаулки, Касмалы, Кулунды и др. Подземные воды неогеновых и олигоценовых отложений часто оказываются также содовыми. Большое число озер и рек этой территории содержат воды того же состава.

Объяснение широкого распространения содовых вод в восточных районах аридной зоны Западно-Сибирской равнины дано Н. М. Страховым, который считает, что содовые подземные воды, а также и воды озер формируются в районах распространения полимиктовых песчаных образований, богатых полевыми шпатами, роговой обманкой и другими алюмосиликатами, содержащими большое количество натрия.

Формирование химического состава напорных вод, содержащихся в третичных и некоторой части четвертичных отложений первого гидрогеологического этажа, также существенно отличается от формирования подземных вод нижнего гидрогеологического этажа.

В пределах гумидной зоны напорные воды, как и грунтовые, пресные. В южной части территории Западно-Сибирской равнины наблюдается весьма сложное распределение минерализации и химического состава напорных вод в кайнозойских отложениях, связанное с наличием нескольких областей питания и разгрузки на площади их распространения, а также с большим разнообразием литологического состава вмещающих и разделяющих их толщ. Последний фактор в пределах зоны активного водообмена оказывает существенное влияние на формирование химического состава подземных вод

Большую роль в формировании химического состава подземных вод при фильтрации воды через глинистые отложения играют такие процессы, как диффузионное перемещение солей и обменная адсорбция, возникающие при взаимодействии тонкодисперсных пород с водой.

В глинистых отложениях неогена содержится значительное количество солей сульфата и хлора. При фильтрации воды через эти толщи и в результате диффузионных процессов ионы хлора и сульфата попадают в водоносные горизонты неогена и континентального олигоцена. Поэтому в них формируются воды с повышенным содержанием ионов хлора и сульфата.

Формирование пресных гидрокарбонатных кальциевых вод на территории Обь-Чумышского водораздела объясняется существенным изменением здесь гидрогеологической обстановки. Отложения кайнозоя на Обь-Чумышском водоразделе имеют преимущественно песчаный состав. Уклоны пьезометрической поверхности для различных горизонтов составляют здесь значительную величину. Это приводит к интенсивному водообмену и в результате к промытости отложений.

Прежде чем перейти к описанию формирования подземных вод нижнего гидрогеологического этажа, кратко рассмотрим условия питания водоносных толщ этого этажа со стороны горных обрамлений.

Подток вод из предгорных и горных районов в пределы артезианского бассейна может происходить только по палеозойским отложениям, так как мезо-кайнозойские осадки выклиниваются в окраинных частях бассейна на низких отметках и не прослеживаются в предгорных и горных районах.

Большинство исследователей до сих пор считали, что по периферии бассейна воды из палеозоя переливаются в вышележащие мезо-кайнозойские отложения. Можно предполагать, что наиболее интенсивный перелив вследствие резкого выполаживания пьезометрической поверхности, близости к предгорьям происходит в области погружения палеозойского фундамента. Наличие или отсутствие перелива вод палеозоя в мезо-кайнозойские отложения и соответственно степень влияния вод горных областей на напоры подземных вод в периферийных районах бассейна можно оценить путем сопоставления статических уровней вод в этих отложениях. Следовательно, роль краевых областей питания в условиях данного типа артезианских бассейнов может быть установлена при комплексном рассмотрении водоносности палеозойских отложений, формы и гипсометрического положения пьезометрической поверхности вод палеозоя и соотношения статических уровней вод палеозоя и мезозоя в периферийных районах бассейна.

В связи с ограниченностью объема данной работы мы не можем подробно останавливаться на рассмотрении условий стока подземных вод к низменности со стороны обрамляющих ее горных сооружений и отсылаем всех интересующихся этим вопросом к исследованиям, выполненным ранее в Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР (И. В. Гармонов и др., 1960, 1961 гг.; И. В. Гармонов, В. В. Иванов, 1965 г.; В. В. Иванов, 1966 г.).

Здесь мы приведем лишь некоторые основные положения отмеченных выше работ по этому вопросу.

Для Урала, Казахстанского нагорья, Алтая и Салаира ширина области погружения палеозойского фундамента колеблется в зависимости от уклона его от 20 до 100 км. В этой области воды палеозоя, мела, а на востоке и палеогена переходят из зоны активного водообмена, где они испытывают непосредственное влияние эрозионного вреза, в зону замедленного водообмена. В зоне погружения палеозойского фундамента воды отдельных горизонтов имеют непосредственную гидравлическую

связь, так как разделяющие их глинистые прослои в краевой зоне невыдержаны.

Водоносные свойства верхней трещиноватой зоны палеозоя на большей части территории колеблются в относительно узких пределах: удельные дебиты скважин обычно составляют десятые и сотые доли литра в секунду, коэффициенты фильтрации — несколько десятых долей метра в сутки. Исключение в этом отношении составляют кавернозные известняки, пористые песчаники и некоторые другие породы, имеющие локальное распространение.

Гораздо бо́льшее влияние, чем литологический состав, на водообильность и проницаемость пород оказывает тектоника, которая создает также неодинаковые условия для стока вод в разных направлениях. Обычно преобладающие системы трещин имеют направление, совпадающее с линиями тектонических нарушений и простиранием пород. В результате породы по их простиранию часто оказываются более проницаемыми, чем по падению или какому-либо другому направлению.

Для рассматриваемой территории характерны следующие системы преобладающего простирания пород, тектонических нарушений и трещиноватости: меридиональные — для Урала и Зауралья, северо-восточные и северо-западные — для остальных районов. По этим направлениям палеозойские отложения обладают повышенной водопроницаемостью.

В связи с этим создаются различные условия для стока вод в разных районах. Для Урала они неблагоприятны, так как простирание структур и наиболее проницаемых зон здесь прослеживается в направлении, перпендикулярном падению пьезометрической поверхности. Также малоблагоприятны они и для Казахского нагорья. На Алтае и Салаире простирание структур часто совпадает с уклоном пьезометрической поверхности и поэтому условия для стока вод к низменности здесь более благоприятны.

Резкое снижение отметок статических уровней вод трещиноватой зоны палеозойского фундамента в предгорных районах и распределение их по площади в полосе погружения в соответствии с современным рельефом свидетельствует о слабом влиянии в данном артезианском бассейне высоких напоров вод в горных областях на величины напора *подземных вод соседних низменных территорий.*

Наблюдаемое соотношение уровней вод палеозоя и мезо-кайнозойских отложений, залегающих в окраинных частях низменности непосредственно друг под другом, таково, что уровни вод палеозоя в полосе его погружения устанавливаются на водоразделах ниже уровней вод в мезо-кайнозойских отложениях, что свидетельствует о тенденции в региональном плане к перетоку воды из вышележащих горизонтов в нижний — палеозойский, а не наоборот, как ранее предполагалось.

Питание подземных вод со стороны горных сооружений Алтая и Салаира, судя по форме пьезометрической поверхности неогенового и олигоценового водоносных горизонтов, происходит лишь в междуречье Иртыша и Алея.

Роль горного обрамления как краевой области питания Западно-Сибирского артезианского бассейна, очевидно, ограничивается зонами региональных разломов, по которым из нее внутрь бассейна могут проникать сосредоточенные потоки подземных вод. Однако и зоны повышенной трещиноватости в палеозойском фундаменте не являются основными источниками питания артезианских вод, так как они не оказывают замедленного влияния на региональное распределение статических уровней в периферийных районах бассейна.

Кроме того, следует отметить, что воды палеозойских отложений, идущие со стороны горного обрамления, на целом ряде участков в окраинных частях Западно-Сибирской равнины дренируются протекающими здесь реками, а также глубоко врезанными озерами. Так, на востоке равнины вдоль Енисейского кряжа протекает р. Енисей, долина которой врезана в палеозойские отложения и перехватывает поток, идущий со стороны Енисейского кряжа. Долина Оби и Алея дренирует подземный сток со стороны горных сооружений Алтая и Салаира. Глубокие котловины озер Калибек, Киншкарой, Улькен-Карой, Теке, Кызылкак, Селеты-Тенгиз, Жалаулы и Карасор дренируют подземный и поверхностный сток с Казахского мелкосопочника. На западе территории, в южной ее части, питание подземных вод со стороны Уральских гор происходит только в пределах левобережных водоразделов р. Тобола и не распространяется на остальную территорию Зауралья, так как поток дренируется здесь долиной р. Тобола. На севере равнины питание подземных вод глубоких горизонтов затруднено вследствие развития многолетнемерзлых пород.

Подземные воды мезозойских отложений нижнего гидрогеологического этажа питаются в основном за счет атмосферных осадков в краевых районах низменности, в местах, где мезозойские отложения выходят на дневную поверхность или неглубоко залегают под водопроницаемыми более молодыми отложениями.

Нижний гидрогеологический этаж является очень хорошим примером зонального строения Западно-Сибирского артезианского бассейна. Здесь в каждом из трех комплексов и в целом по этажу четко проявляются гидродинамическая, гидротермальная и газо-гидрохимическая зональности.

Гидродинамическая зональность сказывается в закономерном снижении пьезометрических поверхностей в каждом из гидрогеологических комплексов этажа от периферии к центральным частям бассейна и далее на север к акватории Карского моря, т. е. проявляется обычная для артезианских бассейнов закономерность изменения напоров от основных областей питания к основным областям разгрузки.

Интересно соотношение уровней вод в отдельных комплексах этажа относительно друг друга и поверхности земли. Пьезометрические поверхности апт-альб-сеноманского и неокомского комплексов располагаются, как правило, выше дневной поверхности и близки между собой. На одних участках выше лежит пьезометрическая поверхность апт-альб-сеноманского комплекса, на других — неокомского (см. рис. 16, 19). Поверхность уровней подземных вод юрского комплекса на большей части территории бассейна лежит ниже, чем поверхности первых двух комплексов (см. рис. 16, 19, 20), и ниже поверхности земли. Такое соотношение пьезометрических поверхностей может зависеть от процессов уплотнения глинистых толщ и поступления за счет этого больших количеств воды в песчаные пласты четвертичного комплекса либо от влияния неотектонических процессов, идущих в бассейне.

Хорошо проявляется в бассейне и гидротермальная зональность (рис. 21). Температура подземных вод закономерно возрастает от периферии к центру бассейна и далее на север, к местам наибольшего погружения фундамента. Глубина залегания подземных вод является основным фактором, определяющим их температуру. Остальные факторы, такие, как наличие разломов, литологический состав пород разреза, интенсивность питания холодными инфильтрационными водами, наличие вечномерзлых пород и пр., имеют локальное значение и создают отдельные аномалии. Они определяют величину геотермической ступени в артезианском бассейне. Так, например, геотермическая ступень в

центральных районах артезианской области при отсутствии вечномерзлых пород составляет 20—28 м/°С, а в районах развития мерзлоты она повышается до 30 м/°С и более. В районах, прилегающих к Казахскому мелкосопочнику, геотермическая ступень изменяется от 22 до 27 м/°С и т. д.

Как уже было показано, в бассейне очень четко проявляется гидрохимическая зональность. Она хорошо прослеживается во всех трех комплексах. По химическим особенностям подземных вод и содержанию в них газов в нижнем гидрогеологическом этаже в целом достаточно определенно выделяются краевая зона артезианского бассейна и внутренняя область с переходной зоной между ними, обусловленной плавным изменением всех характеристик состава и свойств подземных вод (рис. 22).

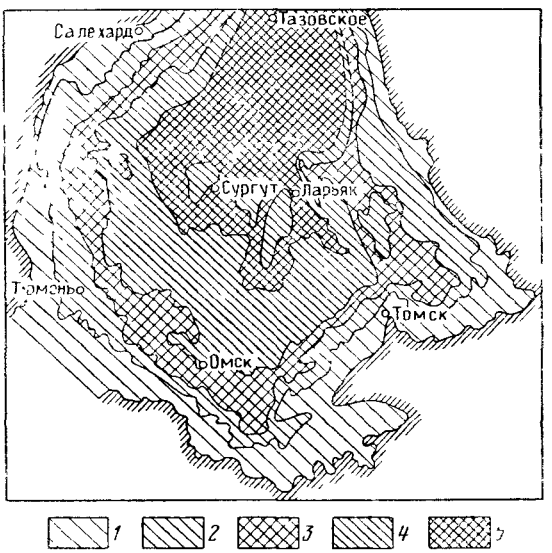


Рис. 21. Схема дифференциации температур по поверхности фундамента. По Ю. К. Махневу и А. А. Розину.

Области с температурой (в°С) *1* — ниже 30; *2* — 30—60; *3* — 60—90; *4* — 90—120, *5* — выше 120

Краевая зона бассейна в гидрогеологическом отношении является раскрытой. Воды здесь пресные и солоноватые. Граница краевой зоны условно проводится по контуру распространения вод с минерализацией 10 г/л. Эта граница практически совпадает с появлением в водах иода, бора, аммония, нафтеновых кислот, а также тяжелых углеводородов в растворенном газе. По составу воды краевой зоны изменяются в основном от гидрокарбонатных натриевых до хлоридных натриевых. Только в местах выхода отложений на поверхность при минерализации вод до 400—500 мг/л состав их гидрокарбонатный кальциевый. Растворенные газы, как правило, азотные, метано-азотные, азотно-метановые. Упругость их не превышает нескольких десятков кгс/см². Наибольшая ширина краевой зоны отмечается на юго-востоке и юге бассейна, где она достигает 200—400 км. На западе и северо-востоке ширина этой зоны обычно не превышает 100—150 км.

Приведенные выше материалы по истории развития бассейна показывают, что формирование подземных вод в краевой зоне в течение всего мезозоя и кайнозоя шло в континентальных условиях при интенсивном воздействии инфильтрационных вод, с окислительной и иногда слабовосстановительной обстановкой в бассейнах седиментации. Почти непрерывное поступление инфильтрационных вод обусловило хороший промыв отложений в краевой зоне и, по-видимому, неоднократную смену заключенных в них вод.

Во внутренней области минерализация вод изменяется от 10 до 80 г/л. Почти повсеместно они хлоридные натриевые, иногда хлоридные кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. В гидрогеологическом отношении эта область является закрытой. В водах ее отмечается повышенное содержание ряда микрокомпонентов (мг/л): иода до 33, брома до 200, метаборной кислоты до 100, аммония до 70,

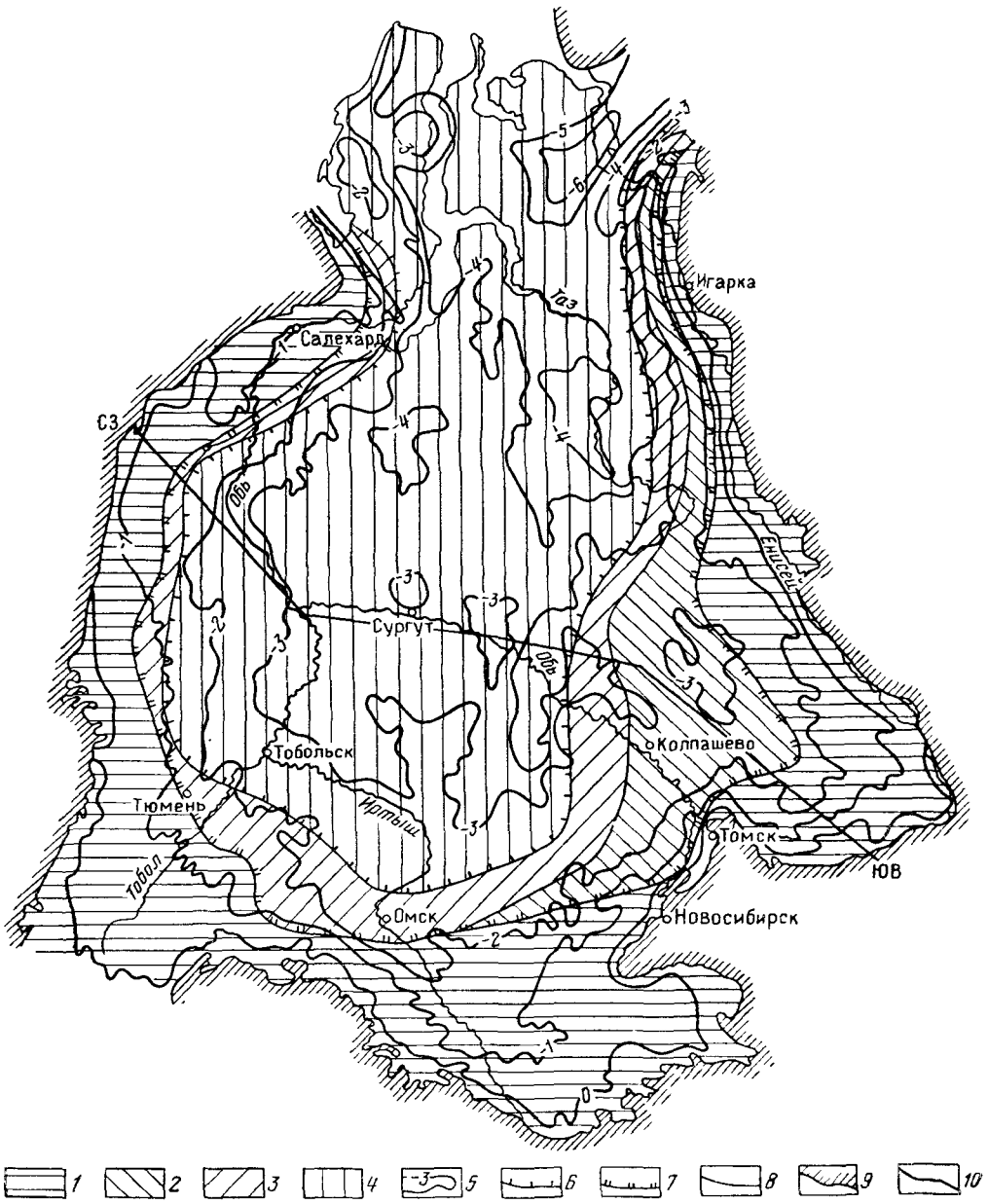


Рис. 22. Схема районирования нижнего гидрогеологического этажа.

1 — краевая зона; *2* — внешняя подзона переходной зоны; *3* — внутренняя подзона переходной зоны; *4* — внутренняя область бассейна; *5* — изогипсы поверхности фундамента в км, *6* — границы внутренней области; *7* — границы переходной зоны; *8* — граница между внутренней и внешней подзонами переходной зоны бассейна, *9* — граница артезианского бассейна; *10* — линия разреза (см. рис 15)

нафтеновых кислот до 5. Растворенный газ метановый. На отдельных участках встречается повышенное, а местами и высокое содержание углекислоты (до 18 л/л). Упругость растворенных газов часто достигает $100—200 \cdot 10^5$ Па, а возможно, и выше. Концентрация тяжелых углеводородов до нескольких процентов от объема растворенного газа.

Во внутренней области на протяжении почти всей истории развития артезианского бассейна накопление осадков шло преимущественно

в морских и прибрежно-морских условиях при нормальной или пониженной солености вод.

Для этой области характерно заметное преобладание в разрезе глинистых отложений, из которых при уплотнении в процессе диагенеза было отжато большое количество поровых вод, в несколько раз превышающее объем пор в песчаных водоносных горизонтах. В связи с этим здесь, по-видимому, произошла более полная смена вод в песчаных горизонтах поровыми водами, отжатыми из глин.

Однако полного замещения седиментационных вод пятого комплекса, где во внутренней области в период осадконакопления в континентальных условиях они были инфильтрационными, слабоминерализованными, вероятно, не произошло. Это проявляется в несколько пониженной минерализации вод пятого комплекса на значительной территории в центре бассейна и в более низких содержаниях в них иода и других микрокомпонентов по сравнению с водами четвертого комплекса. В водоносных горизонтах четвертого комплекса произошло, по-видимому, более полное замещение первичных вод бассейна седиментации поровыми водами, отжатыми из глинистых толщ, поэтому минерализация подземных вод в них и концентрация микроэлементов в этих же районах несколько повышенные.

В водоносных горизонтах пятого комплекса широко распространены слабые рассолы, максимальная минерализация которых достигает 80 г/л. Рассолы, но с более низкой минерализацией и на значительно меньшей площади развиты также и в нижних горизонтах отложений четвертого комплекса.

Проблема формирования рассолов Западно-Сибирского артезианского бассейна является одной из интересных и важных проблем гидрогеологии бассейна. Этим вопросом занимались И. К. Зайцев (1955 г), В. А. Кротова (1960, 1962 гг.), Н. И. Ростовцев и Б. П. Ставицкий (1962 г.), Б. Ф. Маврицкий (1962 г.), Ю. К. Смоленцев (1967 г) и ряд других исследователей. Было рассмотрено много возможных путей образования рассольных вод. С нашей точки зрения наиболее обоснованным является предположение, что рассолы появились в пятом и четвертом комплексах бассейна за счет подтока высококонцентрированных рассолов из палеозойского фундамента и смешения их с местными менее минерализованными водами

Косвенным подтверждением этой гипотезы служит характер распространения рассолов в разрезе четвертого и пятого комплексов. Площадь распространения их по направлению снизу вверх заметно сокращается и концентрация падает. Роль отжимаемых поровых растворов здесь значительно меньше, чем в центральной части бассейна, в связи со значительным уменьшением доли глинистых пород в разрезе.

На формирование вод третьего комплекса во внутренней области наряду с условиями осадконакопления, охарактеризованными выше, оказали влияние процессы замещения их в коллекторах поровыми водами, отжимаемыми не только из глинистых толщ этого комплекса, развитых в западной части, но и из отложений четвертого комплекса.

Накопление осадков в западных районах в условиях нормального либо опресненного морского бассейна и интенсивное влияние поровых вод, отжимаемых из морских глинистых отложений четвертого и второго комплексов, обусловливает развитие в этой части области соленых вод с минерализацией, близкой к минерализации вод четвертого комплекса.

В восточной части области формирование осадков апт-альб-сеномана, а возможно, и готерив-баррема шло под большим воздействием инфильтрационных вод. Поэтому первоначально в водоносных горизонтах

третьего комплекса здесь, по-видимому, сформировались пресные и слабосолоноватые воды. Последующее перекрытие преимущественно песчаных пород третьего комплекса мощной толщей турон-олигоценовых морских илисто-глинистых отложений вызвало поступление из них в верхние горизонты апт-альб-сеномана высокоминерализованных поровых вод. Этим, по-видимому, объясняется отмеченное на Тазовском газовом месторождении нарастание минерализации в третьем и четвертом комплексах от 3—4 г/л в верхах валанжина до 17—20 г/л в сеномане.

Между краевой зоной артезианского бассейна и его внутренней областью существует в различной степени выраженная переходная зона. В ней выделяются две подзоны: в первой (внешней) воды, характерные для краевой зоны бассейна, распространены в третьем и четвертом комплексах, а типичные для внутренней области — в пятом. Во второй подзоне воды, характерные для краевых частей бассейна, сохраняются только в третьем комплексе.

Первая подзона отчетливо выражена только в восточной части бассейна (особенно на юго-востоке, где она достигает 300—400 км) и на северо-западе. Вторая подзона оконтуривает всю внутреннюю область полосой 50—150 км, причем наименьшая ширина ее на западной окраине.

На формировании вод в переходной зоне сказалась частая смена обстановок от типично морских и прибрежно-морских до континентальных. С одной стороны, здесь еще очень велико влияние седиментационных поровых вод, отжимаемых из глинистых толщ разреза этой зоны, а также поступающих из внутренней области, а с другой — интенсивное воздействие инфильтрационных вод, поступающих из краевой зоны.

Гидрохимическая зональность, состав растворенных газов и газонасыщенность хорошо согласуются с особенностями формирования подземных вод в различных частях бассейна. Как уже было отмечено, состав вод от краевой зоны к внутренней области изменяется от гидрокарбонатных кальциевых и натриевых слабоминерализованных до хлоридных натриевых и кальциево-натриевых соленых и рассольных. Состав газов изменяется от азотного до метанового, и нарастает газонасыщенность.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Создание крупного народнохозяйственного комплекса на территории Западно-Сибирской равнины, развернувшееся в связи с освоением нефтяных, газовых, лесных и других ресурсов, дальнейшее развитие сельского хозяйства в южных районах и продвижение его на север предопределяют необходимость значительно более широкого использования подземных вод в ближайшей перспективе.

По расчетам ВСЕГИНГЕО и геологических управлений, современное водопотребление подземных вод в Западной Сибири не превышает 1,0—1,3 млн. м^3 в сутки. Эксплуатационные ресурсы, подсчитанные только для южной части низменности (площадь около 1 млн. км^2), составляют около 100 млн. м^3 в сутки. Модуль эксплуатационных ресурсов в среднем равен 1,1 л/с на 1 км^2.

В средней части равнины модуль эксплуатационных ресурсов должен быть значительно выше за счет увеличения инфильтрации атмосферных осадков и мощности водоносных горизонтов. В северных районах, где развита многолетняя мерзлота, он значительно ниже. Исходя из этого, можно предполагать, что в целом для артезианского бассейна эксплуатационные ресурсы пресных вод превышают 300 млн. м^3 в сутки.

Воды рек и озер на преобладающей части территории не удовлетворяют санитарно-гигиеническим требованиям как хозяйственно-питьевые, поэтому, несмотря на их очень большие ресурсы, во многих районах возникает потребность в подземных водах для водоснабжения.

Ориентировочные расчеты водопотребления показывают, что к 1980 г. для хозяйственно-питьевых нужд городского и сельского населения потребуется 8—10 млн. м³ в сутки воды. Необходимо учитывать, что ресурсы пресных подземных вод рассредоточены на очень большой территории в водоносных горизонтах главным образом песчаного состава. Очень часто пески тонкозернистые, что затрудняет создание крупных централизованных водозаборов. Поэтому в ближайшие годы доля использования эксплуатационных ресурсов пресных вод будет оставаться небольшой.

Наиболее крупными и устойчивыми по площади дебитами отличаются скважины, вскрывающие меловые отложения в восточных, юго-восточных и южных районах бассейна. Здесь дебиты самоизлива по скважинам достигают 1000 м³ в сутки и более и возможно создание крупных централизованных водозаборов хозяйственно-питьевых вод. На остальной территории, где пресные воды распространены только в кайнозойских отложениях, возможно создание в основном некрупных водозаборов, причем наихудшими в этом отношении условиями характеризуются районы с недостаточным увлажнением.

Необходимо отметить, что во многих районах с недостаточным увлажнением условия благоприятны для магазинирования пресных вод в весеннее время года и расходования их в критические периоды.

В засушливых районах Западно-Сибирской равнины с высокоплодородными почвами большие площади сельскохозяйственных земель требуют орошения и обводнения. Если учесть только пахотные земли, то количество воды, необходимое для их орошения, за один вегетационный период составит по ориентировочной оценке более 10 млрд. м³. По данным Б. И. Куделина, общее количество естественных ресурсов подземных вод на этой территории в водоносных горизонтах четвертичных, неогеновых и палеогеновых отложений составляет около 100 млн. м³ в сутки. Это свидетельствует о том, что доля подземных вод в обеспечении потребностей орошения может быть значительной, хотя в настоящее время на этой территории подземные воды для орошения практически почти не используются.

Крупным потребителем подземных вод в нефтеносных районах Западной Сибири в ближайшей перспективе станет нефтедобывающая промышленность, которая планирует использование их для поддержания пластовых давлений в процессе разработки месторождений нефти. Наиболее интересными с технико-экономических и геолого-гидрогеологических позиций для этой цели являются воды третьего комплекса. О масштабах намечаемого потребления можно судить по тому, что объем воды, закачиваемой на разрабатываемых месторождениях, составит к 1980 г. 400—500 млн. м³ в год. Расчеты показывают, что ресурсы аптсеноманских вод вполне обеспечат потребность нефтедобывающей промышленности на весь срок разработки месторождений.

Крупной проблемой использования подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна является применение их как сырья для извлечения иода, возможно, брома, бора и некоторых других компонентов. Промышленные иодные воды распространены в западной части бассейна на территории в несколько сот тысяч квадратных километров и содержат запасы иода в больших количествах. Наиболее высокие содержания иода при достаточно больших дебитах скважин и сравнительно небольшой их глубине (1200—1800 м) приурочены к водам отложе-

ний четвертого гидрогеологического комплекса. Водоносные горизонты пятого комплекса, хотя и имеют достаточно высокую концентрацию иода в водах, характеризуются, как правило, низкими дебитами скважин и поэтому почти не представляют промышленного интереса. В водах третьего комплекса концентрация иода заметно ниже (до 14—16 мг/л), но, учитывая очень высокую водообильность этих отложений и меньшие глубины их залегания (600—1300 м), воды этого комплекса в ряде районов, по-видимому, также могут быть использованы для получения иода. Особого внимания заслуживает вопрос о возможности и экономической целесообразности извлечения иода из вод третьего комплекса там, где они будут добываться для закачки в пласты при разработке нефтяных месторождений.

Подземные воды пятого, четвертого и третьего комплексов представляют большую ценность для бальнеологии. По количеству биологически активных компонентов, особенно иода и брома, на очень большой территории они относятся к специфическим минеральным лечебным водам. В ряде районов установлено повышенное содержание кремнекислоты, железа. Сочетание этих элементов в различных комбинациях создает ряд разновидностей лечебных вод.

Наибольшее практическое значение представляют иодо-бромные и бромные воды третьего и четвертого комплексов. Скважины, вскрывающие водоносные горизонты этих комплексов, как правило, фонтанируют со значительными дебитами, вполне обеспечивающими потребности водолечебниц, а температура воды на устьях скважин (35—75° С) обычно позволяет использовать их для ванн без подогрева.

В отдельных пунктах установлено локальное распространение углекислых вод с содержанием углекислоты до 12—18 тыс. мл/л.

В настоящее время действуют хорошо зарекомендовавшие себя водолечебницы в городах Тюмени, Талице, Туринске, Заводоуговске и в других пунктах. Намечено дальнейшее расширение их сети и строительство крупных специализированных здравниц. Начато использование этих вод для розлива как питьевых минеральных.

Большой проблемой является технико-экономическая целесообразность широкого использования термальных вод бассейна как источника тепла в народном хозяйстве. Ресурсы этих вод очень велики. Воды с температурой более 20° С распространены на площади свыше 2,5 млн. км². Температура вод закономерно возрастает сверху вниз по разрезу и зависит в основном от величины геотермического градиента, который в среднем для мезо-кайнозойских отложений составляет на большей части территории артезианского бассейна 3—4° С на 100 м, изменяясь на отдельных участках от 2 до 6—7° С.

На границе с фундаментом температура вод на больших площадях составляет 95—105° С, понижаясь к окраинам бассейна по мере поднятия поверхности фундамента до 10—20° С и повышаясь к наиболее погруженным частям до 140—150° С, а возможно, и выше.

Практический интерес представляют, как правило, воды, залегающие в интервале 1000—2000 м в отложениях третьего и четвертого гидрогеологических комплексов, водоносные горизонты которых часто обеспечивают высокие дебиты скважин. Напорные уровни вод по этим горизонтам почти всегда устанавливаются выше поверхности земли. По скважинам, вскрывающим песчаники валанжина и готерив-баррема, дебиты самоизлива на многих участках могут составить 1500—2000 м³ в сутки, а иногда и более (но встречаются площади и со значительно меньшими дебитами скважин). Еще более высокие дебиты самоизлива (до 3—8 тыс. м³/сут) могут дать водоносные горизонты апт-альб-сеноманских отложений.

В настоящее время тепло подземных вод практически не используется, если не считать отопления некоторых водолечебниц и неорганизованного использования самоизливающих из скважин вод в нескольких пунктах.

Экономическую целесообразность использования термальных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна как источника тепла определяет ряд факторов. Прежде всего следует иметь в виду, что наиболее высокотемпературные воды заключены в глубоко залегающих горизонтах, которые не могут дать больших дебитов скважин, а применение вод из водоносных комплексов с более низкой температурой требует либо изменения конструкции нагревательных приборов, либо специального подогрева воды. На очень большой территории эти воды гидравлически связаны с нефтяными и газовыми залежами и добыча их будет вредно влиять на условия разработки нефти и газа. На территории распространения промышленных иодных вод расходование их как источника тепла недопустимо, однако здесь может идти речь о попутном использовании тепла. Вполне вероятно, что разработка промышленных вод не только как сырья для добычи иода, но и как источника тепла повысит экономическую эффективность комплекса предприятий.

Наличие на преобладающей территории бассейна крупных ресурсов газа как в самостоятельных месторождениях, так и добываемого попутно с нефтью, предопределяет нецелесообразность широкого использования термальных вод в этих районах в ближайшей перспективе. Поэтому вопрос использования термальных вод для практических целей должен в каждом отдельном случае обосновываться детальными технико-экономическими расчетами.

Учитывая температуру вод, возможные дебиты скважин, отсутствие залежей нефти, газа и промышленных вод, наиболее перспективными районами возможного использования тепла подземных вод следует считать Ишимско-Омско-Татарский и Колпашевский. В этих районах можно рассчитывать на получение самоизлива по одиночным скважинам из интервала 1500—2000 м, а в районе г. Омска с глубины 2700 м до 1000 м^3 в сутки, а иногда и более, с температурой на устье у г. Ишима 50—55° С, у г. Омска 70—80° С, у г. Татарска 60—65° С и у г. Колпашево 60—70° С. При необходимости получить значительно большие количества воды на ограниченном участке потребуется применение глубинных насосных установок.

Для Западно-Сибирской низменности очень важной проблемой является осушение заболоченных территорий. В южных районах с этим связана возможность существенного расширения сельскохозяйственных угодий. На севере проведение мероприятий по осушению создаст лучшие условия для использования и воспроизводства леса, а также для освоения нефтегазоносных площадей. Однако гидрогеологические условия осушения на территории низменности изучены очень слабо. Первоочередной задачей в связи с этим является разработка общего плана мелиоративных работ для сельскохозяйственных районов и для районов первоочередного промышленного освоения и развертывание гидрогеологических исследований для выяснения условий осушения территорий в разных природных зонах.

Широкое развитие работ по освоению территории Западно-Сибирской низменности и намечаемые масштабы использования подземных и поверхностных вод в народном хозяйстве могут привести к нарушению естественного режима подземных вод. Это обязывает уже сейчас в комплексе гидрогеологических работ вести исследования по оценке возможного влияния на режим подземных вод различных сторон хозяйственной деятельности человека.

Глава 3.

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА (III)

Физико-географические и геологические условия

Равнинные части Средней Азии и Южного Казахстана, объединенные в Туранскую платформенную артезианскую область, располагаются в пределах одноименной эпигерцинской плиты со сложно построенным складчатым палеозойским фундаментом, перекрытым рыхлыми отложениями мезозоя — кайнозоя; на востоке рассматриваемая территория ограничена горной страной Тянь-Шаня, на юге — горами Копетдаг и склонами Парапамиза, на северо-западе — Южным Уралом и Эмбинским тектоническим швом, на северо-востоке — Казахским мелкосопочником, на западе — Каспийским морем.

Рельеф поверхности равнинный с обособленными низкими возвышенностями и глубокими впадинами. Выделяется несколько крупных морфологических элементов рельефа.

Кызылкумская равнина с низкими горными возвышенностями Центрального Кызылкума расположена в междуречье Сырдарьи и Амударьи. Пологоволнистый рельеф равнины в центральной части Кызылкума (Центральный Кызылкум) нарушен низкогорными скалистыми возвышенностями — Букантау, Кульджуктау, Тамдытау и Джетымтау и др., абсолютные отметки которых изменяются от 500 до 600 м, а отдельные вершины достигают высоты 888 м (Тамдытау) и 758 м (Букантау). В западной части равнины расположена обособленная возвышенность — Султануиздаг с абсолютной высотой 473 м.

Большая часть Кызылкумской равнины представлена слабоволнистой поверхностью с общим уклоном от низкогорных возвышенностей в сторону Аральского моря. Абсолютные отметки колеблются от 300 до 60 м. Равнина осложнена бугристо-грядовыми и грядово-ячеистыми формами эолового рельефа, пески закреплены растительностью.

В пределах равнины широко развиты бессточные котловины, дно которых покрыто солончаками с типичной для них растительностью; наиболее известными котловинами являются Мынбулакская, Карагатинская, Итымирская, Улькен-Карасорская с абсолютными отметками дна от —18 до +20 м.

Плато Устюрт четко выделяется на местности благодаря ограничивающим его крутым и чаще обрывистым склонам (чинкам) высотой 40—35 м, а местами свыше 200 м. На востоке плато обрывается к Аральскому морю, дельте Амударьи и Сарыкамышской впадине, на северо-западе — к Прикаспийской равнине. На западе и юго-западе плато ограничено низкогорьями Мангышлака и Туаркыра и прилегающими к ним бессточными котловинами.

Поверхность плато волнистая с чередующимися широкими и пологими валами (Гоклинкуюсы, Карабаур, Актумсук) и обширными покатыми равнинами, в центральных частях которых расположены одноименные бессточные впадины (Ассакеаудан, Барсакельмес, Сам и др.). Абсолютные отметки валов, простирающихся с востока, юго-востока на запад — северо-запад, изменяются от 160 до 236 м, абсолютные отметки дна бессточных впадин изменяются от —20 до +40 м.

Низкие горы Мангышлака состоят из обособленных возвышенностей Восточного и Западного Каратау и Каратаучика с наибольшими высотами свыше 500 м. На юге и севере от Каратау расположены обособленные возвышенности — Северный и Южный Актау с высотами 200—280 м. Туаркыр представляет собой чередование отдельных возвышенностей (абс. отм. до 460 м) и долин временных водотоков и бессточных котловин.

Каракумская равнина расположена между р. Амударьей, плато Устюрт и горами Копет-Даг; она разделяется на Заунгузские и Низменные Каракумы, границей между ними служит цепь небольших бессточных впадин Унгуза, дно которых покрыто солончаками.

Заунгузские Каракумы занимают северо-западную часть пустыни. От плато Устюрт на западе они отделены Верхне-Узбойским коридором, на севере — Хорезмской дельтой р. Амударьи, на востоке — современной долиной р. Амударьи. Для поверхности плато характерны бугристо-грядовые формы рельефа; гряды сложены в большинстве случаев коренными породами, вытянуты, как в Кызылкумах, в направлении, близком к меридиональному. По южной и западной окраинам равнина ограничена крутыми обрывами. На юге она имеет абсолютные отметки 220 м, в северном направлении они снижаются до 100 м.

Преобладающими формами рельефа Низменных Каракумов являются бугристо-грядовые и барханные пески. Основное направление гряд меридиональное, с отклонением до 30°. Характерной чертой Низменных Каракумов является наличие такыров, сложенных с поверхности плотными суглинками.

На юге Низменные Каракумы постепенно переходят в подгорную равнину Копет-Дага, в возвышенные равнины Бадхыз и Карабиль (абс. отм. 900 м), расположенные между реками Мургабом, Тедженом и Амударьей.

Тургайское плато на западе и востоке обрамлено предгорьями Урала и Казахского мелкосопочника, на севере переходит в равнины Западной Сибири, на юге — в столовое плато Северного Приаралья; общее снижение поверхности его происходит с севера на юг от 300 до 150 м. В центральной части плато пересекается меридиональной Убагано-Тургайской долиной, ширина которой достигает 40 км.

Плато Бет-Пак-Дала и равнина — пустыня Муюн-Кум расположены между Таласским Алатау и Каратау на юге и Казахской складчатой областью на севере. Поверхность их плоская, слабоволокнистая, местами расчленена на останцы, имеющие столовый характер (абс. отм. 130—300 м). На севере и востоке плато обрывается крутыми (до 50—60 м) чинками к долине р. Сарысу. С юга оно ограничено склоном, изрезанным речными долинами; характерной особенностью рельефа является наличие эоловых форм.

Климат рассматриваемой территории резко континентальный и засушливый, пустынный. Аридность климата особенно резко проявляется в низменных равнинах, где высокие температуры и огромный дефицит влажности служат основной причиной интенсивного испарения поверхностных и подземных вод. Осадков в равнинной части выпадает в среднем 100 мм/год на юге и 250—300 мм/год на севере.

Основная масса атмосферных осадков выпадает в холодную половину года, в зимне-весенний период, когда величина испаряемости составляет минимум, причем максимум приходится на первые месяцы весны. Осенние осадки, выпадая на иссушенную за лето поверхность равнин, насыщают лишь верхний слой и фактически не доходят до уровня грунтовых вод. Зимой снег выпадает на уже промерзшую почву. Весной в период максимального выпадения осадков почва достаточно увлажнена и на огромных пространствах песчаных пустынь почти вся вода инфильтруется в грунтовые воды. В пределах аллювиальных равнин, сложенных супесчано-суглинистыми породами, вода скапливается на поверхности, образуя временные озера.

Равнинный характер и наличие крупных горных сооружений на юге и востоке Средней Азии способствуют формированию относительно однородного ветрового режима. В летние месяцы в равнинной части Сред-

ней Азии преобладают ветры северного направления, в остальное время северо-восточного.

Температурный режим воздуха непостоянен, годовые и суточные колебания велики. Среднемесячная температура изменяется от 12,3° С на юге до 3° С на севере.

Основным показателем континентальности климата является амплитуда колебания суточных и годовых температур в пределах 40—65° С, сумма относительной влажности воздуха за год варьирует от 30 до 45%. На территории оазисов относительная влажность особенно велика и в дневные часы достигает 50—60%.

Гидрография. Самыми крупными водными артериями являются реки Амударья и Сырдарья, которые берут начало в горах Тянь-Шаня и Памира, проходят по всей Средней Азии в направлении с юго-востока на северо-запад, пересекая пустыни Каракум и Кызылкум, и впадают в Аральское море. Менее многоводны реки Чу, Сарысу, Тургай, Зеравшан, Теджен, Мургаб и др. Многочисленные мелкие реки восточной части Средней Азии и Казахстана, стекая с гор, частично иссякают или теряются в собственных наносах, но наиболее значительная масса их воды идет на орошение.

Аральское море является наиболее крупным водным бассейном, расположенным целиком на территории Туранской плиты. Абсолютные отметки уровня моря 53 м, минерализация воды колеблется от 5 до 9 г/л. Максимальная глубина 38 м. При понижении уровня воды в море часть ее сохраняется в многочисленных отшнурованных эоловыми песками заливах южного и восточного берегов. После высыхания остаточных озер пласты соли заносятся эоловыми песками.

Геологическое строение. В строении Туранской плиты выделяются складчатый фундамент, сложенный сильнодислоцированными и метаморфизованными осадочными и магматическими породами, и осадочный рыхлый чехол. Складчатый фундамент разновозрастный: на северо-востоке Туранской плиты формирование его завершилось в силуре, в центральной части — в карбоне, на западе и юго-западе — в пермо-триасе. Осадочно-метаморфические и магматические породы складчатого фундамента каледонской и герцинской консолидации выходят на дневную поверхность в пределах хребта Каратау и в Центральном Кызылкуме. На западе и юго-западе области породы складчатого фундамента палеозойского и триасового возраста обнажаются в районе горного Мангышлака и отдельных возвышенностей Туаркыра. На остальной территории они залегают на глубинах от сотен до 5000 м, а в Предкопетдагском прогибе до 10 000 м.

Поверхность кристаллического фундамента в погруженной части имеет сложно расчлененное эрозионно-тектоническое строение; согласно классификации А. А. Бакирова (1962 г.), здесь выделяются следующие генетические типы крупных геоструктурных элементов:

I. Области крупных региональных поднятий: 1) выступы складчатого фундамента; 2) погребенные сводовые поднятия складчатого фундамента; 3) погребенные линейно-вытянутые поднятия складчатого фундамента.

II. Области крупных региональных впадин и прогибов: 1) впадины; 2) линейно-вытянутые прогибы.

Выступы складчатого фундамента образуют горы Каратау, Султануиздаг и отдельные горные возвышенности Центрального Кызылкума. Многими исследователями эти выступы рассматриваются как зоны северо-западного и западного погружения складчатых сооружений Тянь-Шаня, сохраняющие его основное простирание с востока — юго-востока на запад — северо-запад. Западнее хребта Султануиздаг погребенные

складчатые структуры фундамента разветвляются: одна ветвь сохраняет тяньшаньское направление — продолжением ее является зона Центрально-Устюртского вала; другая, изменив простирание с северо-западного на меридиональное, приобретает простирание уральской складчатости и образует Амударьинский тектонический вал, являющийся связывающим звеном между Султануиздагом и Южным Уралом. Эта структура, ограниченная разломами — с запада одноименным межзональным (с амплитудой свыше 2000 м), а с востока внутризональным (с амплитудой до 800 м), на поверхности выражена системой отдельных антиклинальных складок в осадочном покрове.

К погребенным сводовым поднятиям складчатого фундамента относятся Каракумское, Карабогазгольское, Нижне-Сырдарьинское и Северо-Аральская система антиклинальных складок. Все эти структуры представляют собой области относительно неглубокого залегания пород складчатого фундамента, испытавшие тенденцию к воздыманию в триасовый и нижне-среднеюрский период, а в последующее время колебательные движения преимущественно отрицательного знака. К погребенным линейно-вытянутым поднятиям складчатого фундамента относятся: Центрально-Устюртский и Амударьинский тектонический валы, Мангышлакская система дислокаций, Бузачинское и Туаркырское.

Наиболее крупными впадинами в фундаменте Туранской плиты являются: Сырдарьинская, или Северо-Кызылкумская, Амударьинская, включая Мургабскую, Северо-Устюртская, Тургайская, Чусарысуйская, Ассакеауданская и сравнительно небольшая Южно-Мангышлакская. К линейно-вытянутым прогибам относятся: Дарьялык-Дауданский, Верхне-Узбойский, Южно-Бузачинский и др.

Рассмотренные геоструктурные элементы Туранской плиты осложнены структурными уступами, расположенными по бортам впадин, и региональными разрывными нарушениями, многие из которых имеют глубинное заложение, длительное и сложное развитие. В настоящее время достоверно установлены следующие зоны глубинных разломов северо-западного простирания (с севера на юг): Каратауская, простирающаяся вдоль северо-восточного склона складчатых сооружений Каратау; Бухаро-Султануиздагская, ограничивающая уступы складчатого фундамента; Репетек-Келифская и Мангышлак-Центрально-Устюртская. Меридиональное простирание имеет Амударьинско-Аральская зона глубинных разломов.

Глубинные разломы раскололи Туранскую плиту на крупные блоки, которые на протяжении платформенного этапа развития территории отличались различной тектонической активностью, что нашло отражение в распределении фаций и мощностей осадочного чехла, вследствие чего в пределах Туранской плиты представляется возможным наметить три структурно-фациальные зоны:

1. Северо-Каратауская зона, ограниченная с юга Каратауским разломом, в пределах которой консолидация фундамента произошла в среднем палеозое. Слабодислоцированная осадочно-эффузивная толща верхов среднего и верхнего палеозоя этой зоны большинством исследователей относится к переходному этапу развития территории от геосинклинального к платформенному (А. И. Дитмар, 1966 г.). Мощность платформенного мезо-кайнозойского чехла, представленного в основном песчано-глинистыми и лагунно-континентальными фациями, не превышает 1200—1500 м и, как исключение, достигает 2000 м (центр Тургайской синеклизы).

2. Кызылкумская зона, границами которой служат на востоке складчатые сооружения Тянь-Шаня, на севере и северо-востоке Каратауский выступ и Нижне-Сырдарьинский свод, на западе Амударьин-

ский тектонический вал, на юго-западе и юге Предкызылкумский разлом. Формирование фундамента этой зоны завершилось в конце карбона. Максимальная мощность осадочного чехла, представленного песчано-глинистыми и в меньшей мере карбонатными и галогенными отложениями преимущественно континентально-морского и морского генезиса, достигает 2500 м, а в Аральской впадине по данным геофизики превышает 3000 м.

3. Устюрт-Каракумская зона, ограниченная на юге системой альпийских складчатых сооружений Копетдага и северных склонов Парапамиза, на севере — Южно-Эмбинским тектоническим швом. Толща отложений пермо-триаса относится к переходному этапу развития от геосинклинали к платформе. На юго-западе она участвует в строении фундамента, являясь его верхним структурным ярусом. Максимальная мощность осадочного покрова (без пермо-триаса), представленного галогенно-карбонатными и песчано-глинистыми отложениями преимущественно морского и лагунного генезиса, достигает 5000 м.

Гидрогеологическое расчленение геологического разреза

Разнообразные условия скопления и циркуляции, гидрохимии и динамики подземных вод в различных литологических формациях мезозоя и кайнозоя в сочетании со структурным строением территории позволили выделить в разрезе чехла и фундамента три гидрогеологических этажа — верхний, средний и нижний. Верхний и средний гидрогеологические этажи разграничены региональным водоупором, представленным мощной толщей (100—400 м и более) глин палеогена (эоцен-олигоцена). Этот водоупор имеет почти повсеместное распространение и отсутствует лишь на поднятиях (Туаркыр, Мангышлак, Центральный Кызылкум, Нижне-Сырдарьинский свод и т. д.) и вблизи обрамляющих плиту складчатых сооружений.

Верхний гидрогеологический этаж, приуроченный к часто переслаивающимся не выдержанным по простиранию континентальным, реже морским отложениям четвертичного, неогенового и верхнего палеогенового возраста, характеризуется распространением грунтовых и слабонапорных подземных вод, гидравлически взаимосвязанных между собой.

Средний гидрогеологический этаж залегает ниже регионального водоупора, в толще морских, лагунных и континентальных осадков нижней части палеогена, мела и юры, отличающихся сравнительно выдержанными по простиранию водонасыщенными и водоупорными отложениями. В них широко распространены межпластовые артезианские воды. Выделяются еще два региональных водоупора, не имеющих повсеместного распространения: 1) мергельно-меловой водоупор верхнемелового возраста (сенон), мощность которого достигает 250—300 м, распространен в западной половине Устюрт-Каракумской структурно-фациальной зоны; 2) водоупор верхнеюрского возраста, представленный мощной соленосной толщей гаурдакской свиты (более 2000 м), распространен в юго-западной и восточной частях той же структурно-фациальной зоны. Кроме того, на отдельных участках в восточной и центральных частях Туранской плиты распространен нижнетуронский алевролито-глинистый водоупор мощностью от 50 до 450 м.

В нижнем гидрогеологическом этаже подземные воды представлены грунговыми и напорными, развитыми в зоне трещиноватости, закарстованности и тектонической раздробленности как метаморфизованных палеозойских, так и в меньшей степени метаморфизованных мезозойских пород (триас).

Распространение гидрогеологических этажей в различных геоструктурных условиях, дифференциация складчатого фундамента на крупные обособленные впадины и разделяющие их выступы, связанные с нею различия литолого-фациального состава позволяют выделить в пределах Туранской плиты различные бассейны подземных вод — артезианские, бассейны трещинных и трещинно-пластовых вод различных порядков.

В пределах Туранской плиты выделяются следующие водоносные горизонты, комплексы и зоны трещиноватости.

Подземные воды верхнего гидрогеологического этажа

Водоносный горизонт современных морских отложений распространен в пределах Приаральской и Прикаспийской прибрежных равнин. Водовмещающими породами являются мелкозернистые загипсованные пески, чередующиеся с прослоями каменной соли и глин. Мощность песков не превышает 15 м. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 0,5 до 10 м. В прибрежной полосе воды находятся очень близко от дневной поверхности, местами выклиниваются, образуя заболоченные участки и соленые озера. Минерализация грунтовых вод высокая — от 15 до 100 г/л и выше, по составу воды хлоридные натриевые и хлоридные магниево-натриевые Местами на соленых водах формируются линзы пресных вод, способные обеспечить водоснабжение небольших населенных пунктов. Дебит отдельных скважин не превышает 0,4 л/с при понижении 1,5—4,0 м.

Водоносный горизонт эоловых отложений установлен в пределах крупных песчаных массивов: на плато Устюрт (Сам и Матайкум), в районе Южного Мангышлака (Каранжарык, Саускан, Бастанкум и др.), в Северном Приаралье (Приаральский Каракум, Большие и Малые Барсуки), на Тургайском плато (Аккумы) и др. Мощность водонасыщенной части песков изменяется от 0,5 до 15—20 м. Глубина залегания грунтовых вод в межгрядовых понижениях колеблется от 0,5 до 5 м. Воды пресные, реже солоноватые, минерализация не превышает 1 г/л, лишь по периферии песчаных массивов и на участках разгрузки подземных вод она повышается до 5 г/л, а на Устюрте до 15—30 г/л. Химический состав грунтовых вод изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного натриевого до хлоридно-сульфатного натриевого.

Производительность скважин и колодцев варьирует от 0,5 до 5, реже до 10 л/с при понижении 1—5 м. Питание грунтовых вод осуществляется путем прямой инфильтрации атмосферных осадков и, возможно, за счет процессов конденсации. В районе Мангышлака пополнение запасов подземных вод происходит круглый год за счет погребенного снега, захороненного в зимнее время эоловыми песками.

Водоносный горизонт аллювиальных верхнечетвертичных и современных отложений распространен в пределах поймы первой и второй террас рек Амударьи, Сырдарьи, Мургаба, Теджена, Зеравшана и пойм Сарысу, Убогана, Иргиза, Чу, Тургая и др. Водоносными являются пески, галечники, гравийники и супеси, чередующиеся с суглинками и глинами. Общая мощность водоносных пород колеблется от 10 до 65 м. Глубина залегания уровня грунтовых вод в пределах пойм и первой террасы от 1 до 5 м, на второй террасе — до 10 м.

Качество грунтовых вод отличается значительным разнообразием и изменчивостью во времени. Весной в период усиленного таяния снеж-

ного покрова и обильного выпадения дождей, а также при разливах рек грунтовые воды опресняются и имеют минерализацию менее 1 г/л. В летний же период при исключительно высоком дефиците влажности воздуха и близком залегании уровня грунтовых вод происходит усиленное испарение с их поверхности и концентрация солей в водоносном горизонте. В поймах рек развиты слабоминерализованные (до 1 г/л) гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и кальциево-натриевые воды. В пределах первой и второй террас минерализация увеличивается до 5—10 г/л, а по химическому составу воды хлоридно-сульфатные натриево-магниевые и хлоридные натриевые.

На участках замедленной циркуляции или близкого залегания уровня к поверхности минерализация достигает 40—70 г/л, а состав вод изменяется от хлоридно-сульфатного магниево-натриевого до хлоридного натриево-магниевого. Удельный дебит колеблется от 0,3 до 15 л/с. Коэффициент фильтрации варьирует от 0,7 до 27,4 м/сут.

Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиальных отложений развит в пределах Тургайского артезианского бассейна в долинах рек Убогана, Тургая, Иргиза и Жиланчика. Водосодержащие породы залегают на песчано-глинистых образованиях плиоцена, миоцена и олигоцена, а также на водоупорных породах чеганской свиты и только в переуглубленных участках долин на опоках, песчаниках и песках эоцена. Представлены они в нижней части в основном разнозернистыми песками с прослоями глин и суглинков; в верхней части суглинками и супесями с подчиненными прослоями песков. Глубина залегания вод 1,5—8,0, реже 10—15 м. Общая мощность обводненного аллювия обычно не превышает 5—9 м. Воды, как правило, грунтовые, на отдельных участках, где имеется чередование водопроницаемых и водоупорных пород, наблюдаются небольшие напоры (до 2,0—9,0 м). В верховьях долин и на прирусловых участках воды, как правило, пресные и слабосолоноватые с минерализацией 1—5 г/л, гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные натриевые и кальциево-натриевые. В средних и нижних течениях рек, где в руслах обнажаются соленосные глины чеганской свиты, воды соленые с минерализацией 3—10 г/л, на отдельных участках встречаются рассолы до 35—70 г/л, по составу воды здесь хлоридно-сульфатные и хлоридные натриевые. Удельные дебиты изменяются от 0,02 до 0,1 л/с, реже составляют 0,4—0,6 л/с.

Водоносный горизонт нижне- и среднечетвертичных аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений распространен в пределах Сырдарьинского и Чу-Сарысуйского артизанских бассейнов.

Верхняя часть водоносных пород представлена тонко- и мелкозернистыми песками и песчаниками, нижняя — глинистыми и алевролитистыми песками и песчаниками с прослоями глин; в долине р. Чу водоносными являются разнозернистые пески с прослоями суглинков и глин, их мощность в среднем составляет 80—100 м. Глубина залегания грунтовых вод непостоянна и изменяется от 2,5 до 50 м, максимальная глубина отмечена в пустыне Кызылкум.

Минерализация подземных вод 1—5 г/л, на отдельных участках она превышает 50 г/л. По составу воды сульфатно-хлоридные натриево-магниевые, гидрокарбонатные натриево-магниевые и хлоридно-сульфатные натриевые. Аллювиально-пролювиальные галечники предгорных равнин Каратау, залегающие на глубине более 100 м, содержат пресную сульфатно-гидрокарбонатную кальциевую воду с минерализацией 0,3—0,8 г/л.

Коэффициенты фильтрации песков в зависимости от их крупности и примеси пылеватых частиц колеблются от 1—4,9 до 10—30 м/сут. Удельные дебиты скважин соответственно увеличиваются от 0,01 до 4 л/с.

Водоносный горизонт нижнечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных отложений распространен только в Чу-Сарысуйском артезианском бассейне, в пределах четвертой террасы рек Чу и Талас, занимающей два небольших участка на юго-востоке и северо-западе массива песков Муюнкум. Водовмещающими породами являются преимущественно мелкозернистые пески с конкрециями песчаников. Мощность обводненных пород колеблется от 25—40 до 100 м. Глубина залегания подземных вод на северо-западном участке равнины 35—70 м, на юго-восточном 7—100 м. Минерализация воды 0,3—1,0, реже 10 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Наиболее распространены удельные дебиты от 0,1 до 0,5 л/с. На юго-востоке коэффициенты фильтрации достигают 6—10, местами 20 м/сут, в то время как на северо-западном участке пески оказываются более пылеватыми и глинистыми, коэффициенты фильтрации их не превышают 3 м/сут.

Водоносный комплекс нерасчлененных четвертичных аллювиальных отложений, представленный накоплениями пра-Амударьи, перекрытыми к востоку от Ашхабада аллювиальными отложениями пра-Теджена и пра-Мургаба, распространен в Амударьинском артезианском бассейне. Этот комплекс сложен толщей разнозернистых песков с прослоями гравия, суглинков, супесей и глин и заключает мощный поток подземных вод, вскрываемый на глубине 10—30 м и меющий общий уклон с востока на северо-запад, в сторону Каспия. Мощность толщи в центральной части бассейна превышает 300 м, к периферии уменьшается до нуля (Узбой). Глубина залегания вод 20—30 м, в бессточных котловинах до 1—3 м. Воды грунтовые, минерализация их возрастает по мере удаления от долины р. Амударьи от 0,5 до 10—15 г/л. В этом же направлении происходит изменение химического состава вод от сульфатно-гидрокарбонатного и сульфатно-хлоридного кальциевого и магниевого до хлоридного натриевого. В вертикальном разрезе с глубиной происходит увеличение минерализации воды от 15—30 до 50 г/л. В основном это воды со свободной поверхностью, лишь местами глинистые прослои в песках создают напоры в несколько метров.

В междуречьях Теджена и Мургаба, Амударьи и Мургаба, на границе с Юго-Восточным Заунгузьем и на крайнем западе развиты значительные по площади линзы пресных вод, плавающие на соленых и содержащие воду с минерализацией 1—3 г/л. В настоящее время наиболее изученными являются Ясханская, Чильмамедкумская и Черкезлинская линзы, за счет которых решена проблема водоснабжения Небит-Дага и других населенных пунктов.

В Черкезлинской линзе пресные воды с минерализацией до 1 г/л распространены на площади 400 км². Контур пресной воды вытянут широтно на 30 км при ширине до 14 км с уклоном 0,0005. Глубина до воды 13—90 м при мощности до 30 м. Мощность некоторых линз определяется в 30—80 м.

Вдоль периферии предгорной равнины на границе с песками формируются естественные и искусственные («чирлевые») пресные линзы различных размеров, эксплуатируемые многими колодцами Кроме того, в Низменных Каракумах встречаются небольшие по площади подтакырные линзы пресных вод мощностью до 20 м. Удельные дебиты колеблются от сотых долей до 0,3 л/с, родники имеют расходы 0,2—0,4 л/с.

Водоносный комплекс четвертичных делювиально-пролювиальных отложений распространен в предгорьях Копетдага, на северо-восточных склонах хр. Каратау и на Мангышлаке. Конусы выноса крупных долин Копетдага, сливающиеся на равнине и верховьями уходящие в известняковые хребты, представляют собой мощные скопления рыхлого обломочного материала и содержат обильные пресные или солоноватые воды с минерализацией от 0,3 до 3,5 г/л, преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные пестрого катионного состава, питаемые как поверхностными, так и водами коренных пород. В области развития глинистых и карбонатно-глинистых отложений при большом количестве мелкозема характеризуются плохой водоотдачей — воды соленые (до 10 г/л и даже до 50 г/л), по химическому составу сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные.

На северо-восточных склонах хр. Каратау делювиально-пролювиальные отложения представлены галечниками и песками. Глубина залегания уровня грунтовых вод в районе хр. Каратау измеряется десятками метров. В полосе перехода конусов выноса на равнину грунтовые воды выклиниваются в понижениях рельефа, образуя заболоченные участки и родники с расходами от десятых долей до 1—12 л/с. В зоне выклинивания воды имеют минерализацию 0,8—3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и сульфатно-хлоридный натриевый.

В межгорных долинах Мангышлака и в овражной сети предчинковой полосы плато Южного Мангышлака и Тюбкараганда делювиально-пролювиальные отложения представлены песчано-глинистыми и щебнистыми разностями с включениями галечников и валунов мощностью 10—20 м. Подземные воды вскрыты колодцами на глубинах 0,5—10 м. В отдельных местах, где сверху залегают глинистые отложения, подземные воды приобретают местный напор. На конусах выноса наблюдается выход родников. Минерализация вод от 0,8 до 5 г/л. По составу они сульфатно-хлоридные натриевые, кальциевые, реже гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. Дебит колодцев изменяется от 0,2 до 2 л/с.

Водоносный комплекс морских неогеновых отложений. Гидрогеологические условия мощной толщи неогеновых отложений существенно различаются в разных районах. Водовмещающие породы — пески, песчаники, конгломераты, известняки, известняки-ракушечники.

В предгорных районах отдельные горизонты неогена обладают хорошими фильтрационными свойствами, но водосборные площади их незначительны.

С водоносным комплексом морского неогена в зоне свободного водообмена связан ряд небольших источников в предгорьях, вытекающих из акчагыльских или сарматских отложений. Неогеновые отложения богаты растворимыми солями. В акчагыле встречаются залежи галита, гипсов, тенардита. Залежи гипса известны также в караганском горизонте и т. д., в связи с этим воды неогеновых отложений часто соленые, однако минерализация вод колеблется в широких пределах. В хорошо промытых песках и галечниках акчагыла или апшерона встречаются пресные и слабосолоноватые воды до 0,8—2,0 г/л (в районе Казанджика) разнообразного химического состава. Чаще всего это сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные воды, в катионном составе преобладают ионы Ca и Na, встречаются воды и с преобладанием иона Na. Коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ почти для всех вод, вскрытых скважинами на предгорной равнине Западного Копет-Дага, значительно превышает 0,87, что указывает на инфильтрационный их генезис. Возможно подпитывание вод акчагыла и апшерона водами меловых отложений.

В сарматских отложениях и в среднем миоцене преобладают соленые воды хлоридно-сульфатные натриевые инфильтрационного генезиса, зоны затрудненного водообмена изучены слабо. Они вскрыты рядом скважин в Бами-Коджинском районе и на Кызыларватской структурной перемычке. Это сильносоленые и рассольные воды с минерализацией 60 г/л и более. Хлоридные натриевые, ионы сульфатов или вовсе отсутствуют или встречаются в небольшом количестве, но присутствуют иод и бром, отмечается повышенное содержание свинца и цинка.

Водоносный комплекс отложений плиоцена изучен в пределах Тургая, обширных равнин Кызылкума, Заунгузских Каракумов, долины р. Кашкадарьи и Муюнкумов. Водовмещающими породами являются пески и песчаники, гравийники, галечники, реже алевролиты.

На территории Центрального, Юго-Восточного Кызылкума и Заунгузских Каракумов, разделенных р. Амударьей, водовмещающими породами являются среднеплиоценовые пески и песчаники, переслаивающиеся с мергелистыми глинами, конгломератами с глинистой галькой и алевролитами, и верхнеплиоценовые пески и песчаники. На остальной территории Кызылкума водоносными являются пески и песчаники с редкими прослоями глин, относящиеся к верхнему плиоцену.

В пределах рассматриваемых равнин этот комплекс залегает первым от поверхности. Мощность водонасыщенной части разреза колеблется от 40 до 120, реже 200 м. Глубина залегания грунтовых вод в Кызылкуме колеблется от 10 до 20 м и, как исключение, 50 м севернее хр. Букантау; в Заунгузских Каракумах она изменяется от 10 до 70 м, увеличиваясь с севера на юг в сторону унгузских бессточных котловин. Непосредственно в котловинах уровень залегает на глубине 0—10 м.

Минерализация грунтовых вод на севере Кызылкума в условиях песчаного разреза водосодержащих пород изменяется от 0,3 до 3, реже 5 г/л. По составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-магниевые, иногда хлоридные и сульфатные натриево-кальциевые и кальциево-магниевые. Удельный дебит изменяется от 0,4 до 2,5 л/с. На юге в условиях неоднородного песчано-глинистого разреза наибольшим распространением пользуются хлоридные натриевые воды с минерализацией 10—50 г/л.

В пределах восточной части Заунгузских Каракумов выявлена крупная линза пресных вод мощностью от 2 до 30 м, состав воды гидрокарбонатный натриевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. В северой его части развита несколько меньшая по размерам Балкуинская линза пресных вод, дебит одиночных скважин составляет 2—8 л/с при понижении соответственно 2,5—6 м. Коэффициент фильтрации изменяется от 5 до 14 м/сут.

В бассейне р. Кашкадарьи плиоценовый водоносный комплекс приурочен к галечникам, гравийникам, пескам и песчаникам, залегающим в виде прослоев и линз в мощной (до 600 м) алевролито-глинистой толще. Мощность водовмещающих пород изменяется от 20 до 60 м, глубина залегания кровли их варьирует от 50 до 240 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 5—30 м ниже поверхности земли, изредка на 2—3 м выше. Минерализация вод на большей площади не превышает 1 г/л, по составу они гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, причем в верхних водоносных прослоях местами распространены сульфатные кальциевые и хлоридно-сульфатные магниевые воды с минерализацией до 3 г/л. Общее увеличение минерализации до 5 г/л и более происходит к западу. Расход скважин колеблется от 0,2 до 10 л/с при понижении пьезометри-

ческого уровня соответственно от 2 до 60 м. Удельный расход изменяется от 0,15 до 0,8 л/с.

В Тургайском артезианском бассейне водоносный комплекс плиоцена широко распространен. В северо-восточной части бассейна он приурочен к мощной толще песков и супесей, переслаивающихся с тяжелыми суглинками делювиально-пролювиального генезиса (жиландинская свита до 60 м); на севере к карбонатным суглинкам и супесям с прослоями песков озерно-аллювиального генезиса (кустанайская свита от 5—10 до 20 м); в центральной части бассейна — к разнозернистым, часто гравийным пескам и супесям пролювиально-аллювиального генезиса (катпаганская свита до 25 м); подстилающим водоупором служат глины миоцена. Воды безнапорные, залегают на глубине 1,5—18 м. Минерализация их изменяется от 1—3 до 5—10 г/л, а состав от гидрокарбонатных кальциевых и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридных до хлоридно-сульфатных натриевых и хлоридных натриевых. Удельные дебиты скважин составляют 0,01—0,1 л/с.

Водоносный комплекс отложений миоцена выделяется на равнине Муюнкум, в Северном Приаралье и на плато Устюрт.

На равнине Муюнкум водоносными являются прослои грубых и разнозернистых песчаников и гравелитов в толще глин. Мощность водосодержащих пород изменяется от 0,5 до 10 м. В предгорьях глубина залегания подземных вод составляет 2,5—40 м, а пьезометрические уровни устанавливаются на отметках 1—20 м и ниже поверхности земли. Минерализация подземных вод составляет 0,8—10 г/л в предгорьях и 1,2—19 г/л на равнине. Химический состав изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого и хлоридно-сульфатного натриево-кальциево-магниевого до хлоридного натриевого. Дебиты скважин в предгорьях колеблются в пределах 0,3—4,2 л/с при понижении 6—33 м, на равнине дебиты не превышают 1 л/с при понижении 2—5 м.

В Северном Приаралье водоносный горизонт приурочен к песчаным отложениям аральской свиты, мощность которых достигает 20 м; минерализация воды от 1 до 3 г/л, постепенно увеличиваясь в южном направлении, и в месте сочленения с плато Устюрт достигает 12 г/л; дебиты скважин 0,5—3 л/с при понижении 3—8 м.

На плато Устюрт и в районе Мангышлака водоносными являются песчаники, трещиноватые и раскарстованные известняки, гипсы, чередующиеся с мергелистыми глинами бурдигальского и тортонского ярусов, и трещиноватые и раскарстованные известняки с прослоями доломитизированных известняков, мергелей и загипсованных глин сарматского яруса.

Водоносный комплекс залегает первым от поверхности. Общая мощность водонасыщенной части разреза увеличивается от структурно приподнятых участков к впадинам от 5—20 до 140 м. Аналогичным образом изменяется глубина залегания уровня грунтовых вод от 100—50 м на возвышенностях до 2—20 м на участках, прилегающих к бессточным котловинам Барсакельмес, Ассакеаудан и Сам.

Резкое увеличение глубины залегания и абсолютного уклона происходит на участках, прилегающих к Сарыкамышской и Аральской впадинам и бессточным котловинам Мангышлака и Туаркыра.

На водоразделах в толще сарматских известняков развиты воды с минерализацией 3 г/л, ниже по потоку минерализация последовательно возрастает, достигая 12—15 г/л в областях разгрузки. Для всей водоносной толщи характерно возрастание минерализации с глубиной. В нижних частях разреза миоцена минерализация изменяется от 5—7 до 50 г/л. Химический состав подземных вод изменяется с увеличением плотного остатка от сульфатно-хлоридного кальциевого с равнознач-

ным содержанием натрия и магния до сульфатно-хлоридного натриевого и хлоридного натриевого. Водообильность отложений с глубиной уменьшается, а в общем весьма неустойчива. При откачке из сарматских известняков расход изменялся от 0,2 до 14 л/с при понижении 7—12 м, из нижних горизонтов тортона расход составил 0,15—0,8 л/с при понижении 2—21 м, как исключение — 6—7 л/с при понижении 2,5 м. Коэффициенты фильтрации изменяются от 1,5 до 35 м/сут.

Водоносный комплекс нерасчлененных отложений миоцен-олигоцена изучен на территории Северного Кызылкума, где приурочен к красноцветным песчаникам, которые в пределах Центрального Кызылкума и в Южном Приаралье почти полностью замещаются плотными алевролитами и глинами, лишь с отдельными песчаными прослоями и линзами. На правобережье среднего течения р. Сырдарьи водоносные породы залегают первыми от поверхности, а на остальной территории — под плиоценовым либо четвертичным водоносным комплексом. Мощность водосодержащих пород уменьшается с севера на юг от 140 м в Северном Кызылкуме до 35 м. На правобережье р. Сырдарьи глубина залегания колеблется от 40 м на водоразделах до 5 м в понижениях, в пределах северной части Кызылкумской равнины она примерно составляет 80—120 м, а на структурно приподнятых участках — 20 м. В Центральном Кызылкуме водоносные прослои встречаются в интервале 60—200 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 10—15 м, а в бессточных котловинах на 3—5 м выше устья скважин. Минерализация вод изменяется в вертикальном разрезе от 0,6 до 15 г/л. По химическому составу наибольшим распространением пользуются хлоридно-сульфатные натриевые и натриево-магниевые воды и лишь в областях питания гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые. Дебиты скважин не превышают 2,8—3,2 л/с при понижении 10—15 м. Расходы воды в колодцах обычно составляют 0,1—0,5 л/с.

Водоносный комплекс отложений олигоцена имеет широкое распространение в пределах Чу-Сарысуйского, Тургайского, Северо-Аральских и Центрально-Кызылкумских артезианских бассейнов. Водовмещающими породами являются пески, гравий и галечник, переслаивающиеся по простиранию с глинами. Мощность водоносных прослоев от 10 до 50 м. В артезианских бассейнах Северного Приаралья в толще глин насчитывается до четырех прослоев мелкозернистых песков мощностью 3—10 м каждый. В краевых частях бассейнов воды грунтовые, по мере погружения вод под водоупор неогеновых глин они приобретают напор. Глубина залегания уровня воды изменяется в зависимости от рельефа: на водоразделе она составляет 15—40 м, на склонах уменьшается до 2—10 м.

В краевых частях Чу-Сарысуйского бассейна глубина до воды колеблется от 0,7 до 20 м, по мере удаления к центральным частям кровля погружается до глубины 80 м, уровень воды устанавливается на глубине 1,5—48 м от поверхности земли; единичными скважинами вскрываются самоизливающиеся воды с пьезометрическим уровнем до 13 м.

Минерализация воды изменяется в зависимости от гранулометрического состава пород и их промытости от 0,5—1 до 3—5 г/л, реже до 5—10 и более 10 г/л, в Центральном Кызылкуме до 30 г/л. В предгорьях и в районах открытых структур минерализация воды изменяется в течение года, достигая минимума в весенний период. Состав вод в зависимости от минерализации — от гидрокарбонатно-хлоридного и гидрокарбонатно-сульфатного, реже хлоридно-гидрокарбонатного и сульфатно-гидрокарбонатного до хлоридного натриево-магниевого и хлоридного натриевого.

Дебиты скважин не превышают 2,8—3,2 л/с при понижении уровня на 10—15 м, расходы воды в родниках и колодцах обычно составляют 0,1—0,5, иногда до 1—5 л/с.

Подземные воды среднего гидрогеологического этажа

Водоносный комплекс отложений эоцена установлен в пределах Северо-Аральской группы артезианских бассейнов, Тургайском, Чусарысуйском бассейнах и Карагатинском бассейне Центрального Кызылкума.

В Чусарысуйском бассейне водовмещающими породами, залегающими под чеганским водоупором (глины верхнего эоцена), являются пески преимущественно мелко- и тонкозернистые, иногда крупнозернистые до гравелистых, рыхлые песчаники, алевролиты и алевриты, чередующиеся с прослоями и линзами глин. Увеличение крупнозернистых фракций происходит в южном направлении. Суммарная мощность прослоев водоносных отложений в отдельных частях района различна и изменяется от нескольких метров на севере и северо-востоке до 30—70 м на юго-западе (Сузакская впадина). Глубина залегания кровли изменяется от 3—10 м у северной границы района, где воды имеют свободную поверхность, до 300—600 м в юго-западной его части, где воды напорные (Сузакская впадина). Общее падение пьезометрической поверхности происходит от горного обрамления Каратау к северной части плато от 140 до 70 м, где отмечена открытая разгрузка подземных вод через маломощный перекрывающий водоупор. Дебит фонтанирующих скважин варьирует от 5 до 16 л/с при понижении 8—14 м и испытывает изменения во времени. Минерализация вод отложений эоцена увеличивается по мере удаления от горного обрамления Каратау от 1 до 2—3 г/л в области открытой разгрузки. По химическому составу воды относятся к хлоридным натриевым или сульфатно-хлоридным натриевым. На отдельных участках пресные воды имеют гидрокарбонатный натриевый состав. Газовый состав изменяется от кислородно-азотного до азотно-сероводородного. На отдельных участках отмечены аномальные повышения температуры воды, достигающие 26—28° С, $k_{ср}$=0,4—1,2 м/сут.

В пределах Тургайского артезианского бассейна водоносный комплекс эоцена распространен в краевых частях района, где сложен песками и песчаниками с прослоями глин, опок и мергелей. На большей же части района водоносный комплекс отсутствует, так как породы эоцена представляют собой мощную (до 200 м) и практически водоупорную толщу мергельных глин с маломощными прослоями алевритов и песков, содержащих воды спорадического распространения.

Мощность водовмещающих пород комплекса изменяется от 2 до 50 м и более. Глубина залегания кровли (подошвы глин чеганской свиты) возрастает от краевых частей плато к центру его от 50 до 150 м. Общее погружение до глубины 300 м происходит в сторону Аральского моря. Пьезометрический уровень устанавливается в краевых частях района на глубине 40—100 м и более, в центральных частях — превышает поверхность земли. По отдельным скважинам удельные дебиты достигают 1 л/с. Воды с минерализацией до 1—3 г/л распространены на участках неглубокого залегания комплекса и на северо-западе Тургайского бассейна, в долинах рек и в предгорьях Урала. На остальной территории преимущественное развитие получили воды с минерализацией 10 г/л и более, по химическому составу воды хлоридно-сульфатные натриевые и магниевые, $k_{ср}$=0,5—1 м/сут.

В пределах Северо-Аральской группы артезианских бассейнов пески и песчаники водоносного комплекса отложений эоцена обнажа-

ются по восточному склону южной части Урала (Мугоджар), по берегу Аральского моря и в осевых частях отдельных положительных структур, вскрываются на глубине 20—30 м в сводах почти всех положительных структур и погружаются до 200 м и более в прогибах; воды напорные. Большая часть скважин фонтанирует, удельный дебит их от 0,1 до 2—2,5 л/с. Максимальное превышение пьезометрического уровня над поверхностью земли составляет 15 м. Снижение пьезометрической поверхности происходит в сторону Аральского моря (от 20 до 80 м) и на юго-запад, в сторону Северо-Устюртского артезианского бассейна, до 120 м и менее. Минерализация вод отложений комплекса составляет 1—2 г/л в непосредственной близости к склонам Урала и 7—10 г/л и более в центральной и восточной частях артезианского бассейна. По составу воды преимущественно хлоридно-сульфатные натриевые, $k_{ср}$=0,5—2,5 м/сут.

В Центральном Кызылкуме водоносный комплекс отложений эоцена вскрыт в пределах Карагатинского артезианского бассейна, где он представлен мелкозернистыми кварцево-слюдистыми песками или слабо сцементированными песчаниками среди толщи глин мощностью от 10 до 40 м. Залегает он на глубинах от 45 до 275 м. Содержит напорные воды. Некоторые скважины дают самоизливающиеся воды с расходом от 10—15 до 50 л/с. По зонам тектонических разломов и трещинам в кровле палеогеновых глин подземные воды выклиниваются, образуя серию источников, гидравлически связанных с водоносным горизонтом отложений верхнего эоцена. Дебиты таких источников различны — 0,1—1—3 л/с. Минерализация воды 3—8 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриевый, $k_{ср}$=0,8—4 м/сут.

Водоносные комплексы в отложениях мела широко развиты на всей территории Туранской плиты. Однако детальность их изученности в отдельных артезианских бассейнах различна. В зависимости от полноты стратиграфического разреза и условий залегания водовмещающих пород в артезианских бассейнах выделяются следующие водоносные комплексы: в Чу-Сарысуйском и Тургайском бассейнах — нерасчлененный водоносный комплекс отложений мела; в группе Северо-Аральских, Сырдарьинском, Устюртском и Амударьинском бассейнах — водоносные комплексы отложений нижнего и верхнего мела, в Центральном Кызылкуме — водоносный комплекс отложений верхнего мела.

В Чу-Сарысуйском и Тургайском артезианских бассейнах водоносный комплекс отложений мела приурочен к мелкозернистым песчаникам и пескам, чередующимся с глинами и алевролитами, реже с глинистыми известняками. На склонах горно-складчатых сооружений вблизи выходов складчатого фундамента и в сводах глубокоэродированных антиклинальных структур подземные воды со свободной поверхностью залегают на глубине 1—50 м, в центральных же частях бассейнов кровля водоносного комплекса вскрывается на глубинах от 500—600 до 800—900 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 5—30 м от поверхности земли, а в пределах Тургайского бассейна получены самоизливающиеся воды с избыточным напором в несколько десятков метров. Уменьшение пьезометрических уровней происходит от периферии артезианских бассейнов к их центрам при общем снижении на юг к Аральскому морю от 200—180 до 60—55 м и менее; в краевых частях районов развиты пресные и солоноватые воды с минерализацией 1—5 г/л сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые.

В Чу-Сарысуйском артезианском бассейне с погружением комплекса минерализация воды возрастает до 4 г/л, на Тургайском плато до 25—30 г/л, достигая в отдельных точках 50—60 г/л; в краевых частях Тур-

гайского артезианского бассейна установлен инверсионный гидрохимический разрез — соленые воды с минерализацией 15—17 г/л сменяются ниже значительно менее минерализованными (7—8 г/л); с увеличением минерализации существенных изменений в химическом составе подземных вод не наблюдается, воды с минерализацией свыше 10 г/л имеют хлоридный натриевый состав, $k_{ср}$=0,02—0,4 м/сут.

Весьма показательна температура подземных вод, увеличивающаяся с глубиной и достигающая в отдельных скважинах 29—32° С, а в Чу-Сарысуйском бассейне до 50° С. Состав газов в краевых частях этих районов азотно-кислородный, с глубиной превалирует азот и в меньшей мере сероводород. Водообильность пород комплекса весьма неравномерна, в большинстве случаев невелика. Удельные дебиты скважин в Тургайском бассейне, как правило, от десятых до тысячных долей литра в секунду и лишь в отдельных случаях достигают 3—4 л/с.

Водоносный комплекс верхнего мела в группе Северо-Аральских артезианских бассейнов приурочен к мелко- и среднезернистым пескам сантон-турона, выходящим на поверхность в бортовых частях района и ядрах положительных структур.

К центральным частям бассейнов и на юг — в сторону Аральского моря и плато Устюрт комплекс погружается до 500—700 м. В этих же направлениях происходит увеличение напора подземных вод, созданию которого способствует глинистый водоупор, повсеместно залегающий в кровле комплекса. Минерализация вод вблизи выходов комплекса не превышает 1—3 г/л, а в центральных частях бассейнов увеличивается до 10—15 г/л; удельные дебиты скважин от 0,1 до 1,5—1,8 л/с, при самоизливе скважины имеют дебиты от 8—10 до 30 л/с, $k_{ср}$=0,03—0,2 м/сут.

Водоносный комплекс верхнего мела в Сырдарьинском артезианском бассейне приурочен к отложениям сенон-турона и сеномана, представленным мелкозернистыми песчаниками, известняками и песками с прослоями глин и алевролитов. Суммарная мощность водовмещающих пород изменяется от 100 до 200 м. В кровле залегает мощная толща глин палеогена. Максимальное погружение кровли до абс. отм. 1000 м отмечается на левобережье р. Сырдарьи, на остальной территории она имеет абс. отм. от 50 до 400 м. Общее падение абсолютного значения пьезометрического уровня происходит с востока на запад — северо-запад от хр. Каратау к Аральскому морю от 350 до 60 м. Во всех скважинах статические уровни устанавливаются на 15—40 м выше поверхности земли. Производительность самоизливающих скважин составляет 5—25, реже 60 л/с; удельный дебит колеблется от 0,2 до 1,4 л/с. На востоке артезианского бассейна минерализация воды 0,6—0,7 г/л. По составу воды гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые. По направлению снижения пьезометрического уровня пресные воды (1 г/л) гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые постепенно сменяются солоноватыми (от 2—3 до 5 г/л) хлоридно-сульфатными и хлоридными натриевыми.

В районах Джусалинского поднятия и побережья Аральского моря минерализация воды составляет 1,4—2,6 г/л, а в непосредственной близости от Амударьинского тектонического вала она достигает 3—5 г/л. По составу воды здесь преимущественно хлоридно-сульфатные натриевые. Вода содержит азот и в меньшей степени кислород. В районах разломов увеличивается количество кислорода, а температура при глубине залегания кровли 200—300 м изменяется от 24 до 37° С. Аномальные повышенные температуры приурочены к ограниченным площадям, обрамляющим зоны разломов, $k_{ср}$=0,5—8 м/сут.

В пределах малых артезианских бассейнов Центрального Кызылкума комплекс представлен толщей песков и песчаников, переслаивающихся с глинами, известняком, ракушняком, конгломератами сенон-туронского, нижнетуронского и сеноманского возраста.

Общая мощность водовмещающих пород 50—180 м. Глубина залегания их кровли от 100—200 м на периферии бассейна до 300—500 м и даже 700 м в центральных его частях. Перекрывающий водоупор состоит из глин и мергелей палеогена мощностью до 350 м.

Величина напоров изменяется от 100 до 700 м, а пьезометрический уровень от —40 до +70 м от поверхности земли.

По дну ряда бессточных впадин выходят восходящие источники. Максимальный дебит скважин при самоизливе 102 л/с, средний 15 л/с, удельный расход изменяется от 0,4 до 5 л/сут, $k_{ср}$=2—5 м/сут.

Вблизи выходов водовмещающих пород развиты напорные и слабонапорные воды с минерализацией до 3 г/л, на основной площади распространения водоносного комплекса, где развиты напорные воды, минерализация их от 3 до 5 г/л, а в центральных частях артезианских бассейнов от 5 до 8 г/л. Состав воды хлоридно-сульфатный, реже сульфатный и гидрокарбонатный натриевый, иногда магниевый, в центральных частях — хлоридный натриевый. Температура вод колеблется от 24 до 42° С и более при глубине залегания складчатого фундамента 300—600 м.

В Амударьинском артезианском бассейне воды верхнемеловых отложений приурочены к отдельным пластам песков, песчаников и алевролитов, переслаивающихся с пачками глин, глинистых алевролитов и мергелей. Суммарная мощность водоносных пластов от 80 до 160 м.

В кровле водоносного комплекса залегает водоупор, представленный на востоке глинами и мергелями эоцена и палеоцена, а на западе — плотными глинистыми известняками сенона. На северо-востоке бассейна подземные воды верхнемеловых отложений гидравлически связаны с водами палеоцена, приуроченными к раскарстованным и трещиноватым известнякам (здесь выделяется плиоцен-верхнемеловой водоносный комплекс). Водовмещающие породы обнажаются на северо-востоке по склонам горных сооружений складчатого фундамента и в сводах глубокоэродированных антиклинальных структур. На остальной территории бассейна кровля водоносного комплекса залегает на глубине 100—800 м. На бóльшей части территории пьезометрический уровень устанавливается на глубине 10—50 м от поверхности земли, а в северо-восточной части бассейна скважины фонтанируют с дебитом от 1 до 20 л/с при понижении 3—12 м. Общее падение пьезометрического уровня происходит от горного обрамления (800 м) к центральной части бассейна (до 300 м), в пределах Каракумского свода уровень снижается до 80—40 м, $k_{ср}$=0,05—6 м/сут.

Минерализация подземных вод отложений верхнего мела изменяется от 1—10 г/л в предгорьях Западного Тянь-Шаня до 25—35 г/л и более в Мургабской впадине и Каракумском своде. Здесь на отдельных участках распространены воды с минерализацией 10—15 г/л. В краевых частях артезианского бассейна распространены смешанные по составу гидрокарбонатно-сульфатные хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые и в меньшей степени кальциевые воды. В центральной части территории преобладают хлоридные натриевые воды. В непосредственной близости от областей питания воды верхнего мела содержат в растворенном состоянии азот и в меньшей степени кислород. В центральных частях района и в непосредственной близости от нефтяных и газовых месторождений в воде появляются сероводород, углекислый газ, метан. Температура воды относительно повышенная — 22—28° С.

В Предкопетдагском прогибе в отложениях, отнесенных к сенон-турону, на глубинах 325—432 м вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 30—40 г/л, с установившимся уровнем на 2 м от устья.

В пределах Устюртского артезианского бассейна водоносный комплекс отложений верхнего мела приурочен к песчаникам и пескам, залегающим в верхней части разреза под практически безводной водоупорной толщей глин, мергелей и плотных известняков палеогена, дата и сенона. Подземные воды вскрываются на глубинах от 80 м в сводовых частях положительных структур до 800 м и глубже в тектонических прогибах. Мощность водосодержащих пород изменяется соответственно от 10 до 100 м.

Пьезометрические уровни устанавливаются ниже поверхности земли на 20—30 м и колеблются в пределах 150—160 м абс. отм. Снижение пьезометрической поверхности происходит к Аральскому морю до 60 м абс. отм.; к Сарыкамышской впадине до 20 м абс. отм. Дебиты отдельных скважин 0,5—2 л/с при понижении 5—15 м. Лишь в зоне разлома (структура Шахпахты) скважины дают самоизлив с расходом около 40 л/с и при избыточном давлении — 50 л/с.

Минерализация вод увеличивается от 5—11 до 35—70 г/л, соответственно изменяется состав воды от хлоридно-сульфатного до хлоридного натриевого. В состав растворенных газов входят азот, сероводород и на отдельных структурах углекислый газ. Температура подземных вод колеблется в пределах 18—26° С.

Водоносный комплекс отложений нижнего мела имеет по сравнению с верхнемеловым менее широкое распространение. Естественные выходы водовмещающих пород на дневную поверхность весьма ограниченны. Изучен он недостаточно.

В пределах Сырдарьинского артезианского бассейна подземные воды вскрыты скважинами в Южном и Восточном Приаралье, где они приурочены к толще переслаивающихся мелко- и тонкозернистых песчаников, алевролитов и реже глин. Мощность их изменяется от 30 до 550 м. Перекрывающая водоупорная толща, представленная алевролитами и глинами мощностью до 10 м, залегает на глубинах 450—650 м. Абсолютные отметки пьезометрического уровня изменяются от 110 до 60 м. Высота напора над поверхностью земли 8—15 м. Снижение напоров происходит с востока на запад. Самоизливающие скважины с удельными дебитами от 0,6 до 1 л/с.

Минерализация воды в верхней части комплекса от 2,4 до 4 г/л. Состав вод хлоридно-сульфатный натриевый. С глубиной минерализация подземных вод возрастает до 11—35 г/л, состав их хлоридный натриевый с повышенным содержанием брома до 25 мг/л. Максимальная температура 37,5° С наблюдается вблизи разломов, с удалением от них она понижается до 27—24° С.

Водоносный комплекс отложений нижнего мела сравнительно хорошо изучен в Амударьинском артезианском бассейне. Водовмещающими породами являются конгломераты и гравелиты вблизи горного обрамления и песчаники и известняки с прослоями глин и алевролитов на остальной территории. Мощность водовмещающих пород от 160 до 280 м. В кровле залегает водоупорная алевролито-глинистая пачка альба или сеномана, имеющая не выдержанное по площади распространение, в подошве — водоупорные мергелисто-глинистые или соленосные отложения верхней юры. Общее снижение абсолютных отметок пьезометрических уровней происходит от 300 м в предгорьях Западного Тянь-Шаня до 60—40 м в Каракумском своде. На бо́льшей части рав-

нины пьезометрический уровень устанавливается на глубине 10—70 м от поверхности земли. В пределах Бухаро-Каршинского артезианского бассейна вскрываются высоконапорные самоизливающиеся воды с дебитом скважин от нескольких сотых до 3—4 л/с и до нескольких десятков литров в секунду при понижении 10 м. Минерализация подземных вод увеличивается от предгорий (1 г/л) к центральным частям района (до 200 г/л и более). Состав воды изменяется в этом же направлении от сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного натриевого до хлоридного натриево-кальциевого с повышенным содержанием брома (510 мг/л), иода (24 мг/л), метана и др.

Вблизи западных отрогов Тянь-Шаня и в Каракумском своде установлена вертикальная гидрохимическая зональность, выраженная в увеличении минерализации вод нижнего мела с глубиной. Температура подземных вод повышается с глубиной, достигая 70° С.

Некоторое представление о водоносности глубоких горизонтов дают материалы глубокого бурения на южном склоне Центрально-Каракумского свода. Уровень воды из сеноманских и верхнеальбских отложений на глубинах 1300—1500 м устанавливается в скважинах на 30—40 м от устья, уровни верхнеаптских вод на глубине 1485—1490 м устанавливались на 50 м ниже устья. Минерализация вод из верхнеаптских отложений около 30 г/л, отношение $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}=0{,}74$. Воды из нижнеаптских отложений представляют собой рассолы (до 120 г/л) хлоридного натриевого состава; коэффициент $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}=0{,}7$, величина коэффициента для вод аптских отложений свидетельствует о их седиментационном происхождении.

В пределах Устюртского артезианского бассейна водоносный комплекс отложений нижнего мела вскрыт отдельными глубокими скважинами. Водовмещающими породами являются прослои песков и песчаников в мощной толще глин и глинистых алевролитов. Общая мощность их изменяется от 200 м в пределах погребенных тектонических валов (Центрально-Устюртского и Актумского) до 450 м во впадинах (Северо-Устюртской и Ассакекауданской).

Глубина залегания кровли изменяется от 230 до 1990 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 100—208 м. В бессточных котловинах, прилегающих к Горному Мангышлаку, водоносный комплекс вскрыт на глубинах 600—1400 м; пьезометрические напоры здесь на 5—12 м превышают поверхность земли. Минимальная минерализация 10—16 г/л установлена для верхней части отложений нижнего мела в районах, тяготеющих к южным склонам Урала, к Горному Мангышлаку и Центрально-Устюртскому валу. На остальной территории бассейна воды соленые — от 26—45 до 198 г/л, преимущественно хлоридные натриевые. Как и по всей области, здесь четко прослеживается увеличение минерализации вод с глубиной; соответственно увеличивается содержание микрокомпонентов: иода от 2 до 18 мг/л, брома от 1—2 до 543 мг/л, бора от 10 до 80 мг/л.

В группе Северо-Аральских артезианских бассейнов водоносный комплекс нижнего мела вскрыт единичными скважинами. Приурочен он к мелко- и крупнозернистым пескам сеноман-альба; в краевых частях района он залегает на глубине 30—50 м; в центральных до 500—600 м и более (в г. Челкар на глубине 730 м); от вышележащего комплекса отделен толщей серых плотных глин мощностью от 20 до 100 м.

Мощность водоносного комплекса от 10—20 до 300—500 м в районе Челкара. Воды комплекса напорные (напор до 7 м над поверхностью земли); дебиты скважин при самоизливе от 1 до 15 л/с. Минера-

лизация вод возрастает от 1 г/л вблизи областей питания (Мугоджары, Чушкакульская антиклиналь) до 4—5 г/л и более с погружением комплекса. Состав вод гидрокарбонатный натриевый, хлоридно-сульфатный натриевый и натриево-кальциевый.

Водоносный комплекс отложений юры изучен в Амударьинском, Тургайском, Устюртском, Сырдарьинском и в группе Северо-Аральских артезианских бассейнов. Водовмещающими породами являются песчаники и алевролиты, чередующиеся с глинами и глинистыми алевролитами, а на крайнем северо-востоке Амударьинского артезианского бассейна — трещиноватые известняки. Суммарная мощность водонасыщенной части возрастает с востока на запад от 180 до 350 м и более. На бо́льшей части территории известняки монолитны и вместе с перекрывающей их соляно-гипсовой толщей верхней юры служат верхним водоупором. Глубина залегания водоносного комплекса увеличивается от периферии артезианских бассейнов (700—1000 м) к центру (2800—3500 м).

В Бухаро-Каршинском артезианском бассейне абсолютные отметки пьезометрических уровней уменьшаются от 300 м на северо-востоке до 113 м на юго-западе. На бо́льшей части территории Амударьинского бассейна развиты высокоминерализованные воды хлоридного кальциевого состава с минерализацией 343,2—443,7 г/л, местами до 540 г/л с высокой концентрацией иода — от 2 до 30 мг/л и брома — 717, чаще 100—250 мг/л. За пределами распространения соляно-гипсовой гаурдакской свиты в Амударьинском бассейне минерализация с глубиной увеличивается от 117 до 200 г/л. Относительное уменьшение минерализации до 50—70 г/л отмечено в северо-восточной части бассейна. Химический состав воды по площади не изменяется.

В пределах плато Устюрт, где водоносный комплекс вскрыт отдельными скважинами на глубинах 331—2632 м, минерализация составляет 24,8—43,3 г/л, с глубиной увеличиваясь от 64,5 до 200 г/л; причем здесь воды хлоридные натриевые, содержание иода 1—35 мг/л, брома 136—603 мг/л, бора 15—67 г/л. Температура воды увеличивается от 69—70 до 113° С. Абсолютные отметки пьезометрического уровня изменяются от 70 до 25 м (Кахбахты и Теренкудук).

В Тургайском артезианском бассейне водоносный комплекс юрских отложений распространен лишь в пределах глубоких депрессий, выполненных мощной толщей (до 500—700 м) переслаивающихся водопроницаемых (пески, песчаники, конгломераты) и водоупорных (глины, аргиллиты) пород. Глубина залегания кровли комплекса от 40—50 до 100—150 м; воды напорные, фонтанирующие с величиной напора от 70 до 200 м; пьезометрический уровень залегает на глубине 80—150 м, а в отдельных случаях поднимается над поверхностью земли до 40 м (абс. отм. уровня от +100 до +200 м); минерализация вод превышает 10 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Удельные дебиты скважин не превышают сотых долей литра в секунду.

В Северо-Аральской группе артезианских бассейнов водоносный комплекс вскрыт отдельными скважинами на глубинах 2000 м и более. Пьезометрический уровень устанавливается на 60—75 м выше поверхности земли. Минерализация изменяется от 32,4 до 103 г/л. По составу воды хлоридные натриевые.

Водоносный комплекс отложений триаса и пермотриаса изучен по отдельным глубоким скважинам. Водовмещающими породами являются трещиноватые песчаники, конгломераты и аргиллиты общей мощностью 500—3500 м, а на крайнем западе Туранской плиты нерасчлененная толща пермо-триаса превышает 8000 м.

В Заунгузском артезианском бассейне на глубине 2000 м вскрыты хлоридные натриево-кальциевые рассолы с минерализацией до 184 г/л. В пределах Устюртского артезианского бассейна (Актумусский вал) минерализация подземных вод в интервале глубин 2000—2500 м составила 70—90 г/л, по составу воды хлоридные натриевые. На Аламбекской структуре в интервале 3084—3151 м вскрыты рассолы 171 мг/л, содержание микрокомпонентов колеблется в весьма широких пределах. иод от 0,5 до 26 мг/л, бром от 0 до 408 мг/л, бор от 63 до 136 мг/л.

В группе Северо-Аральских артезианских бассейнов в отложениях триаса единичными скважинами вскрыты напорные подземные воды. В г. Аральске они имеют температуру 27—32° С, дебит скважин при самоизливе около 14 л/с. Минерализация их 3,5 г/л, состав хлоридно-сульфатный натриевый. Наличие ряда микрокомпонентов (фтор, бром, иод и др.) придает им бальнеологическую ценность (аральские минеральные воды).

В депрессиях северной части Тургайского бассейна, в отложениях триаса, представленных переслаивающимися осадочными и эффузивными породами, содержатся трещинно-пластовые напорные, иногда самоизливающиеся воды. Пьезометрический уровень устанавливается на глубине 1—5 м от поверхности, воды соленые (до 40 г/л), удельные дебиты составляют сотые и тысячные доли литра в секунду.

Подземные воды нижнего гидрогеологического этажа

Нижний гидрогеологический этаж изучен в пределах выходов на дневную поверхность складчатых сооружений, в неглубоко погруженных окраинных частях платформенной области и лишь по отдельным точкам в зонах глубокого погружения фундамента. Здесь развиты трещинные, трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды, приуроченные к различным петрографическим разностям пород допалеозойского и палеозойского возраста.

Водоносная зона трещиноватости известняков приурочена к низкогорным массивам Центрального Кызылкума. Для известняков характерны крупная трещиноватость, закарстованность и раздробленность тектоническими разломами до глубины, по-видимому, 200 м. Вдоль южного склона Букантауского массива известняков из Южно-Букантауского разлома выходит группа восходящих родников для которых показательны устойчивые по сезонам и годам дебиты в среднем от 1,46 до 5 л/с. Минерализация воды не превышает 1 г/л, воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые.

Нисходящие родники сосредоточены на контактах известняков с другими породами. Их дебиты, как правило, не превышают 0,5—1 л/с. Минерализация воды от 1 до 4 г/л. Более постоянные и более значительные дебиты родников связаны с зонами тектонических разломов, пересекающих карстовые полости. Для родников такого типа очень показательны их выходы в одной из ложбин у гор Ирлиртау на отметке свыше 400 м. Здесь общий дебит шести родников достигает 4,25 л/с, минерализация воды не превышает 0,52 г/л

Водоносная зона трещиноватости доломитов имеет большое сходство с водоносными зонами трещиноватости известняков, но содержащиеся в них воды менее обильны и более минерализованы — 1,5 г/л.

Водоносная зона трещиноватости песчаников и конгломератов характеризуется сравнительно малодебитными родниками. Вода в них сульфатно-хлоридная натриевая с минерализацией от 1,5 до 3 г/л, лишь местами она относительно пресная.

Водоносная зона трещиноватости метаморфических сланцев маломощна и содержит трещинные воды в крайнем ограниченном количестве. Родники действуют только в периоды выпадения атмосферных осадков, дебиты их измеряются долями литра в секунду. Воды хлоридные с минерализацией до 3, реже 5 г/л, по составу воды сульфатно-хлоридные натриево-магниевые.

Водоносные зоны трещиноватости интрузивных и эффузивных пород имеют мощность несколько десятков метров (70—80 м). Трещинные воды интрузивных и эффузивных пород образуются только за счет атмосферных осадков, имеют короткий путь стока, редко выходящий за пределы массивов этих пород. Преобладающие дебиты многочисленных родников 0,2—0,5 л/с. В отдельных случаях при полном каптаже водоносной зоны можно получить дебиты до 8 л/с (родники Шаир, Тушебен и др. в пределах хр. Горный Каратау на Мангышлаке). Из интрузивных пород по тектоническим разломам поступают и более крупные восходящие родники типа Айтыма у гранитного массива Алтынтау, юго-восточнее хр. Букантау с суммарным дебитом до 6—8 л/с. Минерализация воды 0,4—0,7, местами до 2,7 г/л.

Гидрогеологическое районирование

В качестве гидрогеологических районов первого порядка выделяются артезианские бассейны и бассейны трещинных вод (рис. 23). Некоторые артезианские бассейны представляют собой систему взаимосвязанных бассейнов второго порядка.

К крупным артезианским бассейнам первого порядка относятся следующие: Амударьинский (с бассейнами второго порядка Бухаро-Каршинским, Заунгузским, Центрально-Каракумским, Бадхыз-Карабильским и Предкопедагским), Сырдарьинский (с бассейнами второго порядка Северо-Кызылкумским, Приаральским, Восточно-Кызылкумским), Устюртский (с бассейнами второго порядка Северо-Устюртским, Ассакеауданским, Южно-Мангышлакским, Бузачинским), Чу-Сарысуйский, Тургайский (с бассейнами второго порядка Северо-Тургайским и Южно-Тургайским), Северо-Аральский (с входящими в него Челкарским, Чокусинским, Джиланским и Тугуским артезианскими бассейнами).

Бассейнами трещинных и трещинно-пластовых вод первого порядка являются: Центрально-Кызылкумский, включающий группу малых артезианских бассейнов (Карагатинский, Мынбулакский, Тубелекский, Узункакский), Мангышлакский и Туаркырский.

Амударьинский артезианский бассейн, расположенный в южной части Туранской плиты, занимает огромную одноименную депрессию, открытую в сторону Аральского моря и ограниченную на севере и северо-востоке выступами палеозойского складчатого фундамента Центрального Кызылкума и Западного Тянь-Шаня; на востоке и юге — горными системами, сложенными преимущественно мезозойскими и кайнозойскими породами Таджикской виргации, Копет-Дагом, Большим и Малым Балханом.

Сложный структурный план складчатого фундамента и литолого-фациальные особенности мезо-кайнозойского осадочного чехла позволяют выделить несколько артезианских бассейнов второго порядка.

Бухарь-Каршинский артезианский бассейн расположен в северной и северо-восточной частях Амударьинской впадины. Характерной особенностью осадочного чехла являются его значительная мощность (до 3500 м) и наличие на бо́льшей части территории в нижних частях разреза среднего гидрогеологического этажа соляно-гип-

сового водоупора гаурдакской свиты верхней юры; в направлении с юга на северо-восток мощность чехла уменьшается и из разреза среднего этажа постепенно выпадают триасовые, юрские и частично нижнемеловые отложения. В пределах положительных структур отмечается увеличение песчаных фаций.

Пресные подземные воды развиты в аллювиальных отложениях долин рек Зеравшана, Амударьи и в неогеновых — в долине р. Кашкадарьи. Вне пределов влияния современной гидрографической сети в верхнем гидрогеологическом этаже распространены солоноватые (3—5 г/л) и соленые до рассолов (до 50 г/л) воды. В среднем гидрогеологическом этаже минерализация изменяется по площади и глубине от 1 до 170 г/л, а на юго-востоке, в районе распространения соляно-гипсовой гаурдакской свиты, развиты крепкие минеральные рассолы (до 540 г/л).

Заунгузский артезианский бассейн расположен в северной части Амударьинского бассейна, в пределах Центрально-Каракумского свода и прилегающих районов Заунгузского и Дарьялык-Дауданского прогибов. Осадочный чехол отличается большой мощностью и наличием в среднем гидрогеологическом этаже регионального мергельно-мелового водоупора сенонского возраста. Мощность осадочного чехла увеличивается от центра бассейна к его периферии от 2000 до 4500 м. Как в верхнем, так и в среднем гидрогеологических этажах распространены высокоминерализованные воды от соленых (10—35 г/л) до рассолов (200 г/л). Исключение составляют линзы пресных вод мощностью до 80 м, приуроченные к неогеновым пескам.

Центрально-Каракумский артезианский бассейн расположен между Заунгузским артезианским бассейном на севере, Предкопетдагским прогибом на юге и Туаркырским поднятием на западе. Мощность осадочного чехла превышает 4000 м. Разрез среднего гидрогеологического этажа на бо́льшей части бассейна содержит региональный водоупор мергельно-меловой толщи сенона, а на юге и западе, кроме того, и водоупор соляно-гипсовой толщи гаурдакской свиты. В гидрогеологическом отношении изучена лишь водоносная толща неоген-четвертичных отложений до глубины 200—500 м. Подземные воды в этих отложениях соленые и горько-соленые (15—50 г/л), и лишь на участках развития такыров выявлены линзы пресных вод мощностью от 5 до 30 м.

Бадхыз-Карабильский артезианский бассейн занимает южную и юго-восточную части Амударьинского артезианского бассейна и приурочен к Мургабской впадине и Репетек-Келифскому поднятию. Осадочный чехол имеет большую мощность, достигающую 5000 м. Характерной его чертой является наличие на большей части территории бассейна верхнеюрского регионального водоупора гаурдакской свиты.

В неоген-четвертичных отложениях верхнего гидрогеологического этажа развиты значительные по площади линзы пресных вод мощностью до 80 м, в более глубоких горизонтах вскрыты пестрые по составу, преимущественно соленые воды. В среднем гидрогеологическом этаже минимальная минерализация 28 г/л установлена для подземных вод верхнего мела. С глубиной минерализация резко возрастает — до 550 г/л. На юге в областях питания развиты слабосолоноватые (3—5 г/л), реже пресные воды.

Предкопетдагский артезианский бассейн*. Предкопетдагский предгорный прогиб вытянут почти на 500 км от Кюрен-Дага

* Авторы П И и О Я Калугины.

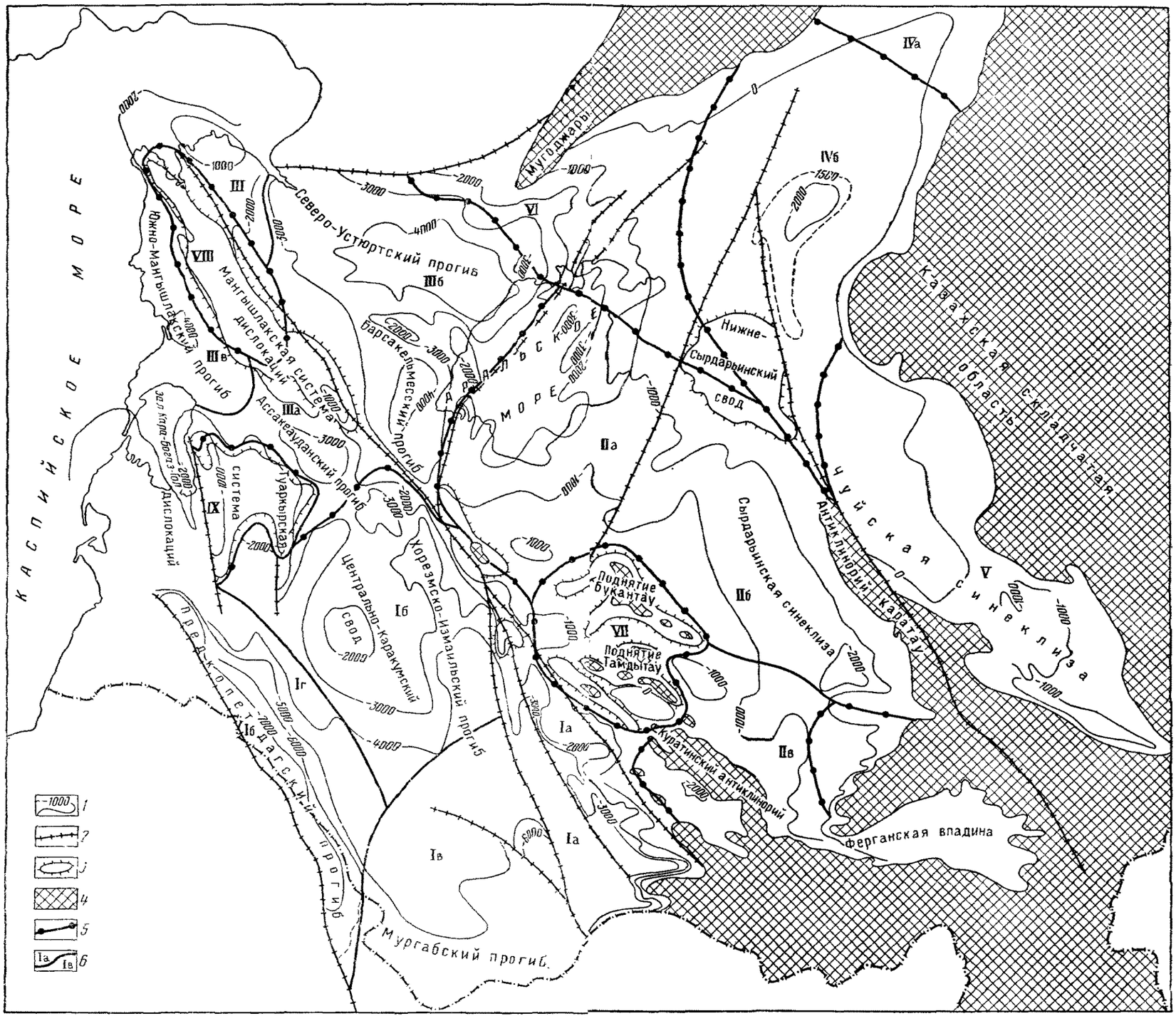


Рис. 29. Схема гидрогеологического районирования Туранской плиты с элементами тектоники. По материалам Л. А. Островского, А. П. Яишина, А. Б. Бабаева, Г. Х. Дикеиштейна.

1 — стратоизогипсы фундамента; *2* — главнейшие зоны глубинных разломов: а — Каратауская, б — Бухаро-Султануиздагская, $б_1$ — Предкызылкумская, $б_2$ — Бухарская, $б_3$ — Амударьинская, в — Репетек-Келифская, г — Мангышлак-Центрально-Устюртская, д — Амударьинско-Аральская; *3* — выходы палеогеновых отложений; *4* — выходы складчатого фундамента; *5* — Репетек-Келифская зона соляных куполов; *6* — границы артезианских бассейнов первого порядка (I — Амударьинский, II — Сырдарьинский, III — Устюртский, IV — Тургайский, V — Чу-Сарысуйский, VI — Северо-Аральский) и артезианских бассейнов второго порядка (Iа — Бухаро-Каршинский, Iб — Заунгузский, Iв — Бадхыз-Карабильский, Iг — Центрально-Каракумский, Iд — Предкопетдагский; IIа — Приаральский, IIб — Северо-Кызылкумский, IIв — Восточно-Кызылкумский; IIIа — Ассака-Ауданский, IIIб — Северо-Устюртский, IIIв — Южно-Мангышлакский, IIIг — Бузачинский). Гидрогеологические складчатые области VII — Центрально-Кызылкумская с системами малых артезианских бассейнов; VIII — Мангышлакская; IX — Туаркырская

и на юго-восток до Серахской перемычки. На западе прогиб вдается в подвижную складчатую область, образуя: 1) Межбалханский коридор, разделяющий Большой и Малый Балханы; 2) Данатинский коридор — между хребтами Даната и Малый Балхан и 3) Эзет-Карагезскую депрессию. Это межгорные прогибы, к которым приурочены межгорные артезианские бассейны.

Отдельные депрессии Предкопетдагского прогиба разделены структурными перемычками. К северо-западу от Кизыл-Арвата расположен обширный Казанджикский артезианский бассейн, отделенный от расположенного к юго-востоку Ашхабадского артезианского бассейна, а еще юго-восточнее — Каахкинский артезианский бассейн.

Предкопетдагский бассейн гидрогеологически слабо изучен. Материалы немногочисленных глубоких скважин и геофизические данные указывают на присутствие в разрезе тех же водоносных комплексов и водоупоров, что и в Копет-Даге, однако распространение большинства из них остается невыясненным.

Вдоль южного борта прогиба, выступающего из-под надвинутой на него складчатой области Копет-Дага, прослеживается полоса источников термальной зоны. В зоне предгорьев слабопроницаемые толщи неогена, палеогена и верхнего мела, на которые надвинуты складки передовой цепи, в какой-то мере служат препятствием для поступления вод термальной зоны на север, однако в лежачих крыльях надвига через хорошо проницаемые слои нижнего мела и сеномана воды термальной зоны могут проникать сквозь проницаемую толщу пролювия или просачиваться через ирригационную сеть и орошаемые участки. Помимо экранирующих разрывов термальной зоны существуют разрывы, которые могут явиться путями движения воды к северу. Заметную роль в питании водоносных горизонтов четвертичных отложений играют ливневые воды.

Сырдарьинский артезианский бассейн расположен к северу от Амударьинского артезианского бассейна и ограничен выходами складчатого фундамента: на северо-востоке хр. Каратау и отрогами Западного Тянь-Шаня, на юге и юго-западе Центральным Кызылкумом и Амударьинским валом; на западе — северо-западе бассейн открыт в сторону Аральского моря.

Наличие структур второго порядка в складчатом фундаменте и различные в связи с этим мощности осадочного чехла позволяют выделить здесь несколько артезианских бассейнов второго порядка.

Приаральский артезианский бассейн занимает северную часть Сырдарьинского артезианского бассейна и приурочен к восточной и южной частям Аральской впадины. Максимальная мощность мезо-кайнозойской толщи в пределах суши не превышает 1500 м, а в акватории Аральского моря по данным геофизики достигает 3000 м.

В верхнем гидрогеологическом этаже к неоген-четвертичным отложениям приурочены воды с минерализацией 3—10 г/л хлоридио-сульфатные и хлоридные натриевые.

Средний гидрогеологический этаж содержит подземные воды в отложениях нижнего и верхнего мела, а в северной части бассейна — и юры. В верхних частях среднего этажа минерализация вод 1—3 г/л, состав их хлоридный натриевый. С глубиной минерализация вод увеличивается до 35 г/л, а в пределах Амударьинского тектонического вала до 90 г/л.

Северо-Кызылкумский артезианский бассейн приурочен к одноименной синеклизе, где мощность осадочного чехла превышает 2000 м. Увеличение мощности происходит за счет присутствия

в разрезе юрских отложений, выклинивающихся примерно на абсолютных отметках фундамента 1100—1300 м.

Верхний гидрогеологический этаж содержит воды в неогеновых и олигоценовых отложениях с минерализацией от 1 до 10 г/л, хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, в верхнемеловых отложениях среднего гидрогеологического этажа содержатся солоноватые (1—2 г/л) хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые воды.

Восточно-Кызылкумский артезианский бассейн расположен на крайнем юго-востоке Сырдарьинского бассейна. Северная его граница условно проведена от выходов складчатого фундамента в горах Джатымтау (Центральный Кызылкум), на восток — через антиклинальные складки Дорткудук — Нурасы и Каратау. Мощность осадочного чехла здесь не превышает 1500 м. На юге, по мере приближения к выступам складчатого фундамента Западного Тянь-Шаня (хр. Нуратау), мезозойские отложения полностью выклиниваются. Отличительной чертой этого бассейна является наличие пресных и слабосолоноватых вод (1—3 г/л) в отложениях верхнего и нижнего мела преимущественно сульфатно-хлоридных натриевых.

Устюртский артезианский бассейн занимает на западе Туранской плиты два глубоких прогиба — Северо-Устюртский и Ассакеауданский, разграниченных Центрально-Устюртским тектоническим валом. В южной, юго-западной и центральной частях бассейна расположены глубокие котловины — Сарыкамышская, Ассакеауданская и Барсакельмесская. На западе и юге бассейн граничит с Мангышлакским и Туаркырским поднятиями, на севере — с Прикаспийской впадиной, на северо-западе — с Северо Аральским артезианским бассейном, на востоке он открыт в сторону Аральского моря

Отличительными чертами разреза осадочного чехла верхнего гидрогеологического этажа является мощная толща карбонатных пород миоцена, а в среднем гидрогеологическом этаже — мергельно-меловая водоупорная толща сенона, которая отсутствует в сводах глубокоэродированных антиклинальных структур. Мощность осадочного чехла без отложений триаса изменяется от 2000 м в сводах тектонических валов до 4000 м в прогибах.

В пределах рассматриваемого бассейна выделяются несколько артезианских бассейнов второго порядка. Северо-Устюртский, Ассакеауданский, Южно-Мангышлакский и Бузачинский.

По гидрогеологическим условиям Северо-Устюртский, Ассакеауданский и Южно-Мангышлакский бассейны весьма однородны. Пресные воды, как правило, отсутствуют; слабосолоноватые воды (до 2 г/л) вскрыты в трещиноватых и закарстованных известняках миоцена в сводах крупных структур; в других водоносных комплексах верхнего и среднего гидрогеологических этажей распространены воды с минерализацией 10—200 г/л. По составу воды преимущественно хлоридные натриевые и пестрые.

Бузачинский артезианский бассейн отличается от предыдущих отсутствием толщи миоцена. В четвертичных морских песках и в плиоценовых отложениях воды преимущественно соленые, за исключением отдельных линз в эоловых песках. В среднем гидрогеологическом этаже в верхней части разреза распространены воды с минерализацией от 2 до 25 г/л, преимущественно хлоридные натриевые. В более глубоких горизонтах развиты воды с минерализацией 40—70 г/л.

Чу-Сарысуйский артезианский бассейн занимает одноименную впадину, ограниченную выступами складчатого фундамента; на юге и востоке — Каратау и Терской Алатау, на севере — Казахской складчатой

страной; на северо-западе он соединяется с Тургайским артезианским бассейном. Мощность мезо-кайнозойских отложений здесь не превышает 2000 м, уменьшаясь к периферии бассейна.

В верхнем гидрогеологическом этаже встречаются пресные воды в долинах рек и в предгорьях, на остальной территории воды имеют минерализацию от 3—10 до 30—50 г/л, состав вод сульфатный и хлоридный натриевый.

В среднем гидрогеологическом этаже в отложениях палеоцен-эоцена минерализация подземных вод составляет преимущественно 1—2 г/л, в отложениях мела от 1—3 до 5 г/л.

Тургайский артезиаиский бассейн расположен в пределах одноименной синеклизы. На востоке и западе он ограничен выходами палеозойского фундамента Казахской складчатой страны и Южного Урала, на севере граница проходит по погребенному Кустанайскому валу, на юге и юго-западе смыкается с Северо-Аральским артезианским бассейном, а на юго-востоке — с Чу-Сарысуйским артезианским бассейном. Мощность мезо-кайнозойских отложений увеличивается от 20—30 м в прибортовых частях бассейна до 1500—2000 м и более в центре впадины.

Для верхнего и нижнего гидрогеологических этажей по периферии артезианского бассейна характерно распространение пресных и слабосолоноватых вод с минерализацией до 3 г/л, в центральной части она достигает иногда 35—70 г/л. В среднем гидрогеологическом этаже преимущественное развитие получили солоноватые и соленые воды (до 20—25 г/л, редко более).

Северо-Аральский артезианский бассейн расположен между Уральскими складчатыми сооружениями на северо-западе, Аральским морем на юге, Тургайским артезианским бассейном на севере и северо-востоке. На юго-западе он смыкается с Северо-Устюртским артезианским бассейном. Структуры сложнодислоцированного складчатого фундамента в мезо-кайнозойском покрове выражены в виде отдельных синклинальных прогибов, ограниченных антиклинальными складками меридионального или близкого к нему простирания. Такое структурное строение предопределяет наличие группы мелких артезианских бассейнов, среди которых наиболее крупными являются: Челкарский, Джиланский, Тунгусский, Чокусинский. Мощность осадочного чехла в этих бассейнах изменяется от 1000 до 3000 м и более, причем увеличение мощности происходит к Аральскому морю и Северо-Устюртской впадине.

В верхнем гидрогеологическом этаже всех этих бассейнов распространены воды с минерализацией от 1 до 20 г/л, пестрые по химическому составу. В среднем гидрогеологическом этаже вскрыты воды с минерализацией от 1 до 10—15 г/л. Пресные и слабосолоноватые воды (до 3 г/л) распространены в сводах антиклинальных структур и вблизи горного обрамления Урала. По составу воды сульфатные и хлоридные натриевые.

Центрально-Кызылкумская система бассейнов трещинных и трещинно-пластовых вод расположена в центральной части Туранской плиты. Характерной ее особенностью является сочетание выступов складчатого фундамента и прогибов его, заполненных отложениями мезо-кайнозоя мощностью от 200 до 800—900 м. К этим прогибам приурочены малые артезианские бассейны: Карагатинский, Мынбулакский, Тубелекский, Узункакский и др.; наиболее изученными являются первые два бассейна. Пресные и слабосолоноватые подземные воды (до 3 г/л) распространены в четвертичных и плиоценовых отложениях верхнего гидрогеологического этажа. В среднем гидрогеологическом этаже преимущественным развитием пользуются солоноватые воды с минерализацией 3—

5 г/л. Исключение составляют зоны разломов, где минерализация изменяется от 0,5 до 2 г/л. Нижний гидрогеологический этаж в пределах выступов складчатого фундамента характеризуется широким распространением пресных и слабосолоноватых вод в условиях трещиноватости и раскарстованности палеозойских пород. Пресные (до 1 г/л) гидрокарбонатные кальциевые воды приурочены к известнякам и гранитам, для других петрографических разностей палеозойских пород характерны солоноватые (до 3—5 г/л) воды; по составу они сульфатно-хлоридные натриевые и магниевые.

Мангышлакский бассейн трещинных и трещинно-пластовых вод расположен в западной части Туранской плиты. Пресные воды выявлены здесь в зоне трещиноватости пород фундамента. Пресные и слабосолоноватые (0,6—3 г/л) воды развиты в четвертичных пролювиально-делювиальных отложениях межгорных долин и оврагов Горного Мангышлака и предчинковой полосы плато Южного Мангышлака и Тюбкарагана. По составу воды сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые и кальциевые с минерализацией 1—5 г/л, пресные и солоноватые. Трещинно-карстово пластовые воды распространены в пределах выходов известняков неогена, палеогена и сенона. Состав вод изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного до хлоридно-сульфатного натриевого.

Туаркырский бассейн трещинных и трещинно-пластовых вод расположен в юго-западной части области. Пресные воды отсутствуют, слабосолоноватые и солоноватые (минерализация 2—5 г/л) трещинные воды складчатого фундамента слабоводообильны. По составу они сульфатно-хлоридные натриевые. Слабосолоноватые и солоноватые (минерализация 1,7—5 г/л) воды распространены в пределах выходов карбонатных и терригенных пород юры и мела. По составу воды хлоридные натриевые.

Основные закономерности формирования подземных вод, этапы гидрогеологического развития

В зависимости от истории геологического развития Туранской плиты в формировании подземных вод намечается несколько периодов. В процессе платформенного развития плиты можно выделить четыре основных гидрогеологических цикла. В палеозойское время рассматриваемая территория пережила геосинклинальный этап развития. Первый цикл начинается с момента окончательной консолидации складчатого основания и продолжается почти до конца средней юры. Второй цикл начинается с трансгрессии моря в конце средней юры и заканчивается наступлением континентальных условий в неокоме. Третий цикл охватывает время от трансгрессии моря в апте до конца мелового периода и завершается континентальным перерывом датского века, который продолжался местами до среднего эоцена. Четвертый гидрогеологический цикл начинается трансгрессией палеогенового моря до наступления континентального режима в конце олигоцена и продолжается в настоящее время.

Условия формирования подземных вод в течение названных циклов в различных структурно-фациальных зонах значительно отличались друг от друга, что отражено на рис. 24.

Анализ палеогидрогеологических условий формирования подземных вод позволяет установить следующие основные закономерности. После завершения первого неполного гидрогеологического цикла в отложениях нижней и средней юры на всей территории Туранской плиты были распространены преимущественно пресные подземные воды

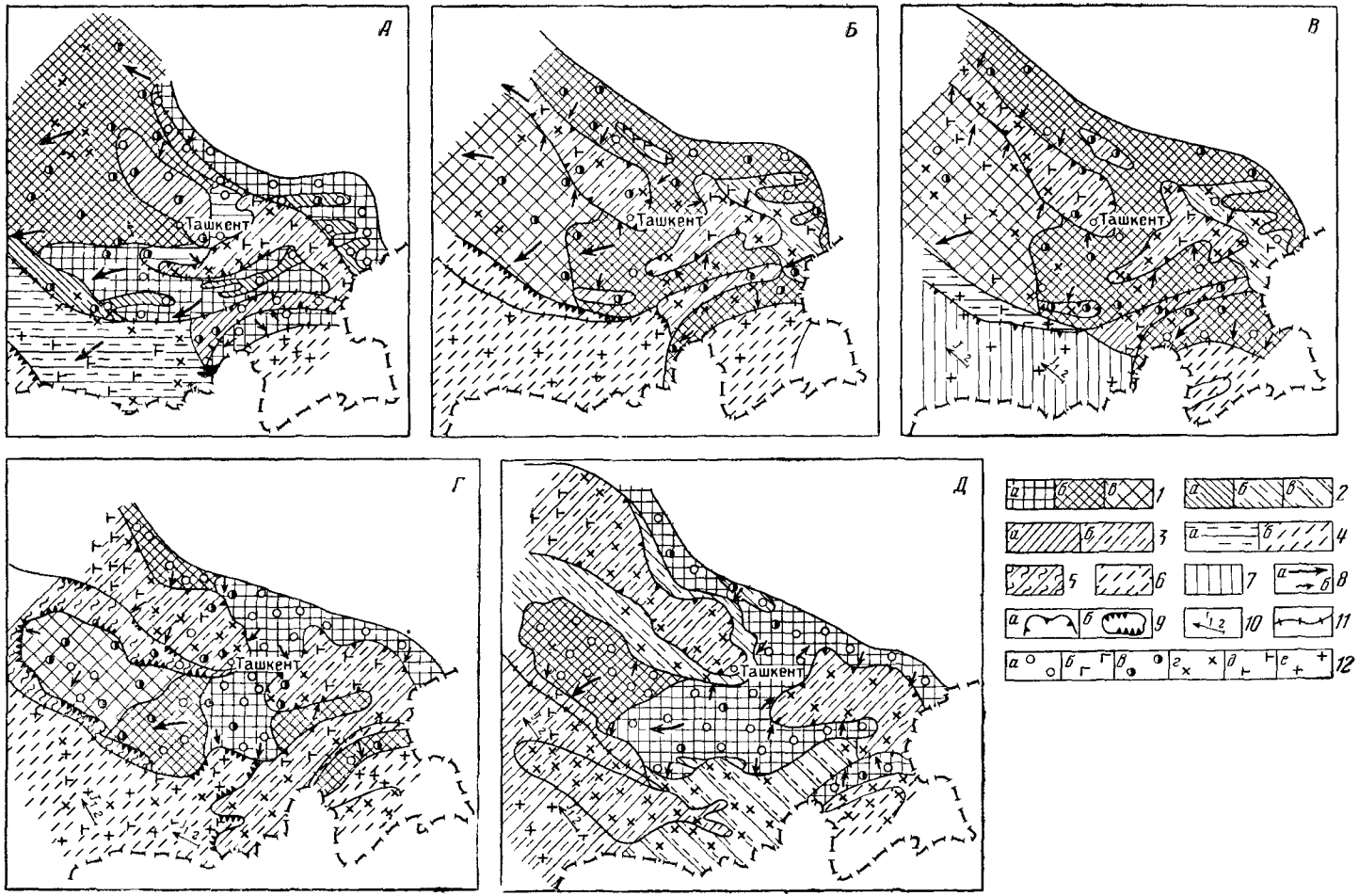

А
Ташкент
Б
Ташкент
В
Ташкент
Г
Ташкент
Д
Ташкент
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Рис. 24. Палеогидрогеологические схемы Западного Тянь-Шаня. По Л. А. Островскому и В. М. Фомину.

А — ранней и средней юры; *Б* — верхней юры; *В* — поздней юры; *Г* — неокома; *Д* — апт-альба. Области инфильтрации: *1* — зона формирования пресных (до 1 г/л) трещинно-карстовых и трещинных вод в пределах выходов складчатого фундамента в палеозое: *а* — высоких гор, глубоко расчлененных, *б* — низкогорья, *в* — слабо всхолмленных равнин; *2* — зона формирования пресных, солоноватых, реже соленых вод и рассолов в континентальных отложениях предгорных равнин: *а* — с минерализацией до 1 г/л, *б* — с минерализацией до 10 г/л, *в* — с минерализацией до 50, реже 100—120 г/л; *3* — зона формирования пресных и солоноватых вод в отложениях временных континентальных водоемов: *а* — с минерализацией до 1 г/л; *б* — с минерализацией до 10 г/л; *4* — зона формирования слабосолоноватых, соленых и рассольных вод: *а* — с минерализацией до 10 г/л в континентальных отложениях, местами чередующихся с морскими в пределах низменных равнин; *б* — с минерализацией 20—50 г/л на участках, выведенных из-под уровня моря. Область седиментации: *5* — зона формирования соленых вод с минерализацией до 10—20 г/л в отложениях морского мелководья; *6* — зона формирования соленых вод с минерализацией до 35 г/л в отложениях нормального морского бассейна; *7* — зона формирования высокоминерализованных вод и рассолов в терригенно-хемогенных отложениях морских заливов и лагун. Гидродинамические показатели: *8* — направление падения гидростатического давления: *а* — региональное; *б* — местное; *9* — области разгрузки: *а* — региональные; *б* — местные; *10* — направление падения геостатического давления в глубоко погруженных водоносных комплексах (индекс стрелки – возраст водоносного комплекса); *11* — разломы; *12* — химический состав подземных вод:

$$а - \frac{HCO_3}{Ca}; \quad б - \frac{HCO_3SO_4}{CaNa}; \quad в - \frac{SO_4HCO_3}{NaCa}; \quad г - \frac{SO_4Cl}{Na}; \quad д - \frac{ClSO_4}{Na}; \quad е - \frac{ClHCO_3}{NaMg}$$

В конце второго гидрогеологического цикла в пределах Устюрт-Каракумской структурно-фациальной зоны в отложениях юры пресные воды были полностью вытеснены солеными морскими, а в районе Кызылкумской зоны сохранились пресные и солоноватые воды; формирование последних было обусловлено наступлением аридного климата.

Увеличение мощности осадочного чехла способствовало уплотнению карбонатных и пелитовых осадков, отжиманию седиментационных вод в морской бассейн и в водопроницаемые пласты-коллекторы.

Повышение пластового давления в водовмещающих толщах создало предпосылки для перемещения подземных вод из районов максимального геостатического давления к периферии седиментационного бассейна.

В завершающий этап третьего гидрогеологического цикла в водоносных комплексах верхнего мела минерализация подземных вод, по всей вероятности, соответствовала водам нормального морского бассейна, и лишь в Кызылкумской зоне на участках формирования датских хемогенных отложений были распространены крепкие рассолы.

В пределах Устюрт-Каракумской зоны на протяжении третьего гидрогеологического цикла сильносоленые воды и рассолы верхней юры и частично нижнего неокома, обусловленные наличием мощной соленосной гаурдакской свиты, из глубокой Муртабской впадины перемещались под воздействием геостатического давления к Мангышлаку, Центрально-Устюртскому поднятию и Центрально-Кызылкумской низменной суше. Это способствовало распространению рассолов по всей площади Амударьинского артезианского бассейна.

К началу инфильтрационного этапа четвертого гидрогеологического цикла на бо́льшей части территории Кызылдкумской структурно-фациальной зоны в отложениях мезозоя был распространен инверсионный гидрохимический разрез. Максимальной минерализацией, по-видимому, обладали подземные воды отложений сенона, непосредственно контактирующие с датскими гипсами и ангидритами. В пределах Устюрт-Каракумской зоны в вертикальном разрезе происходило увеличение минерализации с глубиной от нормально-морских вод до рассолов, а в районе распространения гаурдакской свиты — крепкие рассолы. Вполне вероятно, что подземные воды с нижним пределом минерализации 200 г/л и более не распространялись за пределы древних очагов разгрузки подземных вод.

Образование горных сооружений в неоген-четвертичное время способствовало созданию гидростатических напоров, что существенно изменило динамику подземных вод в отложениях мезозоя. Районы, где под влиянием геостатического давления происходила разгрузка подземных вод, превратились в области инфильтрации атмосферных осадков и устойчивого гидростатического напора.

Интенсивность продвижения фронта инфильтрационных вод зависела от расположения базиса подземного стока. Региональный базис стока подземных вод Туранской плиты определился в нижнем неогене, когда наметились основные черты бессточных впадин и котловин. Окончательное формирование как региональных (Аральское море и Сарыкамышская впадина), так и местных очагов разгрузки завершилось в среднечетвертичное время.

Процесс вытеснения древних седиментационных вод был особенно интенсивен в отложениях верхнего мела, так как они располагаются в наиболее благоприятных условиях для инфильтрации атмосферных осадков и в областях разгрузки подземных вод.

Влияние областей гидростатического напора на водоносные комплексы Туранской плиты в различных областях территории были неравнозначны. В глубоких прогибах — Мургабском и Предкопетдагском — движение вод отложений юры и частично нижнего мела происходило под действием геостатического давления, благодаря чему области внедрения инфильтрационных вод в южной части Туранской плиты были сравнительно ограниченны.

На современном инфильтрационном этапе четвертого гидрогеологического цикла все артезианские бассейны Туранской плиты вместе с обрамляющими их горно-складчатыми сооружениями образуют единую гидравлическую систему, для которой основными базисами поверхностного и подземного стока служат Аральское море и ряд крупных впадин (Сарыкамышская, Южно-Тургайская и др.).

Современный этап формирования подземных вод

Формирование подземных вод в пределах верхнего гидрогеологического этажа в общих чертах имеет следующие особенности: в Амударьинском, Сырдарьинском и Чу-Сарысуйском артезианских бассейнах основные области питания расположены в пределах Тянь-Шаньской горно-складчатой страны и ее западных отрогов, а в малых артезианских бассейнах Центрального Кызылкума, в Устюртском, Северо-Аральском и Тургайском артезианских бассейнах основными областями питания являются выходы водосодержащих пород на дневную поверхность в пределах самих бассейнов и особенно их краевых частей; значительно меньшую роль играют обрамляющие их складчатые сооружения — Урал и Центральный Казахстан.

В питании грунтовых вод современных аллювиальных равнин, сложенных песками и рыхлыми песчаниками, основная роль принадлежит атмосферным осадкам, выпадающим в зимне-весенний период года, когда испарение ничтожно мало; большое значение имеют и поверхностные воды рек Сырдарьи и Амударьи, Чу, Сарысу, Теджена, Мургаба, Зеравшана и др., а также воды ирригационной сети. Не менее важное значение в питании имеют паводковые воды, заполняющие старые русла, озера и пониженные части речных террас. В пределах этих равнин повсеместно формируются слабоминерализованные воды.

В районах развития древних аллювиальных равнин, сложенных толщей переслаивающихся глин и песков, инфильтрация атмосферных осадков затруднена, а местами почти отсутствует. В то же время зна-

чительная часть грунтовых вод в летний период расходуется на испарение и транспирацию растениями, что приводит к увеличению минерализации вод.

Верхние водоносные горизонты кайнозоя, находясь под постоянным воздействием существующих физико-географических факторов, весьма чувствительны к изменению установившегося природного равновесия; малейшее изменение его приводит к резкому нарушению общих гидрогеологических закономерностей; примером могут служить районы орошаемого земледелия, где встречаются воды весьма пестрые как по химическому составу, так и по минерализации — до 1 г/л — гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые; с минерализацией 1—3 г/л — сульфатно-хлоридные натриевые или магниевые; с минерализацией 3—10 г/л — хлоридно-сульфатные натриево-магниевые.

В более глубоких частях разреза водоносная толща неоген-четвертичного возраста отличается относительно устойчивым и выдержанным солевым составом и минерализацией подземных вод. Здесь преобладают хлоридные натриево-магниевые воды с минерализацией 50—70, реже 10—35 г/л и лишь как исключение встречаются пресные воды с минерализацией до 1 г/л. На территории Амударьинского артезианского бассейна это объясняется тем, что в четвертичное время прогрессирующее прогибание Низменных Каракумов и постоянный подпор со стороны пра-Амударьи создавали благоприятные условия для сохранения многочисленных остаточных озер и высокого стояния уровня грунтовых вод, что при отсутствии подземного стока приводило к интенсивному испарению и повышению концентрации солей, а воды реки оказывали лишь слабое опресняющее действие на подземные воды.

Наличие пресных и слабоминерализованных вод в верхних частях разреза Заунгузских Каракумов объясняется низким гипсометрическим положением котловин Унгуза, что препятствовало повышению уровня грунтовых вод до критических глубин, выше которых начинается интенсивное подземное испарение; в этих же условиях испарение не оказывало существенного влияния на повышение минерализации подземных вод.

Высокое гипсометрическое положение Бадхызской и Карабильской равнин благоприятно сказывалось как на интенсивности движения фильтрационного потока к Низменным Каракумам, так и на значительной глубине залегания зеркала грунтовых вод. Поэтому в настоящее время в пределах этих равнин сохранились огромные линзы пресных вод.

Сочетание таких же условий привело к формированию пресных и солоноватых вод в пределах Сырдарьинского артезианского бассейна, особенно в районе Восточного Кызылкума. Характерной особенностью районов распространения значительных линз пресных вод является преобладание в разрезе песков и песчаников.

В пределах Устюртского артезианского бассейна в сводах положительных структур, являющихся областями питания, формируются воды с минерализацией 2—3 г/л. Разгрузка грунтовых вод происходит в глубоких бессточных котловинах, впадинах и чинках; по мере движения подземных вод к очагам разгрузки и приближения их уровня к поверхности земли минерализация вод возрастает до 70—100 г/л. По направлению движения потока изменяется и солевой состав путем последовательного замещения сульфатно-хлоридных кальциевого-магниевых вод натриево-кальциевыми, затем хлоридно-сульфатными натриево-магниевыми и хлоридными натриевыми.

Процессы континентального засоления грунтовых вод особенно интенсивно проявляются в условиях неглубокого залегания их уровня и в непосредственной близости к очагам разгрузки.

В Тургайском артезианском бассейне подземные воды верхнего гидрогеологического этажа (надчегановых водоносных горизонтов), как правило, грунтовые, реже с местными небольшими напорами; в соответствии с общим уклоном рельефа они медленно движутся с севера на юг и от приподнятых частей водоразделов, которые являются областями питания, к долинам рек и крупным озерным котловинам, частично разгружаясь по пути в многочисленные мелкие озера и впадины. Недостаточное увлажнение при большом испарении, замедленная циркуляция подземных вод и затрудненный водообмен, обусловленные, с одной стороны, равнинным рельефом, а с другой — песчано-глинистым фациально изменчивым составом водосодержащих отложений, приводят к формированию вод пестрой минерализации — от пресных до рассолов (30—50 г/л и более).

Взаимодействие литолого-минералогического состава водосодержащих и водоупорных пород и процессов континентального засоления приводит к неравномерному накоплению и изменению концентрации солей с глубиной и по площади распространения подземных вод: нередко здесь пресные и слабосолоноватые воды залегают в непосредственном контакте с солеными и рассолами. Широкое распространение высокоминерализованных вод обусловлено значительным развитием соленосных и гипсовых глин, как выходящих на поверхность в понижениях рельефа чеганской свиты эоцен-олигоцена, так и венчающих разрез большинства водоразделов аральской свиты миоцена

В Северо-Аральском артезианском бассейне формирование подземных вод верхнего гидрогеологического этажа в разобщенных массивах эоловых песков (Большие и Малые Барсуки и др.) и аллювиально-озерных отложений, слабо выраженных в рельефе древних долин, происходит исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков. Массивы эоловых песков сформировались на поверхности чеганских глин, поэтому инфильтрационные воды не выходят за их пределы, а разгрузка происходит в межгрядовых понижениях, где образуются соры. Отсюда и минерализация грунтовых вод песчаных массивов находится в прямой зависимости от их эолового рельефа: на участках положительных форм минерализации не превышает 1 г/л. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый. По мере продвижения к соровым понижениям минерализация возрастает до 5 г/л Состав воды хлоридно-сульфатный натриевый.

Формирование подземных вод аллювиально-озерных отложений осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и временного руслового стока. Незначительная мощность этих отложений (15—18 м), неоднородный состав пород и равнинный рельеф способствуют формированию вод с различной минерализацией и пестрого состава. В условиях песчаного разреза минерализация грунтовых вод составляет 0,3—1 г/л, при наличии частых глинистых прослоев минерализация увеличивается до 3, а местами до 18 г/л. Разгрузка происходит за счет испарения с поверхности грунтовых вод.

Иные условия формирования подземных вод наблюдаются в среднем гидрогеологическом этаже, который на большей части территории перекрыт водоупорными глинами и мергелями палеогенового возраста. Наиболее интенсивное питание межпластовые воды получают на участках отсутствия этого водоупора, через так называемые «окна», в районах выходов водовмещающих пород на дневную поверхность — как

в сводах антиклинальных структур, так и в предгорьях Урала, Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Центрального Кызылкума. Большую роль в питании подземных вод среднего этажа играют крупные разломы регионального протяжения, секущие окружающие горно-складчатые сооружения и прилегающие части фундамента, а иногда и осадочного чехла артезианских бассейнов.

В районах, прилегающих к геосинклинальным областям (Копет-Даг) и молодым орогеническим зонам (юго-западные отроги Гиссарского хребта), сложенным мощной слабометаморфизованной осадочной толщей мезозоя, крупные разломы являются экранами. Это обусловливает выклинивание по линиям нарушения подземных вод, поступающих от молодых горных сооружений, и сильноминерализованных горячих вод, поднимающихся с глубоких прогибов.

Разнотипные климатические, структурно-геологические, морфологические и гидрографические условия окружающих Туранскую плиту горно-складчатых сооружений определили существенное различие их в качестве областей питания артезианских бассейнов: наибольшее значение имеет Тянь-Шань; Урал же и Центрально-Казахстанская складчатая область играют значительно меньшую роль; низкие горы Центрального Кызылкума существенной роли в формировании подземных вод, по-видимому, не играют.

Горы Тянь-Шаня отличаются весьма большим увлажнением; в подножиях их западных склонов и предгорных равнинах Туранской плиты атмосферные осадки, количество которых за год составляет 500—700 мм, непосредственно инфильтруются в водопроницаемые породы среднего гидрогеологического этажа. Кроме того, значительную часть приходного баланса составляют фильтрационные потери постоянных и временных водотоков, стекающих с гор. Большое значение в формировании подземных вод имеют краевые части складчатых сооружений, сложенные карстующимися породами. Так, в северо-западной части Тянь-Шаня в районах развития карбонатных пород атмосферные осадки, выпадающие на склонах гор, способствуют интенсивному их выщелачиванию и накоплению в них значительных запасов трещинно-карстовых вод. Глубоко врезанные долины местами дренируют эти воды, но чаще поверхностные водотоки питают трещинно-карстовые воды известняков. Трещиноватость известняков с глубиной не затухает, а часто, наоборот, увеличивается за счет химического и физического выветривания благодаря чему бóльшее количество подземных вод скапливается в карбонатных породах ниже уровня гидрографической сети. В местах пересечения трещиноватых и раскарстованных известняков локальными зонами разрывных нарушений подземные воды уходят на большую глубину.

Роль разрывных зон не ограничивается областями выходов палеозойского фундамента на дневную поверхность. Многие разломы, как уже указывалось, имеют региональное распространение и проникают далеко в глубь артезианских бассейнов как по глубоко залегающим породам складчатого фундамента, так и в осадочный чехол. Значительная часть этих разломов является хорошими фильтрационными каналами, по которым поступает довольно большая доля питания среднего гидрогеологического этажа. Особенность горного обрамления Тянь-Шаня как области питания заключается еще и в том, что высокие абсолютные отметки его способствуют созданию значительных гидродинамических напоров, а резкое погружение мезо-кайнозойских отложений под водоупорные глины в пределах впадин обусловливает формирование артезианских вод, обладающих большими напорными градиентами.

На Южном Урале и в Центрально-Казахстанской складчатой области количество выпадающих атмосферных осадков невелико и изменяется с севера на юг от 350 до 150 мм/год. Реки, стекающие с Центрально-Казахстанского мелкосопочника в Тургайский и Чу-Сарысуйский артезианские бассейны, почти все лишены постоянных водотоков или весьма маловодны (Сарысу). Исключением является р. Тургай, которая, как уже указывалось, служит естественной дреной для водоносных комплексов верхнего гидрогеологического этажа. Несколько более значительная доля питания с Казахской складчатой страны поступает в Тургайский артезианский бассейн по разломам, протягивающимся от северо-западной части структуры в юго-западном направлении в глубь бассейна.

Многочисленные реки, стекающие с Урала, функционируют лишь в период весеннего снеготаяния (март—май) и в отдельные промежутки обильного выпадения дождей. Поэтому инфильтрация поверхностных вод в водовмещающие породы среднего гидрогеологического этажа здесь происходит периодически. Кроме того, с Южного Урала некоторая доля питания подземных вод поступает в Тургайский и Северо-Аральский артезианские бассейны по отдельным поперечным разломам, секущим его восточный борт.

Роль низких гор Центрального Кызылкума как региональной области питания для крупных артезианских бассейнов в пределах Туранской плиты весьма незначительна в связи с их расположением в том же пустынном климате, как и окружающих их артезианских бассейнов. Однако для внутренних малых артезианских бассейнов роль этих гор, по-видимому, довольно существенна.

Пьезометрическая поверхность подземных вод среднего гидрогеологического этажа имеет сложный рельеф, отличающийся специфическими чертами в различных частях Туранской плиты. В юго-восточной ее части, в пределах Амударьинского артезианского бассейна, пьезометрическая поверхность верхнемелового водоносного комплекса полого погружается от горного обрамления западных отрогов Тянь-Шаня (Гиссарского, Зеравшанского и других хребтов), где она имеет абсолютные отметки более 300 м, на запад — северо-запад в сторону бессточных котловин, ограничивающих Туаркыр, и Сарыкамышской впадины, где абсолютные отметки пьезометрической поверхности не превышают 20 м. В пределах Бухаро-Каршинского артезианского бассейна, где осадочный чехол содержит несколько выдержанных региональных водоупоров и отличается относительно небольшой мощностью, наблюдается несколько пьезометрических поверхностей (верхнемелового, нижнемелового и юрского водоносных комплексов), которые, сохраняя общую конфигурацию, последовательно расположены одна значительно ниже другой.

В других районах Амударьинского бассейна, где мощность осадочного чехла достигает 5000 м, а мощность водоупорных толщ превышает 400—600 м, пьезометрические напоры подземных вод нижних водоносных комплексов значительно выше, чем напор вод верхнего мела. В пределах Сырдарьинского артезианского бассейна пьезометрическая поверхность верхнемелового водоносного комплекса погружается от подножия хр. Каратау, где ее абсолютные отметки достигают 300 м, в сторону Аральского моря, которое окаймлено гидроизопьезой +60 м.

В пределах Центрального Кызылкума пьезометрическая поверхность среднего этажа, сохраняя общий характер погружения с северо-востока на юго-запад от 200 до 120 м абс., имеет весьма сложную конфигурацию, обусловленную наличием многочисленных бессточных котловин.

В Чу-Сарысуйском артезианском бассейне пьезометрическая поверхность палеоцен-эоценового водоносного комплекса имеет асимметричное строение и погружается от краевых частей бассейна к долине р. Чу от абс. отм. 320 м (подножие Каратау) до 90 м и менее.

В пределах Тургайского артезианского бассейна пьезометрическая поверхность верхнемелового водоносного комплекса плавно погружается от краевых частей бассейна от 120—130 м абс. отм. к Южно-Тургайской бессточной впадине, окаймленной гидроизопьезой +60 м.

В Северо-Аральском артезианском бассейне пьезометрическая поверхность имеет весьма сложный рельеф: на юге она погружается в сторону Аральского моря от 160 до 60 м абс. высоты. В западной его части (в пределах Челкарского артезианского бассейна) поверхность погружается с севера на юг от 180 м вблизи Мугоджар до 80 м на границе с Устюртским артезианским бассейном.

Пьезометрическая поверхность верхнемелового водоносного комплекса Устюртского артезианского бассейна слабо изучена, она отличается глубоким погружением и в общих чертах снижается от Центрально-Устюртского поднятия и Мугоджар на восток и юго-запад в сторону Аральского моря и Сарыкамышской котловины от 160 до 20 м абс. высоты. Водоносные комплексы нижнего мела (апт—неоком) и юры располагаются в глубоких прогибах, где существенное влияние оказывает геостатическое давление. Карта приведенных напоров, составленная по редкой сети скважин, свидетельствует о движении подземных вод от зон глубокого погружения осадочного чехла к сводам тектонических валов.

Изменение минерализации и химического состава подземных вод среднего гидрогеологического этажа в пределах Туранской плиты в общих чертах сочетается с характером пьезометрической поверхности этих вод: с погружением последней в сторону Аральского моря и бессточных впадин увеличивается минерализация и изменяется химический состав вод Однако в каждом артезианском бассейне эти изменения имеют свои особенности как по площади, так и в разрезе.

В Амударьинском артезианском бассейне наименьшей минерализацией обладают подземные воды верхнего мела вблизи горного обрамления Тянь-Шаня (1—3 г/л) и на выходах водовмещающих пород на дневную поверхность в пределах поднятий Бадхыз-Карабильского артезианского бассейна. По направлению к Сарыкамышской впадине минерализация вод возрастает, достигая в Заунгузском бассейне 24—38 г/л; в северной части Бадхыз-Карабильского бассейна минерализация вод 35 г/л и более. Одновременно состав вод изменяется от сульфатных натриевых до хлоридных натриевых. На этом фоне выделяются локальные участки распространения слабосолоноватых вод (1—3 г/л), приуроченных к участкам, лишенным водоупорной кровли.

Минерализация подземных вод нижнего мела и их состав в пределах Амударьинского артезианского бассейна вблизи зон питания мало отличается от подземных вод верхнего мела. Причем вблизи участков, где водосодержащие породы нижнего мела непосредственно контактируют с породами горно-складчатого обрамления, минерализация вод ниже, чем вод верхнего мела. Такая же картина наблюдается вблизи крупных тектонических разломов, ограничивающих Центральные Кызылкумы.

От краевых частей бассейна предгорий Западного Тянь-Шаня в юго-западном направлении происходит последовательная смена гидрохимических зон с минерализацией воды 10—20, 20—50 и 50—100 г/л. На участках непосредственного контакта с гаурдакской соленосной свитой происходит еще большее повышение концентрации солей. В Заунгузском артезианском бассейне минерализация достигает 120—

150 г/л и повышается содержание кальция, брома и иода. По составу воды смешанные сульфатные и хлоридные натриевые с повышенным содержанием гидрокарбонатов при минерализации до 3 г/л, свыше — воды хлоридные натриевые.

Подземные воды юрских отложений на площади распространения соленосной свиты имеют минерализацию до 300—540 г/л, в районе Каракумского свода она не превышает 200 г/л.

В Сырдарьинском артезианском бассейне, в верхней изученной части среднего гидрогеологического этажа, намечается несколько гидрохимических зон, сменяющих друг друга по площади. Пресные подземные воды с минерализацией до 1 г/л гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые распространены в полосе, протягивающейся от юго-западных склонов хр. Каратау до р. Сырдарьи, на широте г. Кызыл-Орда. На бо́льшей части бассейна вплоть до Аральского моря развиты воды с минерализацией 1—3, реже до 5 г/л сульфатно-хлоридного, хлоридно-сульфатного натриевого и натриево-кальциевого состава. Зона соленых вод и рассолов (10—90 г/л) хлоридного натриевого состава развита в пределах Амударьинского тектонического вала. Аномальная зона слабосолоноватых вод (1—2,5 г/л) смешанного состава — сульфатно-хлоридных, хлоридно-сульфатных, сульфатно-гидрокарбонатных натриевых и натриево-кальциевых, местами с повышенным содержанием гидрокарбонатов, встречаются обычно вдоль линий разрывных дислокаций, значительно удаленных от областей питания.

В предгорьях хребтов Букантау и Султануиздаг, где меловые отложения перекрыты загипсованными пролювиальными наносами мощностью от 0,5 до 20 м, формируются подземные воды с минерализацией 3—5 г/л и более.

В вертикальном разрезе Сырдарьинского артезианского бассейна так же, как и в предыдущем бассейне, минерализация подземных вод увеличивается с глубиной лишь в Приаралье, достигая в нижнем мелу и юре 10—35 г/л при хлоридном натриевом составе. Характерно, что в глубоких частях Сырдарьинского бассейна в подземных водах со сравнительно невысокой концентрацией солей (10—35 г/л) содержание брома достигает 25 мг/л. На остальной территории Сырдарьинского артезианского бассейна в отложениях нижнего мела и юры при хлоридном натриевом составе развиты воды с минерализацией 1,5—2,5 г/л.

В Центральном Кызылкуме в областях инфильтрации атмосферных осадков на выходах водовмещающих пород на поверхность и в зонах тектонических контактов формируются пресные подземные воды с минерализацией до 1 г/л, а там, где водовмещающие породы перекрыты загипсованными пролювиально-делювиальными наносами, минерализация вод достигает 5 г/л.

В малых артезианских бассейнах Центрального Кызылкума распространены подземные воды с минерализацией от 1 до 10 г/л хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного натриевого состава. Причем увеличение минерализации происходит от горных массивов к центральным частям бассейнов, занятых бессточными впадинами. Наименее минерализованные воды (0,5—3 г/л) распространены широкой полосой между горами Джетымтау и Нуратау. Воды с минерализацией 2—3 г/л прослеживаются в подножиях горных массивов. По мере движения к центрам бассейнов минерализация увеличивается до 3—5 г/л, а в районах бессточных котловин достигает 10 г/л при хлоридном натриевом составе. Исключениями являются западная часть Мынбулакского бассейна с минерализацией вод верхнего мела до 1 г/л при гидрокарбонатно-сульфатном натриевом составе и центральная часть Карагатинского

бассейна, где минерализация вод 2 г/л при сульфатно-хлоридном натриевом составе. В пределах этих бассейнов прослеживаются зоны тектонических нарушений, связанных с горным обрамлением Центрального Кызылкума.

В Чу-Сарысуйском бассейне пресные воды с минерализацией до 1 г/л в среднем гидрогеологическом этаже прослеживаются вблизи основной области питания — хр. Каратау. Далее к центру бассейна минерализация вод увеличивается до 3 г/л, реже более. В воде отмечается повышенное содержание фтора и бора — до 15 мг/л, которые, возможно, поступают по тектоническим нарушениям с больших глубин.

В пределах Устюртского артезианского бассейна воды с наименьшей минерализацией (1—4 г/л) распространены вблизи Мангышлака, Центрально-Устюртского и Актуксукского валов. В северном и южном направлениях минерализация вод на коротких расстояниях довольно резко возрастает до 10—25 г/л с изменением химического состава от сульфатно-хлоридного натриевого-магниевого до хлоридного натриевого с повышенным содержанием сульфатов. По мере движения от восточной оконечности Мангышлака по Центрально-Устюртскому валу на восток минерализация вод медленно возрастает от 3—4 до 9—12 г/л, по составу воды сульфатно-хлоридные или хлоридно-сульфатные натриевые.

В центральных частях Северо-Устюртского и Ассакеауданского артезианских бассейнов минерализация вод верхнего мела в вертикальном разрезе возрастает от 78 до 131 г/л, увеличение минерализации от валов к впадинам от 27 до 200 г/л отмечается также для подземных вод нижнего мела и юры.

В Сарыкамышской впадине минерализация подземных вод 35—35,5 г/л, а по химическому составу воды хлоридные натриевые с повышенным содержанием сульфатов (12 мг-экв) и кальция (14 мг-экв).

В Тургайском артезианском бассейне в пределах Кустанайского вала, где в средний гидрогеологический этаж входят эоценовый и верхнемеловой водоносные комплексы, а кровля перекрывающего водоупора не имеет сплошного распространения и изобилует «окнами», минерализация подземных вод не превышает 10—20 г/л, в более южных частях бассейна наблюдается нормальная гидрохимическая зональность по площади (с возрастанием минерализации от 1—5 г/л в краевых частях бассейна до 35 г/л и более в центре Южно-Тургайской впадины). Состав вод преимущественно хлоридный натриевый, в краевых частях сульфатно-хлоридный натриевый. В пределах изученной части разреза (500—700 м) минерализация вод почти не изменяется.

В западной части Северо-Аральского артезианского бассейна (в Челкарском бассейне) развиты пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией до 5 г/л, в основном хлоридные натриевые и лишь в непосредственной близости от Мугоджар, где минерализация вод 1—3 г/л, сульфатные натриевые.

Анализ рельефа пьезометрической поверхности подземных вод среднего гидрогеологического этажа (рис. 25) в сочетании с изменением минерализации химического состава по площади и в разрезе и с геолого-структурными особенностями позволяет представить формирование подземных вод этого этажа следующим образом.

В Амударьинском артезианском бассейне роль различных областей питания неравнозначна. Наиболее благоприятные условия для формирования подземных вод и их гидростатических напоров имеются на северо-востоке в пределах Бухаро-Каршинского артезианского бассейна, непосредственно примыкающего к областям питания, которыми являются отроги Западного Тянь-Шаня (Зеравшанский и Гиссарский хре-

бты). Увеличение в разрезах чехла на положительных структурах бассейна роли песчаных фаций и наличие многочисленных тектонических нарушений играет определяющую роль в направленности основных путей фильтрации подземных вод среднего этажа. Повышенная тектони-

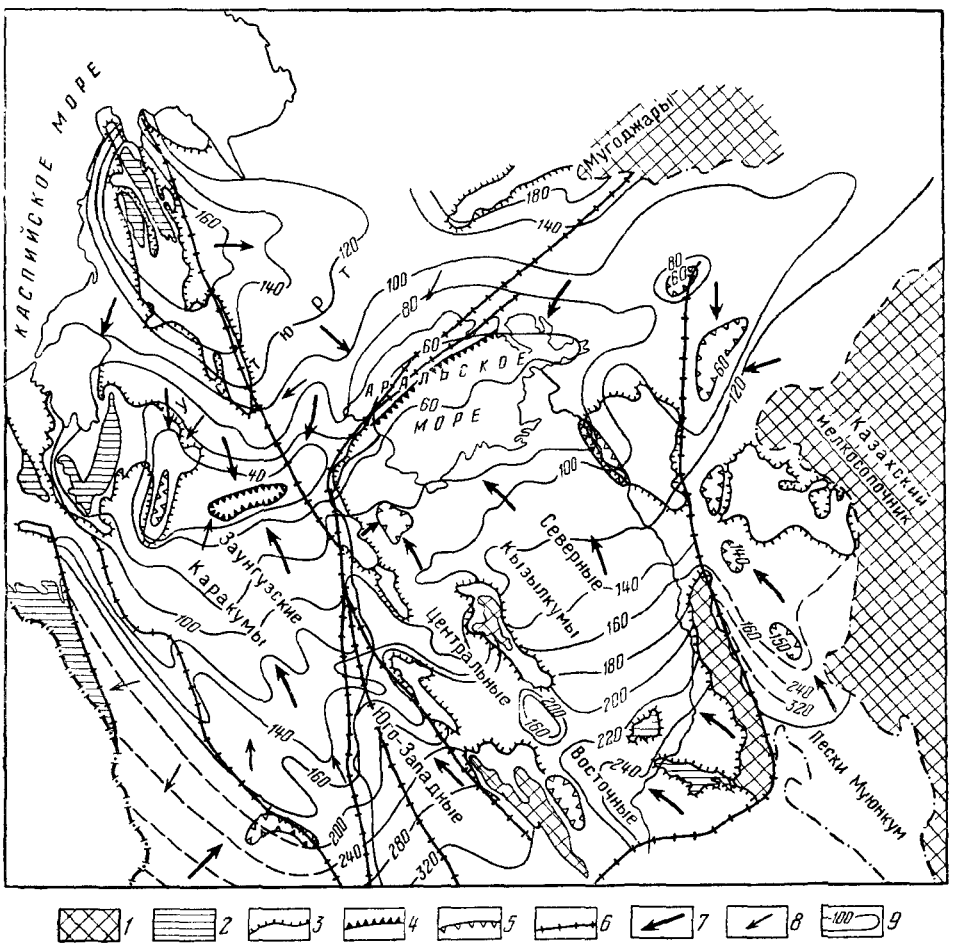


Рис. 25. Гидродинамическая схема верхней части среднего гидрогеологического этажа (эоценового, палеоценового — эоценового и верхнемелового — эоценового и верхнемелового водоносных комплексов). По Л. А. Островскому и В. М. Фомину.

Области питания: *1* — выходы пород палеозойского складчатого фундамента; *2* — выходы дислоцированных пород нижней части мезозоя (триас, юра, нижний мел), иногда в ядрах складок выходы пород палеозоя; *3* — выходы водосодержащих пород среднего гидрогеологического этажа. Области разгрузки. Базисы стока: *4* — региональные (моря, крупные бессточные впадины, долины рек); *5* — местные (бессточные впадины); *6* — водоносные разломы. Основное направление движения подземных вод: *7* — верхней части среднего гидрогеологического этажа, *8* — нижней части среднего гидрогеологического этажа; *9* — гидроизопьезы верхней части среднего гидрогеологического этажа

ческая активность на протяжении всей истории накопления осадочной толщи по непосредственному контакту водовмещающих пород мезозоя с выходами складчатого фундамента Центрального Кызылкума и западных отрогов Тянь-Шаня в отличие от других районов Амударьинского артезианского бассейна создала весьма благоприятные условия для внедрения инфильтрационных вод. Общее направление движения подземных вод здесь происходит на запад — юго-запад от выходов складчатого фундамента через Заунгузский артезианский бассейн по направлению к региональным базисам стока, которыми являются Са-

рыкамышская впадина и бессточные впадины в пределах Туаркырского поднятия.

Движение подземных вод происходит неравномерно: в пределах структурно приподнятых участков наблюдаются наибольшие скорости; зоны максимального погружения являются областями замедленного движения.

Гидродинамические и гидрохимические условия, установленные для водоносного комплекса отложений верхней части нижнего мела, почти не отличаются от вышележащего, несмотря на весьма ограниченные площади выходов на дневную поверхность водовмещающих пород. В Бухаро-Каршинском бассейне существенное отличие намечается лишь в солевом составе подземных вод. Сравнительно низкая минерализация вод нижнего мела может быть объяснена лишь поступлением вод по тектоническим нарушениям. Так как площади выходов водовмещающих пород отложений альба незначительны, а апта и неокома отсутствуют, то и количество поступающих через них инфильтрационных вод незначительно. Перетекание же подземных вод из вышележащего водоносного комплекса верхнего мела также мало вероятно, так как абсолютное положение пьезометрического уровня последнего ниже более глубоких водоносных комплексов (рис. 26). Анализ условий формирования подземных вод нижнего мела позволяет установить, что Предкызылкумский разлом является основным проводником пресных и слабоминерализованных вод. Скорости движения подземных вод в вертикальном разрезе среднего этажа неравномерны. По данным А. Е. Михайлова (1962), скорость фильтрационного потока изменяется от 2,94 до 0,81 м в год для сеноманского водоносного горизонта и от 0,11 до 0,0043 м для юрского, т. е. с глубиной скорость движения подземных вод резко уменьшается. По-видимому, значительному повышению скоростей фильтрации подземных вод отложений верхнего мела способствует наличие местных областей разгрузки. В связи с тем, что скорость фильтрационного потока нижнемелового комплекса сравнительно небольшая, процессы вытеснения соленых вод протекают весьма медленно, и, по-видимому, здесь могли сохраниться седиментационные реликтовые воды. Значительное повышение концентрации солевого состава воды и повышение содержания кальция, брома и иода объясняются контактом с гаурдакской соленосной толщей юры. В настоящее время существует две точки зрения на условия формирования гидродинамического режима подземных вод юрских отложений. Одни исследователи отрицают наличие горизонтального движения подземных вод, другие считают, что движение происходит с северо-востока на запад—юго-запад, о чем свидетельствует падение пьезометрических уровней в этом направлении. По-видимому, движение подземных вод происходит, но не повсеместно, так как на участках наибольшего погружения и наличия мощного перекрывающего водоупора гаурдакской свиты, где рассольные воды (400—540 г/л с температурой более 100° С) юрского водоносного комплекса обладают большими избыточными напорами (структуры Зеварды, Нишан и др.), вертикальное движение, возможно, превалирует над горизонтальным. За пределами распространения гаурдакской соленосной свиты движение вод за счет геостатического давления, по-видимому, имеет место, исключая отдельные изолированные тектонические блоки.

Таким образом, значительная глубина погружения водоупорной кровли среднего гидрогеологического этажа в пределах Амударьинского артезианского бассейна, неоднородность литологического разреза по площади с наличием нескольких региональных водоупоров определили весьма неблагоприятные для него гидродинамические условия.

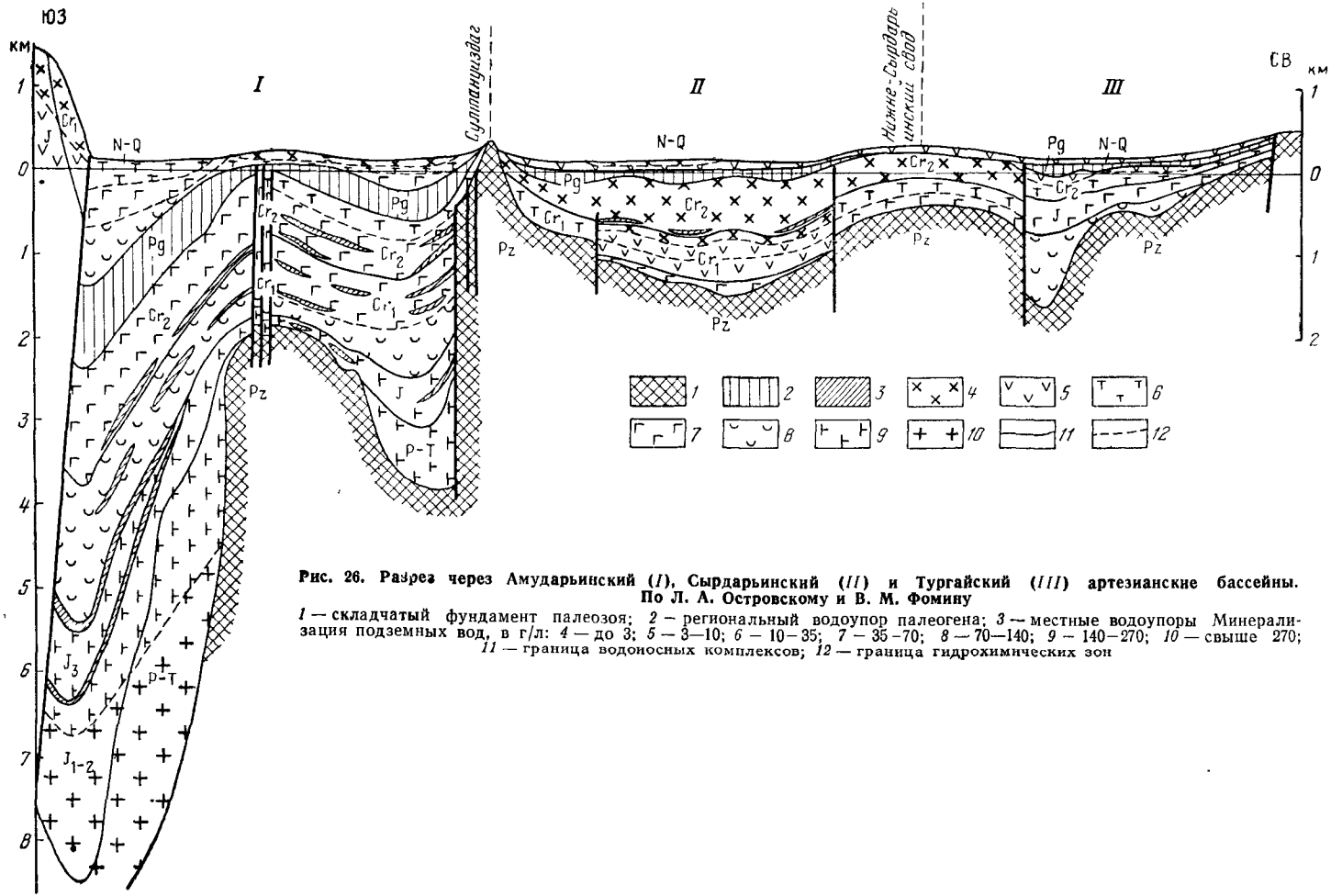


Рис. 26. Разрез через Амударьинский (*I*), Сырдарьинский (*II*) и Тургайский (*III*) артезианские бассейны. По Л. А. Островскому и В. М. Фомину

1 — складчатый фундамент палеозоя; *2* — региональный водоупор палеогена; *3* — местные водоупоры Минерализация подземных вод, в г/л: *4* — до 3; *5* — 3—10; *6* — 10—35; *7* — 35—70; *8* — 70—140; *9* — 140—270; *10* — свыше 270; *11* — граница водоносных комплексов; *12* — граница гидрохимических зон

Поэтому подземные воды среднего этажа на бо́льшей части бассейна находятся в зоне затрудненного водообмена. Однако смена гидрохимических зон по направлению регионального стока, установленная для верхней части разреза мезозойской толщи, и нормальная вертикальная гидрохимическая зональность для территории бассейна в целом подтверждают наличие регионального стока.

Основной областью питания Сырдарьинского артезианского бассейна является хр. Каратау, сложенный преимущественно карбонатными породами. Вместе с этим фильтрационный поток формируется за счет вод, как поступающих с предгорий хребта, так и перетекающих из Приташкентского предгорного артезианского бассейна.

В отличие от Амударьинского бассейна наличие здесь на всей территории артезианского бассейна сравнительно выдержанных по составу водовмещающих толщ способствует однородности фильтрационных свойств водовмещающих пород на всем протяжении — от областей питания до регионального базиса стока (Аральское море) — и изменению их в относительно небольших пределах.

Благодаря подпору, обусловленному высоким положением базиса подземного стока (абс. отм. водной поверхности Аральского моря +53 м в противоположность Амударьинскому и Устюртскому артезианским бассейнам, где разгрузка происходит на нулевых отметках — Сарыкамышская впадина), водоносные комплексы рассматриваемого бассейна обладают значительными напорными градиентами, вследствие чего скважины на большей части артезианского бассейна фонтанируют.

Наряду с региональным базисом стока в Сырдарьинском артезианском бассейне существуют многочисленные местные очаги разгрузки, которыми являются мелкие бессточные впадины; наличие их, однако, не влияет на общее направление движения подземных вод.

Существенное влияние на пополнение запасов и на формирование химического состава подземных вод оказывает перелив холодных и горячих трещинных вод складчатого фундамента по разрывным зонам. Однако вполне вероятно, что разломы могут являться лишь коллекторами, создающими благоприятные условия для интенсивного движения подземных вод от областей питания к очагам разгрузки в пределах одного и того же комплекса. Циркулируя по этим разломам, подземные воды, поднимаясь из глубоко погруженных синклинальных прогибов к антиклинальным поднятиям, здесь в условиях неглубокого залегания кровли водоносного комплекса образуют гидрохимические и гидротермальные аномальные зоны. Этим можно объяснить появление слабоминерализованных и термальных вод смешанного состава на участках, значительно удаленных от областей питания и совпадающих с линиями разрывных нарушений при неглубоком залегании (500—700 м) складчатого фундамента.

Тесная связь верхнемелового и эоценового водоносных комплексов с региональными и местными областями разгрузки создает для них более благоприятные условия циркуляции подземных вод и перелива их по зонам разломов, чем в нижележащих водоносных комплексах. Это подтверждается наличием в относительно слабоминерализованных водах (11 г/л) нижнемелового водоносного комплекса, вскрытого в непосредственной близости от зоны разломов, брома (до 25 мг/л), характерного для зоны застойного режима.

В малых артезианских бассейнах Центрального Кызылкума подземные воды среднего гидрогеологического этажа получают инфильтрационное питание в предгорьях на площадях выходов водовмещающих пород, а также за счет вод селевых потоков.

Естественная разгрузка меловых водоносных горизонтов осуществляется в бессточные впадины в центральных частях бассейнов; воды выходят на дневную поверхность через нарушенную водоупорную кровлю в ряде случаев в виде родников; зимой они образуют озера, пересыхающие летом. Для впадин характерны родники, отличающиеся своим положением на песчаных буграх «чоколаки».

Относительно питающей роли глубинных разломов существует два мнения. Одни исследователи (Островский, Фомин и др., 1969) считают, что роль их весьма велика, подтверждением чего является наличие пресных и слабоминерализованных термальных вод смешанного состава в центральных частях некоторых бассейнов (Мынбулакского, Карагатинского), на участках, совпадающих с простиранием крупных региональных разломов в складчатом фундаменте. Другие исследователи (Иванов, 1971 и др.) считают, что основными источниками питания являются лишь атмосферные осадки, инфильтрующиеся в областях выходов водовмещающих пород и через многочисленные «окна» Существует точка зрения Мирзаева (1968), который, не отрицая роли разломов, считает, что основным источником формирования подземных вод являются атмосферные осадки, выпадающие в пределах выходов отложений палеозоя Центрального Кызылкума.

В Чу-Сарысуйском артезианском бассейне питание среднего гидрогеологического этажа осуществляется преимущественно за счет вод, поступающих с северо-восточного склона Каратау; значительно меньшая доля питания поступает с севера, со стороны Центрально-Казахстанского мелкосопочника.

В северной части Чу-Сарысуйской впадины, вдоль левобережья р. Чу, располагается ясно выраженная область открытой разгрузки, где зафиксировано большое количество (более 50) восходящих родников («тма») *, расположенных вдоль линии разлома, которую проводят здесь на основании геофизических данных параллельно долине р. Чу. Слабую минерализацию родниковых вод (2—3 г/л), иногда наличие в них фтора и брома (до 15 мг/л), так же как и термальность вод (26—28°С), очевидно, следует связывать с поступлением известной доли питания этих вод по глубинным разломам. Местными очагами разгрузки являются многочисленные бессточные котловины с приуроченными к ним солончаками и сорами, реже озерами, причем в некоторых из них наблюдаются родниковые выходы пресных вод.

В Чу-Сарысуйском бассейне большое значение имеет и скрытая разгрузка подземных вод, которая осуществляется через перекрывающую толщу водоупора в пониженных участках рельефа, где величина напора артезианских вод превышает дневную поверхность; только этим можно объяснить наличие здесь большего количества невысоких (до 1—1,5 м) бугров выпирания разжиженных глин, содержащих пресную воду, а также уменьшение минерализации грунтовых вод с глубиной в песчаном массиве Катын-Чак (южнее оз. Асынкуль) и в других местах.

Максимальные расходы родников «тма» и дебиты скважин, пробуренные вдоль русла р. Чу, так же как и массовое наиболее интенсивное появление бугров выпирания разжиженных глин, приурочены к периодам максимального выпадения осадков в предгорьях хр. Каратау; юж-

---

* «Тма» — в Кызылкумах «чоколаки» — бугры высотой до 4—5 м, обычно покрытые ярко-зеленым тростником или саксаулом, резко выделяющиеся на общем фоне низменных равнин или бессточных впадин. На вершинах бугров в виде родников выклиниваются пресные или слабосолоноватые напорные воды.

нее долины р. Чу максимальные дебиты скважин наблюдаются раньше этих сроков, а севернее — позже.

Основными областями питания Устюртского артезианского бассейна являются низкогорные системы Мангышлака и Мугоджар, причем влияние их сказывается лишь на верхнюю часть среднего гидрогеологического этажа до отложений неокома включительно. В более глубоких частях разреза существует геостатический режим и в значительной мере сохраняются седиментационные воды. Характер изменения минерализации подземных вод по площади в верхней части среднего этажа заставляет предполагать, что наиболее интенсивная циркуляция инфильтрационного потока приурочена к структурно приподнятым участкам артезианских бассейнов, где водовмещающие породы подвержены сравнительно меньшему уплотнению и большей тектонической нарушенности. От Мугоджар поток подземных вод через Челкарский артезианский бассейн переливается в Северо-Устюртский бассейн и, направляясь на юго-восток, через Актумсукский вал разгружается в Аральское море.

Основное поступление инфильтрационных вод в Устюртский артезианский бассейн с Мангышлака происходит с восточного его окончания вдоль Центрально-Устюртского поднятия (Карабаурский вал). Здесь по системе региональных и местных разломов, совпадающих с простиранием горных хребтов Мангышлака, поток подземных вод направлен на восток — юго-восток к основному базису стока подземных вод — Сарыкамышской котловине, где зафиксирован родник Гурли-Булак с расходом 2500 л/с. В связи с тем, что эта впадина расположена значительно южнее линии простирания вала, то опресняющему влиянию в бо́льшей степени подвержен расположенный на пути инфильтрационного потока Ассакеауданский артезианский бассейн, на северном крыле которого в котловине Шахпахты минерализация вод отложений верхнего мела составляет всего 11 г/л. Опресняющее воздействие подземных вод Центрально-Устюртского вала на южном крыле Северо-Устюртского артезианского бассейна по площади более ограниченно.

Инфильтрационные подземные потоки, идущие вкрест простирания горных хребтов Мангышлака, на север — в сторону Бузачинского артезианского бассейна и на юг — в Южно-Мангышлакский артезианский бассейн, значительно менее интенсивны.

От Бузачинского и Южно-Мангышлакского бассейнов поток соответственно направлен на восток и юго-восток. На востоке за пределами гидродинамического влияния Центрально-Устюртского вала подземные воды Северо-Устюртского артезианского бассейна также дренируются Сарыкамышской котловиной, так как она на 70 м ниже Аральского моря и, следовательно, радиус влияния ее намного больше.

Тургайский артезианский бассейн, так же как и Чу-Сарысуйский, является бессточной структурой (т. е. подземный сток не выходит за его пределы). Основными областями питания среднего гидрогеологического этажа являются Кустанайский вал на севере, в пределах которого имеются многочисленные выходы водосодержащих пород эоценового водоносного комплекса, и Нижне-Сырдарьинский свод на юге, сложенный песчаными отложениями верхнего мела. Некоторая значительно меньшая доля питания поступает с молодых поднятий Северного Приаралья (Иргизского, Кайнарбулакского и др.), с горных обрамлений Урала и Центрального Казахстана путем подтока трещинных вод складчатого фундамента. Влияние последнего ощущается лишь в узкой прибортовой полосе горного обрамления, ширина которого, как правило, не превышает 50—80 км, и лишь по отдельным секущим разломам питание поступает значительно дальше — на сотни километров в глубь

бассейна. Особенно хорошо это заметно по региональным разломам, секущим фундамент восточной части Кустанайского вала в северо-западном направлении.

Преобладание мелко- и тонкозернистых песчаных и алевролитовых разностей водосодержащих толщ, значительная глинистость разреза, своеобразие структурного плана, характеризующегося, с одной стороны, пологим падением кровли палеозойского ложа с севера на юг (в среднем менее 2 м на 1 км), а с другой — наличием крупных и глубоких впадин, разделенных пологими поднятиями, широкое развитие мощного регионального водоупора, — все это создает специфические гидродинамические условия среднего гидрогеологического этажа. Развитые здесь воды отличаются весьма замедленной циркуляцией; скорость движения их с севера на юг, судя по напорным градиентам и коэффициентам фильтрации, исчисляется миллиметрами в сутки.

Значительно большей активностью обладает инфильтрационный поток, идущий с юга. Здесь, по-видимому, основными водопроводящими путями являются глубинные разломы, секущие Нижне-Сырдарьинский свод и являющиеся продолжением Главного разлома Каратау. Лишь подтоком пресных и слабоминерализованных вод по этим разломам можно объяснить наличие подземных вод сравнительно пониженной минерализации (10—15 г/л) на участке, ограниченном этими разломами и вдающемся клином далеко в глубь центральных частей бассейна, где господствуют воды с минерализацией более 35 г/л.

Глубокие части разреза среднего гидрогеологического этажа Тургайского бассейна не исследованы; по-видимому, здесь не исключена возможность сохранения в наиболее погруженных частях бассейна седиментационных вод, метаморфизованных в той или иной степени.

Вопросы разгрузки вод среднего этажа не изучались, по всей вероятности, здесь имеет место подземное испарение через перекрывающий водоупор, на участках его выходов на дневную поверхность в условиях сокращенной мощности и тектонической нарушенности. Доказательством могут служить мощные пухлые солончаки, почти всегда содержащие слой воды на поверхности, приуроченные к крупным понижениям рельефа, где пьезометрический уровень подземных вод значительно превышает дневную поверхность.

В Северо-Аральском артезианском бассейне инфильтрационная доля питания поступает на весьма широком фронте от Мугоджар на западе до Нижне-Сырдарьинского свода на востоке, включая многочисленные выходы водосодержащих пород в пределах Северо-Аральской группы поднятий. Подземные воды формируют два основных потока: один на западе в пределах Челкарского артезианского бассейна направлен от Мугоджар в Северо-Устюртский артезианский бассейн, другой имеет почти меридиональное направление с севера на юг и дренируется Аральским морем. Помимо этого, подземные воды среднего этажа расходуются путем испарения на огромных пространствах, где перекрывающий водоупор чеганской свиты отсутствует либо выходит на дневную поверхность при значительно сокращенной мощности. В последнем случае образуются пухлые солончаки; часть подземных вод разгружается в виде родников вблизи областей питания. Химический состав вод здесь так же, как и в Тургайском бассейне, формируется, по-видимому, в основном под влиянием состава водосодержащих пород, обилие солей и гипсов в перекрывающих их водосодержащих породах приводит в основном к хлоридному натриевому и сульфатному натриевому составу подземных вод.

Количество сульфатов увеличивается вблизи областей питания, куда они поступают с атмосферными осадками.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Пресные или слабоминерализованные подземные воды в пределах рассматриваемого региона распределены неравномерно, а их эксплуатация осуществляется без должного контроля. Весьма внушительные цифры естественных ресурсов подземных вод обычно не определяют эксплуатационные возможности пластов как объектов крупного централизованного водоснабжения, хотя на отдельных площадях в настоящее время можно рекомендовать водоносные комплексы и горизонты для водоснабжения, орошения и обводнения.

Наиболее перспективные водоносные горизонты и комплексы приурочены к аллювиальным и аллювиально-пролювиальным отложениям предгорных равнин Западного и Северо-Западного Тянь-Шаня, а также к долинам рек Амударьи, Сырдарьи, Зеравшана, Чу, Сарысу, Арыси, Чирчика, Келеса и др., к палеогеновым отложениям Северного Приаралья и южной части Тургайского бассейна. Реки являются постоянным источником пополнения естественных ресурсов и способны обеспечить фильтрационные водозаборы любой мощности.

По мере удаления от основных источников питания во многих случаях *возникает проблема подсоса соленых вод из менее промытых* водоносных толщ. В Сырдарьинском и Чу-Сарысуйском артезианских бассейнах, где широко развиты слабоминерализованные воды отложений палеогена и верхнего мела, пригодные в условиях пустыни не только для обводнения пастбищ, но и для питья, возникает проблема сработки упругих запасов, о чем свидетельствует резкое снижение расходов фонтанирующих скважин.

Весьма перспективными с точки зрения водоснабжения и обводнения пастбищ являются линзы пресных вод, развитые на территории Амударьинского артезианского бассейна (Восточно-Заунгузская, Балкуинская, Джилликумская, Ясханская, Акчагуймынская), и менее крупные линзы, получившие широкое распространение на территории других бассейнов в пределах массивов эоловых песков и аллювиальных отложений рек (приканальные и приречные линзы пресных вод).

Минеральные промышленные подземные воды

Южная часть Туранской плиты характеризуется развитием иодобромных весьма крепких рассолов, бромных слабых рассолов и соленых вод. Крепкие рассолы содержатся главным образом в отложениях юры, неокома, апта; слабые рассолы — в отложениях альба, сеномана; соленые и солоноватые воды — в отложениях турона, сенона, палеогена.

Из биологически активных элементов хлоридные кальциево-натриевые крепкие рассолы содержат иод, бром, бор и вскрываются скважинами с самоизливом и без самоизлива на глубинах более 1000 м.

Слабые рассолы, соленые и солоноватые сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, хлоридно-сульфатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды содержат иод (1—7 мг/л), бром (10—150 мг/л), бор (4—50 мг/л). Содержание сероводорода не превышает 10 мг/л, но иногда достигает 60 мг/л. Дебиты самоизливающих скважин от 2 до 14 л/с, температура вод от 22 до 43° С. Особенно интересны минеральные воды в Бухаро-Каршинском артезианском бассейне, где они вскрываются скважинами, и в окрестностях оз. Султан-Санджар (источники Агар-Булак, Хаутча-Булак, Ковак-Булак и др.).

Источники, питающие оз. Султан-Санджар, связаны с отложениями сеномана и турона и приурочены к зонам тектонических нарушений. Воды солоноватые (4—5,5 г/л) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые,

в них содержатся сероводород (30—60 мг/л), иод (до 0,4 мг/л), бром (7—11 мг/л) и бор (16,4—43,7 мг/л). Дебиты источников изменяются от 0,1 до 4,5 л/с, а температура — от 17 до 23° С. Они используются местным населением при лечении кожных и желудочных заболеваний.

Очень интересны в бальнеологическом отношении весьма крепкие рассолы (348—546 г/л), вскрытые в верхнеюрской соленосной толще на глубинах от 2900 до 3500 м (Байрамалинская площадь, а также структуры Нишан и Зеварде). Хлоридные магниево-кальциевые, натриево-магниево-кальциевые и магниево-кальциево-натриевые рассолы содержат повышенные количества брома и иода. Дебиты скважин в первые 5—10 суток изменялись от 11 до 40 л/с, затем самоизлив прекращался. Температура рассолов на устье скважин 95—102° С.

Район южной части Бадхыза и Карабиля характеризуется развитием крепких сероводородных солоноватых подземных вод, крепких сероводородных, бромных и слабых сероводородных иодо-бромных вод с метано-азотным, углекисло-сероводородно-азотным составом газов и минерализацией от 5 до 60 г/л. Солоноватые воды (4,7—7,9 г/л) связаны с отложениями палеогена и дренируются источниками Ходжа-Гурдак и Керлек с дебитами соответственно 2,5 и 0,1 л/с и температурой воды 20—23° С. Гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-магниево-натриевые воды содержат сероводород (114—343 мг). Соленые воды и слабые рассолы, вскрытые скважинами в отложениях сенона на глубине 600—800 м на площадях Кара-Чон, Бердыклыч, Тумбинская, содержат иод (до 12,7 мг/л), бром (до 110 мг/л), бор. В сульфатно-хлоридных и хлоридных натриевых водах содержание сероводорода колеблется от 25 до 260 мг/л.

Влияние хозяйственной деятельности человека на гидрогеологические условия

Особенности природных условий Средней Азии предопределили сельскохозяйственную деятельность человека, выраженную в орошении земель в современных и древних долинах рек Сырдарьи, Амударьи, Зеравшана, Кашкадарьи, Чу, Теджена, Мургаба, что создало искусственный режим грунтовых вод на территориях орошаемых земель, и использовании огромных пустынных пространств под пастбища отгонного животноводства.

Ирригационно-хозяйственная деятельность человека на массивах орошения древних оазисов и вновь осваиваемых землях является основным фактором, определяющим гидродинамические и гидрохимические условия грунтовых вод.

Ввод в систему орошения новых земель в корне изменяет гидродинамический режим не только первого от поверхности водоносного горизонта, но и всех водоносных комплексов, слагающих верхний гидрогеологический этаж. В этом случае отсутствие научно обоснованных прогнозов режима мелиорации территории приводит к резкому повышению минерализации в условиях критического положения уровня грунтовых вод. В конечном счете наблюдается засоление почв (Мургабский оазис) и, как следствие, снижение урожайности.

Особенно неудовлетворительное мелиоративное состояние земель характерно для районов с плохими условиями естественного дренирования, где на протяжении многих лет был нарушен севооборот. Основной причиной засоления, а местами заболачивания земель является неправильное размещение водохранилищ и магистральных каналов, создающих искусственный подпор для подземных вод. Такое положение обусловлено отсутствием научного прогноза изменения режима подзем-

ных вод в результате отставания региональных гидрогеологических исследований от темпов освоения земель.

Неблагоприятными факторами, влияющими на изменение состава и загрязнение грунтовых вод, являются внесение химических удобрений и ядохимикатов в почву при выращивании хлопчатника, сброс отработанных промышленных вод предприятий горнорудной и химической промышленности, а также сброс фекальных вод.

Благоустройство городов и районных центров и связанное с ним расширение зеленых зон общественного пользования, увеличение количества индивидуальных приусадебных участков создало условия для резкого повышения уровня грунтовых вод. Такое положение во многих случаях приводит к подтоплению подвальных помещений зданий и заболачиванию пониженных участков. Последнее обстоятельство в условиях отсутствия централизованной канализации, когда весь фекальный сток сбрасывается в грунтовые воды, приводят к антисанитарному состоянию значительных районов городских территорий.

Глава 4

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА (X)

Физико-географические и геологические условия

Восточно-Сибирская платформенная артезианская область занимает обширную территорию бассейнов рек Лены и Енисея. Большая часть ее территории по устройству поверхности представляет собой плоскогорье (Средне-Сибирское) с преобладающими высотами водораздельных пространств до 500—800 м. Наибольшие высоты (до 2037 м) расположены на северо-западе — в горах Путорана. Сложная речная сеть рек Лены, Енисея, Анабары, Оленека и др. расчленяет плоскогорье на многочисленные гряды и столовые горы. Глубина вреза рек достигает 400—500 м и более. На востоке, в нижнем течении Алдана и Вилюя, располагается Центрально-Якутская низменность, представляющая собой низкую террасовидную аллювиальную и озерно-аллювиальную равнину с высотами 80—200 м. На севере к Средне-Сибирскому плоскогорью примыкает Хатангская (Северо-Сибирская) низменность, в пределах которой преобладают высоты до 100—150 м

Суровый континентальный климат характеризуется отрицательными среднегодовыми температурами: от минус 0,5—1° С на юге до минус 10—13° С на севере. Общее годовое количество осадков не превышает 300—350 мм, за исключением западной части, где осадков выпадает от 400 до 500 мм в год. Наибольшее количество осадков (до 60%) выпадает в теплый период года. В Центральной Якутии сравнительно высокая испаряемость (до 300—400 мм в год) обусловливает интенсивное высыхание бессточных озер. Суровые климатические условия области предопределяют широкое распространение многолетнемерзлых пород мощностью от 25—30 м на юге до 300—500 м и более в центральных и северных районах (А. И. Ефимов, 1967 г.; П. И. Мельников, 1963 г и др.). В Иркутском амфитеатре многолетнемерзлые породы носят островной характер, площадь, занятая ими, составляет менее 30—40%. В Центрально-Якутской низменности и в северных районах области многолетнемерзлые породы распространены почти повсеместно. Сквозные талики встречаются под руслами только крупных рек, под озерами и в зонах новейших тектонических нарушений. Наличие многолетнемерзлых пород накладывает специфический отпечаток на гидрогеологические условия области.

Хорошо развитая гидрогеологическая сеть принадлежит к бассейнам рек Лены и Енисея. Северная часть области дренируется также Оленеком, Анабаром, Котуем и др. Среднегодовой сток р. Лены в среднем течении (с. Табага) составляет 7000—9000 м^3/с. Питание большинства рек происходит за счет дождевых и талых вод. Несмотря на длительность питания рек подземными водами — с ноября по апрель включительно, доля подземного стока в общем водном балансе рек не превышает 5—10%. В весенний паводок и во время летних дождей воды рек имеют преимущественно гидрокарбонатный состав. В зимнюю межень состав воды довольно разнообразен и зависит от особенностей

подземного стока. Воды многих рек, даже крупных, например Лены, Нижней Тунгуски и др., приобретают зимой хлоридный состав. В Центральной Якутии имеется большое число озер, среди которых встречаются минеральные (Абалах, Ланкарня и др.). Крупные глубокие (до 80—100 м) озера имеются в горах Путорана. На бо́льшей части области распространены подзолистые почвы, на которых развита лиственничная тайга. В Центрально-Якутской низменности в долинах крупных рек и на водоразделах встречаются пятнами лугово-степные почвы. На севере зона тайги сменяется зоной тундр, занимающей Хатангскую низменность. Горные тундры развиты в пределах гор Путорана. В юго-западной части области в районах островного распространения многолетнемерзлых пород обычны (на песчаных и суглинистых оподзоленных почвах) сосновые леса.

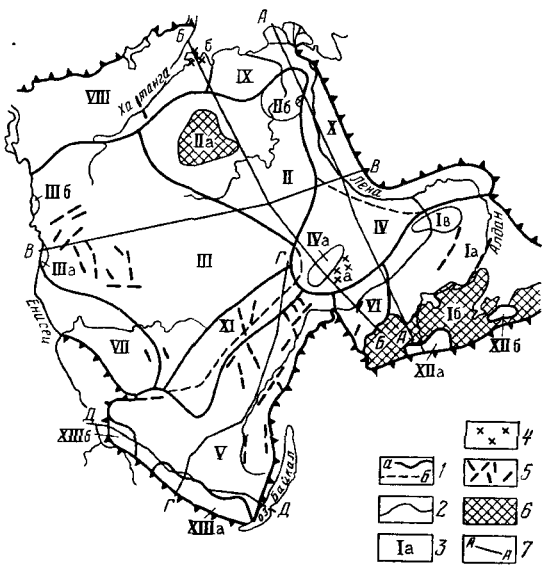


Рис. 27. Схема расположения основных тектонических структур Сибирской платформы (по Т. И. Спижарскому, 1961, И. И. Красилову и др., 1966) и местоположение гидрогеологических профилей.

1 — границы структур первого порядка (*а* — на поверхности, *б* — под более молодыми структурами). *2* — границы структур второго порядка; *3* — индексы геологических структур: римская цифра — район первого порядка, буква обозначает район второго порядка. Наименование районов: I — Алданская антеклиза; Ia — северный склон Алданской антеклизы, Iб — Алданский массив; IIа — Анабарский массив; IIб — Оленекское поднятие; III — Туигусская синеклиза; IIIа — Туруханское поднятие; IIIб — Игарское поднятие; IV — Вилюйская синеклиза; IVа — Суитарское поднятие; V — Ангарская синеклиза (Прибайкало-Саянский прогиб); VI — Березовский прогиб; VII — Приенисейский прогиб; VIII — Притаймырский прогиб; IX — Лено-Анабарский прогиб; X — Приверхоянский прогиб; XI — Ангаро-Вилюйский прогиб; XII — Пристановой прогиб; XIIа — Чульманская впадина; XIIб — Токкинская впадина; XIII — Присаянский прогиб; XIIIа — Иркутская впадина; XIIIб — Канская впадина; *4* соляно-купольные структуры: *а* — Кемпендяйский район; *б* — Нордвикский район; *5* — главнейшие зоны новейших разрывов; *6* — выходы фундамента платформы, *7* — линии гидрогеологических профилей

Восточно-Сибирская артезианская область занимает территорию Сибирской платформы, в строении которой принимают участие разнообразные породы от архейского до кайнозойского возраста. В современном тектоническом плане Сибирская платформа представляет собой огромную впадину в фундаменте, сложенном архейскими кристаллическими породами, выполненную в основном слабодислоцированными осадочными и вулканогенно-осадочными породами верхнего докембрия, палеозоя и мезозоя. Основными структурами платформы являются: Алданская и Анабаро-Оленекская антеклизы; Ангарская, Тунгусская, Вилюйская синеклизы; Прибайкало-Саянский, Притаймырский, Лено-Анабарский, Приверхоянский, Березовский, Пристановой, Присаянский, Приенисейский и Ангаро-Вилюйский прогибы (рис. 27). Кристаллический фундамент выходит на дневную поверхность на Алданском щите, Анабарском массиве и Оленекском поднятии. За пределами этих структур фундамент прикрыт чехлом разной мощности — от 500—1000 м и более на склонах Алданской и Анабаро-Оленекской антеклиз до 3000—6000 м и более в Приверхоянском и Притаймырском прогибах, в Вилюйской и Тунгусской синеклизах.

В геологическом развитии платформы, согласно данным Т. Н. Спижарского (1960, 1964 гг.), может быть выделено несколько этапов. Пер-

вый этап охватывает большую часть времени верхнего докембрия и характеризуется накоплением мощных терригенных и карбоиатных толщ главным образом в краевых частях платформы. В конце этого этапа произошло общее поднятие платформы. Второй этап, включающий в себя верхнюю часть позднего докембрия и ранний кембрий, характеризуется общим погружением платформы, обусловившим накопление в условиях лагунно-морского режима карбоиатных и галогенных отложений. Во время этого этапа возникли Алданская и Анабаро-Оленекская антеклизы, Ангарская синеклиза, Березовский и Приенисейский прогибы. В течение следующего, третьего этапа, продолжавшегося от среднего кембрия до начала девона, происходило образование главным образом карбонатио-терригенных и карбонатных пород в прибрежно-морских и морских условиях. В южной части платформы в прибрежно-континентальных бассейнах часто отлагались красноцветные карбонатно-терригенные и терригенные толщи. Четвертый этап охватывает время от середины девона до коица раннего карбона и характеризуется накоплением преимущественно терригенно-карбонатных, а в отдельных районах также вулканогенных и галогенных толщ. Важно отметить интенсивную вулканическую деятельность в средне- и позднедевонское время (В. Л. Масайтис, 1965 г.). Пятый этап, начавшийся в конце раннего карбона и продолжавшийся до ранней юры, характеризовался широким накоплением континентальных угленосных толщ и трапповым магматизмом. Наиболее интенсивные проявления траппового магматизма были приурочены к раннетриасовой эпохе. В этот этап сформировалась Тунгусская синеклиза и образовался Притаймырский прогиб. На шестом этапе, включающем юрский и меловой периоды, происходило накопление мощных толщ песчано-глинистых и угленосных пород главным образом в северных и восточных районах платформы. На этом этапе возникли Вилюйская синеклиза, Приверхоянский, Лено-Анабарский, Ангаро-Вилюйский и Присаянский прогибы. Седьмой этап, начавшийся в неогене и продолжающийся по настоящее время, характеризовался преобладанием в целом восходящих движений. И. И. Красновым (1958 г.) выделяются три основных типа неотектонических структур. 1) глыбовые линейно-вытянутые поднятия и опускания; 2) сводовые пологие поднятия и опускания (Путоранское, Анабарское и др.); 3) неотектонические разрывы. Последние в основном определяют план современной гидрографической сети.

Широкое развитие карбонатных и галогенных пород в строении чехла платформы предопределяет интенсивное развитие карста, как современного, так и древнего погребенного (Парамузин, 1954; Басков, Корнутова, 1959 и др.).

Гидрогеологическое расчленение геологического разреза

Водоносные комплексы четвертичных отложений распространены в области почти повсеместно. Они представлены терригенными рыхлыми и связными породами (в основном песками, супесями, суглинками, глинами, а также щебнем, глыбами, часто с суглинистым заполнителем и др.) разного генезиса. Мощность их изменяется от 1—2 до 100—150 м.

Водоразделы и склоны долин часто покрыты чехлом щебнисто-суглинистых отложений мощностью 1—3 м и более, обладающих неравномерной и в целом низкой водообильностью. В районах распространения многолетнемерзлых пород они обводнены только в теплое время года в пределах деятельного слоя. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией в северных районах платформы до

0,1—0,2 г/л, в южных до 0,3—0,5 г/л и более В Центрально-Якутской и Северной низменностях широко развиты песчано-глинистые и песчаные отложения озерно-аллювиального, ледникового и морского генезиса мощностью до 30—100 м. Наряду с надмерзлотными водами в пределах деятельного слоя в этих отложениях весьма часты скопления подземных вод в подозерных таликах, а также многочисленные жилы и линзы подземных льдов. Химический состав вод в этих отложениях гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией до 0,1—0,2 г/л; в Центрально-Якутской низменности широко распространены гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1—2 г/л, а в аласах и подозерных таликах с минерализацией до 2—3 г/л и более (Анисимов, 1962 и др)

В южных районах платформы (в Присаянье) водоразделы и склоны долин часто покрыты глинистыми лёссовидными породами, мощность которых достигает 10—20 м и более. Эти отложения обводнены в целом весьма слабо, в них отсутствуют выдержанные водоносные горизонты. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5—1 г/л.

Высокой обводненностью обладают аллювиальные отложения, особенно низких террас, представленные песками, галечниками и суглинками. Мощность их в долинах крупных рек 20—40 м и более В песчаных отложениях высоких и средних террас крупных рек (Лены, Вилюя и др) наряду с надмерзлотными водами известны горизонты пресных межмерзлотных вод, питающих постоянно действующие источники (А. И. Ефимов, 1954 г.). В питании вод аллювиальных отложений существенную роль (особенно в зимний период) играют подземные воды коренных пород. Химический состав вод аллювия обычно гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией 0,3—0,6 г/л, часто с относительно высокими содержаниями хлоридов и сульфатов. В местах подтока вод из коренных пород минерализация воды может достигать несколько граммов на литр при преобладании в составе солей сульфатов или хлоридов

Характерно наличие крупных межмерзлотных таликов под озерами в аласах на Лено-Амгинском и Лено-Вилюйском водоразделах мощностью до 50—60 м Воды в них разнообразного качества.

Водоносные комплексы неогеновых и палеогеновых отложений пользуются на платформе в целом ограниченным распространением, мощность их обычно не превышает 50—100 м, в северных районах они полностью промерзлы В Приверхоянском прогибе в нижнем течении Алдана мощность неогеновых терригенных песчано-глинистых отложений достигает 500—700 м. По-видимому, в нижних горизонтах их содержатся подмерзлотные воды гидрокарбонатного натриевого состава с минерализацией до 1—3 г/л. В Иркутском амфитеатре в верхнем и среднем течении р. Куды неогеновые и палеогеновые отложения выполняют ряд небольших впадин, достигая мощности 300 м и более В составе преобладают глины и алевриты, содержащие прослои и линзы песков, углей и реже известняков. В некоторых впадинах установлено наличие островов многолетнемерзлых пород мощностью до 50—60 м. Подземные воды в этих отложениях вскрыты многочисленными скважинами, а в долинах рек с ними связаны источники с дебитами до 0,5—1 л/с. Химический состав воды сульфатно-гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый и магниевый с минерализацией до 1—2 г/л. Дебиты источников и скважин достигают 1—2 л/с, (Крутикова, Кауров, 1963).

Водоносные комплексы меловых отложений широко развиты в восточных и северных районах платформы (рис 27, 28). В восточных районах (Вилюйская синеклиза, Приверхоянский прогиб)

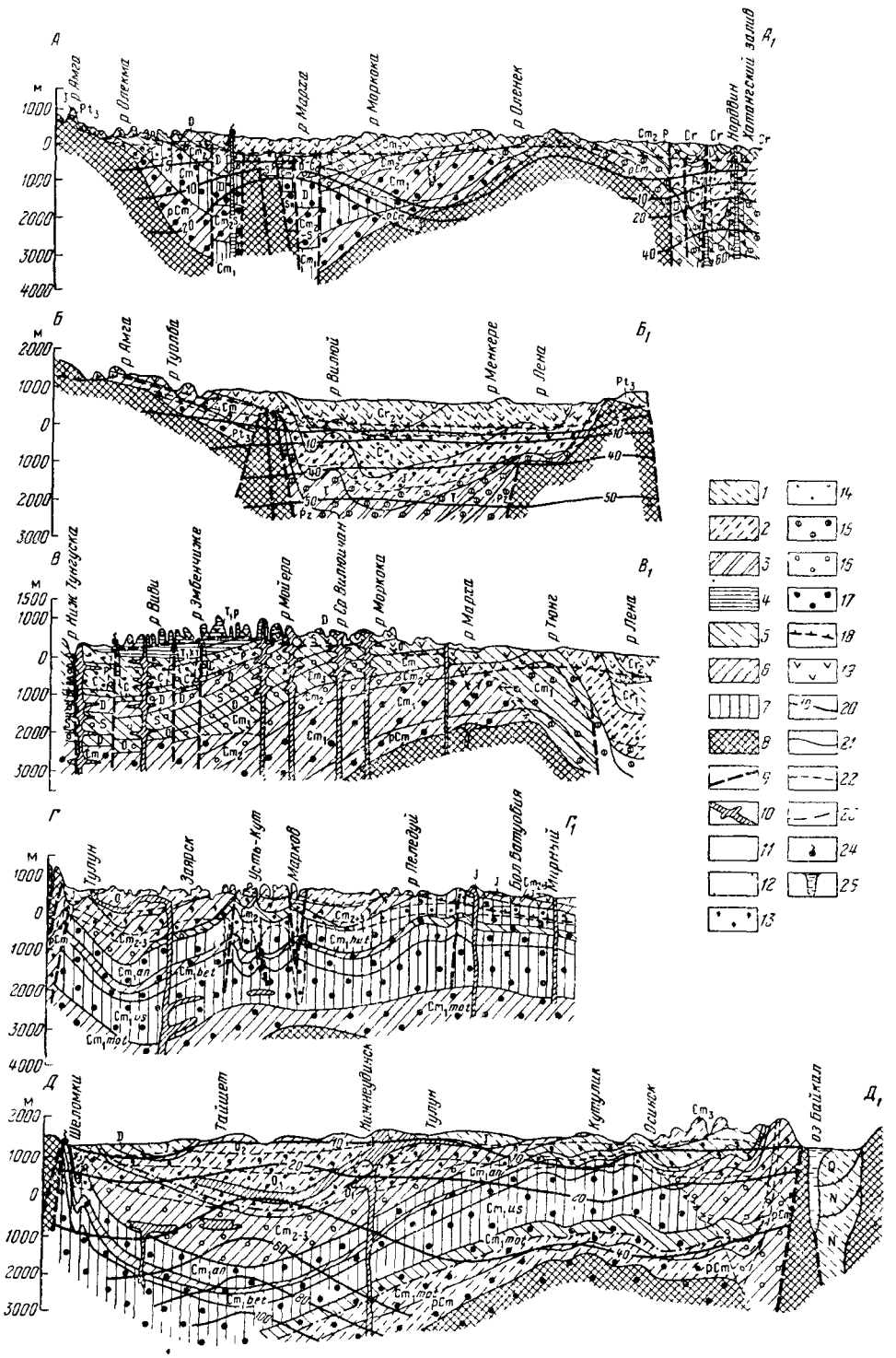


Рис. 28. Гидрогеологические профили по линиям *А—А*$_1$, *Б—Б*$_1$, *В—В*$_1$, *Г—Г*$_1$, *Д—Д*$_1$ (расположение профилей см. на рис. 27).

1 — порово-трещинно-пластовые воды в континентальных песчано-глинистых и угленосных толщах, *2* — то же, в морских песчано-глинистых терригенно-карбонатных и угленосных толщах; *3* — то же, в морских глинистых толщах; *4* — трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды в вулканогенных, туфогенных и лавовых толщах; *5* — трещинно-карстово-пластовые воды в карбонатных толщах *6* — то же, в терригенно-карбонатных толщах с пластами гипса и ангидрита; *7* — то же, в га-

они сложены в основном континентальными песчаными, песчано-глинистыми и угленосными толщами мощностью от 300—500 до 2000—3000 м. Верхние водоносные горизонты в них до глубин 400—600 м обычно промерзлые; подмерзлотные воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1—3, реже до 4—5 г/л (см. рис. 28, профили $А — А_1$, $Б — Б_1$, $В — В_1$). Верхние горизонты подмерзлотных вод на глубинах 200—400 м в отдельных пунктах (пос. Намцы, район р. Вост. Хандыги и др.) пресные с минерализацией до 0,3—0,4 г/л. Пьезометрическая поверхность меловых подмерзлотных горизонтов в Центральной Якутии расположена часто ниже вреза речной сети. Здесь же на отдельных участках в меловых (преимущественно песчаных) отложениях содержатся пресные над- и межмерзлотные воды, образующие крупные источники в долинах рек Кемпендяя, Мархи, Тюнга и др., а зимой — крупные наледи. В зонах новейших тектонических разрывов (район устья р. Вилюя, Сангарская антиклиналь и др.) в меловых отложениях рядом скважин вскрыты соленые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 10—20 г/л.

В северных районах платформы меловые отложения сложены морскими, прибрежно-морскими, реже континентальными песчано-глинистыми породами мощностью от 400—500 до 3000—5000 м. Водоносность меловых отложений изучалась здесь лишь в западной части Притаймырского прогиба в районе устья р. Мал. Хеты. Здесь скважинами под толщей многолетнемерзлых пород на глубинах 300—600 м в песчано-глинистых толщах мела вскрыты хлоридные натриевые метановые воды с минерализацией до 17—20 г/л (Равдоникас, 1962 и др.). По-видимому, и в остальных районах Хатангского бассейна развиты подмерзлотные порово-трещинно-пластовые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 10—20 г/л. Воды, приуроченные к зонам новейших тектонических нарушений, фиксируются выходами в районе среднего течения р. Хатанги соленых источников с минерализацией воды от 6,6 до 130 г/л.

Водоносные комплексы юрских отложений пользуются широким распространением в северных, восточных, а также южных районах платформы. Они представлены песчано-глинистыми, часто угленосными отложениями мощностью от первых сотен метров до 2000—3000 м.

В краевых частях Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба юрские отложения залегают под четвертичными, а в долинах рек часто выходят на дневную поверхность. Верхние части разреза до глубины 200—400 м и более (в зависимости от мощности мерзлой зоны) полностью промерзлые и лишь на отдельных участках содержат скопления пресных над- и межмерзлотных вод, питающих иногда крупные источники в долинах рек с дебитом до 20—80 л/с.

В южной части Приверхоянского прогиба верхние подмерзлотные водоносные горизонты (до глубин не более 600—800 м) содержат воды с минерализацией до 1 г/л гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава (пос. Хандыга и др.). На больших глубинах распространены, вероятно, солоноватые и соленые воды хлоридного натриевого состава (см. рис. 28).

логенно-терригенно-карбонатных толщах; *8* — трещинные воды выветривания в кристаллических породах; *9* — обводненные зоны новейших разломов; *10* — силлы, дайки долеритов и кимберлитовые трубки. Минерализация воды, г/л: *11* — до 1; *12* — до 3; *13* — до 10; *14* — до 35; *15* — до 70; *16* — до 140—250; *17* — до 300—400 и более; *18* — нижняя граница мерзлой зоны; *19* — промороженные породы; *20* — гидроизотермы, °С; *21* — границы стратиграфических подразделений; *22* — границы вод с различной минерализацией; *23* — границы водоносных комплексов; *24* — источники; *25* — оз. Байкал

Подмерзлотные воды вскрыты в районе Якутска на глубине 150—350 м. Эти воды обладают пестрым химическим составом с минерализацией 0,6—1,7 г/л с преобладанием гидрокарбонатов сульфатов и хлоридов. Дебиты скважин 1—3 л/с при понижениях от 1 до 60 м. Характерно низкое (на 78—80 м ниже меженного уровня р. Лены, абс. отм. 10—12 м) положение пьезометрической поверхности подмерзлотного водоносного горизонта в районе Якутска. Вместе с тем в поселках Майя, Туустах и др. в 50 км юго-восточнее Якутска пьезометрические уровни подмерзлотного водоносного горизонта устанавливаются на глубинах 6—10 м от поверхности земли (абс. отм. 135—148 м). В юго-западной части Вилюйской синеклизы подмерзлотные воды вскрыты в пос. Кюндяй на глубинах 351—407 м. Они обладают хлоридным натриевым составом и имеют минерализацию 6,9 г/л.

Во внутренних частях Вилюйской синеклизы и в Приверхоянском прогибе кровля юрских пород погружается на 2000—3000 м и более (см. рис. 28, профили $Б—Б_1$, $В—В_1$). На этих глубинах в песчано-глинистых и угленосных отложениях преобладают воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 30—40 г/л. На Усть-Вилюйской, Сангарской и других антиклинальных структурах, характеризующихся наличием многочисленных зон разломов, в юрских отложениях установлены скопления рассолов хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 90—100 г/л.

На Алданском щите юрские терригенные и угленосные толщи мощностью до 1000—2000 м и более выполняют впадины (Чульманскую, Токкинскую и др.) и содержат трещинно-пластовые и пластово-трещинные пресные гидрокарбонатные воды до глубин 300—400 м и, вероятно, соленые на больших глубинах. Водообильность юрских отложений здесь значительная: удельные дебиты скважин (глубиной 50—300 м) 0,2—2 л/с («Гидрогеология СССР», т. XX, 1970). Дебиты источников в долинах рек Дурая, Чульмакана, Якокита и др. достигают 20—120 л/с, а в долине р. Тимптона 800—900 л/с (Н. А. Вельмина, В. В. Узембло, 1959 г.).

Фактические сведения о водоносности юрских отложений в Притаймырском прогибе еще немногочисленны и относятся к его западной части (Рассохинский, Малохетский валы), где проводилось нефтепоисковое бурение (О. В. Равдоникес, 1962 г.; Г. Д. Гинзбург и др., 1969 г.). На нескольких разведочных площадях здесь в песчано-глинистых толщах юрского возраста на глубинах 500—2700 м вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией от 5—7 до 20—23 г/л. Отметки статического уровня минус 7—42 м (на глубинах 40—75 м).

Близкие по составу воды содержатся в юрских отложениях и других районов Притаймырского и Анабаро-Оленекского прогибов. Можно предполагать, что на глубинах 2000—3000 м и более минерализация их достигает 30—40 г/л (см. рис. 28, профили $А—А$, $Б—Б$). Исключение представляют лишь участки солянокупольных структур (Нордвикская и др.), где в юрских отложениях на крыльях структур встречаются рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 200—260 г/л (Е. В. Ильина и др., 1962).

В Иркутском амфитеатре юрские отложения представлены песчаниками, чередующимися с алевролитами, аргиллитами и углями общей мощностью от 100—200 до 300—600 м. К верхним, наиболее промытым частям разреза этих отложений приурочены пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые воды. В угленосных отложениях встречаются солоноватые сульфатные кальциевые воды (В. Г. Ткачук, Е. В. Пиннекер, 1959 г. и др.). В нижних горизонтах юры местами содержатся соленые воды хлоридного натриевого состава. Особенно широко они

распространены на участках, прилегающих к долинам крупных рек (Ангары, Иркута и др.), в которых происходит интенсивная разгрузка подземных вод более глубоких горизонтов палеозоя.

Водоносные комплексы триасовых образований. Породы триасового возраста распространены главным образом в западных и северных районах платформы.

В Тунгусской синеклизе развиты вулканогенные толщи мощностью до 2000—3000 м, содержащие преимущественно порово-трещинные, пластово-трещинные и трещинно-пластовые пресные и реже солоноватые подземные воды (см. рис. 28, профиль *Б — Б*). Здесь известны пресные источники, выходящие из туфогенных пород с дебитами до 400—500 л/с. В зонах новейших разрывных нарушений распространены воды соленые и рассольные хлоридного кальциевого состава. В долинах р. Ниж. Тунгуски и ее притоков — рек Виви, Тутончана и др. из вулканогенных образований триаса выходят многочисленные соленые источники хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией от 1—3 до 100 г/л и более, приуроченные к крупным зонам новейших разломов. Дебиты источников колеблются в пределах 1—3 л/с, достигая 4—5 л/с. Скважинами в районе пос. Туры на глубинах 85—460 м вскрыты рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией до 280—295 г/л. Дебиты скважин при самоизливе достигли 0,4 л/с.

Интрузии траппов триасового возраста, широко распространенные в Тунгусской, а также в Ангарской синеклизах и в западной части Анабаро-Оленекской антеклизы, обводнены в целом слабо. Интрузии, выходящие на поверхность, содержат трещинно-грунтовые пресные воды (обычно до глубин 10—30 м). В северных районах платформы эти воды, как правило, полностью промерзлы. Межпластовые интрузии траппов практически представляют собой водоупоры. Исключение составляют зоны новейших разрывных нарушений, к которым приурочены жильные воды.

В северо-восточных и восточных районах платформы (Приверхоянском прогибе, Вилюйской синеклизе, Притаймырском и Лено-Анабарском прогибах) в морских песчано-глинистых отложениях триаса мощностью до 500—600 м содержатся в основном пластовые скопления соленых вод и рассолов хлоридного натриевого состава с минерализацией до 35—70 г/л (см. рис. 28, профили *А — А*$_1$, *Б — Б*$_1$). В Притаймырском прогибе вблизи солянокупольных структур в песчано-глинистых толщах триаса на глубинах 70—800 м вскрыты порово-трещинно-пластовые и жильные скопления рассолов хлоридного натриевого состава с минерализацией до 270—335 г/л, статистические уровни их устанавливались ниже уровня моря (абс. отм. минус 15—87 м). Дебиты скважин не превышали 0,05—0,1 л/с при понижениях уровней на 100—300 м. При откачках наблюдались притоки углеводородных газов (до 1,5—2,8 тыс. м^3/сут) и нефти. Очевидно, рассолы имеют локальное распространение в триасовых отложениях, и формирование их связано с выщелачиванием каменной соли соляных куполов.

Водоносные комплексы пермских отложений сложены в основном песчано-глинистыми и угленосными отложениями мощностью от 200—300 до 1000—2000 м. Они распространены главным образом в западных и северных районах области.

В Тунгусской синеклизе они обычно перекрыты вулканогенными породами триаса и залегают на глубинах от 100—200 м в южной части бассейна до 1000—2000 м в северной. Пластовые подземные воды в них до глубин 300—500 м пресные гидрокарбонатные (Обидин, 1957 и др.). На больших глубинах содержатся соленые воды, вероятно, сульфатно-

гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного состава (см. рис. 28, профиль $B — B_1$). К зонам разломов приурочены часто соленые и рассольные хлоридные кальциевые воды, о чем свидетельствуют многочисленные соленые источники. В среднем течении р. Ниж. Тунгуски на Аллюнской площади скв. 4 на глубинах 450—460 м в пермских песчаниках вскрыты и самоизливались с дебитом 0,3 л/с рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией 291,3 г/л. Близкие по составу рассолы были вскрыты в устье р. Ямбукана, а также в районе нижнего течения р. Ниж. Тунгуски на Большепорожской структуре (О. В. Бабошина, 1967 г.).

В северо-восточных и северных районах платформы в пермских отложениях заключены в основном порово-трещинно-пластовые скопления соленых вод и рассолов хлоридного натриевого состава с минерализацией, по-видимому, до 35—50 г/л. Вместе с тем в Притаймырском прогибе на Чайдахской и Ильинской антиклинальных структурах в пермских отложениях на глубинах 600—1400 м вскрыты рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 120—160 г/л, а на Нордвикском соляном куполе на глубинах 200—500 м — хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 240—280 г/л (Ильина и др., 1962). При опробовании скважин притоки рассолов обычно не превышали 0,01—0,2 л/с (при снижениях уровней до 500—1000 м), и лишь на Чайдахской структуре они достигали 1—1,5 л/с. При откачках наблюдалось выделение из скважин горючих газов с дебитами от 1—2 до 20—30 л/с. Несмотря на высокую газонасыщенность, статические уровни рассолов на всех изученных структурах располагаются на отметках ниже уровня моря (минус 50—250 м).

В Ангарской синеклизе на Кокуйском угольном месторождении в пермских отложениях вскрыто несколько водоносных горизонтов. Удельные дебиты скважин до 10—15 л/с. По составу эти воды гидрокарбонатные кальциевые и натриевые с минерализацией 0,2—0,4 г/л.

Водоносные комплексы каменноугольных отложений широко распространены в Тунгусской синеклизе, где они сложены в основном песчано-глинистыми, часто угленосными (в нижних частях разреза терригенно-карбонатными) толщами общей мощностью до 200—350 м. В северных районах синеклизы они погружены на глубины до 2000—3000 м и более. До глубин 300—500 м в них содержатся в основном пресные гидрокарбонатные кальциевые (и натриевые) пластовые воды, а на бо́льших глубинах, вероятно, соленые хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридные натриевые. В северной части Тунгусского бассейна у подножий плато Путорана и Норильского выходят многочисленные источники, дебиты которых в зимний период колеблются от 20 до 1000 л/с (Соколов, 1961). По составу воды гидрокарбонатные магниевые и кальциевые.

Каменноугольные отложения также широко распространены в Вилюйской синеклизе и Притаймырском прогибе. Они представлены здесь карбонатными и терригенными (часто сульфатоносными) толщами мощностью в несколько сот метров; залегают они обычно на глубинах более 3000—4000 м и содержат, по-видимому, скопления рассолов хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 140—250 г/л. Фактические же сведения о их водоносности единичны. В Вилюйской синеклизе, в Кемпендяйском солянокупольном районе из этих отложений выходят источники сульфатного состава с минерализацией до 0,7 г/л (Е. А. Басков, 1959 г.). В Притаймырском прогибе в районе Нордвикского соляного купола в гипсоносных известняках нижнего карбона вскрыты хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 250—265 г/л (см. рис. 28, профиль $A — A_1$).

В Ангарской синеклизе отложения каменноугольного возраста развиты в ее северо-западной части Они сложены терригенными и угленосными толщами мощностью до 200—300 м и содержат в основном пресные воды гидрокарбонатного состава.

Водоносные комплексы девонских отложений. Эти отложения развиты в основном в северо-западной части платформы. Они сложены карбонатными и терригенно-карбонатными породами с многочисленными пластами гипса и ангидрита, а в центральных районах также соленосными и вулканогенными образованиями. Мощность их колеблется от 200—300 до 800—2000 м Обычно девонские отложения перекрыты породами более молодого возраста, залегают на больших глубинах и содержат преимущественно пластовые скопления рассолов хлоридного натриево-кальциевого и кальциевого состава с минерализацией до 140—250 г/л, а в районах распространения соленосных отложений — до 400—500 г/л. В тех районах, где девонские отложения выходят на дневную поверхность, в них распространены подземные воды различного состава и минерализации: от рассольных (до 315 г/л) хлоридных натриевых до пресных гидрокарбонатных кальциевых. Они питают многочисленные источники с дебитами до 10—50 л/с и более. Так, например, в северо-западной части Тунгусской синеклизы у подножия плато Путорана из девонских сильно закарстованных отложений выходят многочисленные пресные источники, дебиты которых достигают 500 л/с (Соколов, 1961). В Вилюйской синеклизе в сводовых частях солянокупольных структур (Кемпендяйской, Багинской и др.) известны многочисленные соляные источники хлоридного натриевого состава с минерализацией до 300—315 г/л (Е. А. Басков, 1959 г. и др.).

В Ангарской синеклизе девонские отложения представлены терригенными породами мощностью до 300—400 м; залегают они на небольших глубинах и содержат пресные воды гидрокарбонатного состава. В южной части синеклизы скважинами на глубинах 350—500 м вскрыты соляные воды и слабые рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 30—40 г/л Здесь же известны соленые хлоридные источники

Водоносные комплексы силурийских отложений. В юго-западной части платформы в Ангарской синеклизе силурийские отложения представлены в основном песчаниками с редкими прослоями карбонатных пород общей мощностью до 150—200 м Они содержат пластовые воды гидрокарбонатного состава с минерализацией до 0,3—0,5 г/л. В северо-западных и центральных районах платформы (Тунгусской синеклизе, Березовском прогибе и др.) силурийские отложения сложены главным образом карбонатно-терригенными и карбонатными толщами (часто с пластами гипсов и ангидритов). Мощность их колеблется от 200—250 до 500—600 м. В верхних горизонтах их (до глубин 300—500 м) распространены пресные и солоноватые пластовые воды. Они питают многочисленные источники в долинах рек Лены, Нюи, Меличина, Подкаменной Тунгуски, Бахты, Рыбной и др. Дебиты источников колеблются обычно от 1—2 до 10—20 л/с. По химическому составу воды источников гидрокарбонатные и сульфатные кальциевые с минерализацией до 1—3 г/л. На глубинах 1000—2000 м и более в северо-западных и центральных районах платформы в силурийских отложениях заключены рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией, вероятно, до 140—250 г/л (см. рис. 28, профили $А—А_1$, $В—В_1$, $Г—Г_1$, $Д—Д_1$).

На юго-западных склонах Анабарского массива в бассейнах рек Котуя, Оленека в силурийских терригенно-карбонатных толщах (с пластами гипса и ангидрита) содержатся подмерзлотные трещинно-карстово-

пластовые скопления рассольных вод. Возможно, с ними связаны источники на р. Чагонде в 30 км от р. Котуя хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 160—165 г/л. Верхние водоносные горизонты, содержащие пресные и солоноватые воды, здесь обычно полностью промерзжены.

Водоносные комплексы ордовикских отложений наиболее широко распространены в западных и южных районах платформы. Они сложены в основном переслаивающимися карбонатными и терригенными породами, содержащими часто пласты ангидрита и гипса. Общая мощность этих отложений достигает 800—1000 м и более. Водоносность их наиболее полно изучена в южных районах области — в Антарской синеклизе, где терригенные и терригенно-карбонатные толщи ордовика часто выходят на дневную поверхность. Подземные воды в них здесь вскрыты многочисленными скважинами, дебиты которых при самоизливе достигают 3—5 л/с и более. Эти воды по составу гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией до 0,5—1,0 г/л. Из ордовикских отложений как в южных, так и в центральных и западных районах платформы в долинах рек Лены, Ангары, Подкаменной Тунгуски и их притоков вытекает множество источников гидрокарбонатного и сульфатного состава с минерализацией до 1—3 г/л. Дебиты источников достигают 100—200 л/с. В тех районах, где ордовикские отложения погружены на глубины 1000—2000 м и более, они содержат пластовые скопления соленых вод и рассолов с минерализацией, по-видимому, до 140—250 г/л.

Ордовикские отложения также широко распространены на южном и западном склонах Анабарского массива. По-видимому, до глубин 300—400 м они повсеместно промерзжены. Подмерзлотные (а также и межмерзлотные) воды в них, видимо, соленые и рассольные, в верхней части разреза охлажденные ниже 0° С.

Водоносные комплексы отложений верхнего и среднего кембрия. В южных и западных районах платформы эти отложения представлены в основном терригенными и карбонатно-терригенными, часто гипсоносными толщами мощностью от 100—200 до 1000—1500 м. В юго-восточных и северо-восточных районах платформы они слагаются в основном карбонатными породами мощностью до 100—1500 м.

В восточных районах Ангарской синеклизы средне-верхнекембрийские преимущественно терригенные отложения в верхнем течении рек Лены, Ангары выходят на дневную поверхность. В них широко распространены пресные и солоноватые воды сульфатно-гидрокарбонатного и сульфатного состава, иногда с повышенным содержанием хлоридов. В долинах рек часты источники с дебитами от 0,3—0,5 до 50—100 л/с. Удельные дебиты скважин достигают 1—3 л/с. В западных районах бассейна эти отложения обычно погружены на глубины до 1600—2500 м и содержат соленые воды и рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 110—120 г/л (см. рис. 28, профили $Г — Г_1$, $Д — Д_1$).

В юго-западной части Тунгусской синеклизы в долинах рек Подкаменной Тунгуски, Вельмо, Иркинеевой и др. из терригенно-карбонатных пород среднего — верхнего кембрия выходят источники гидрокарбонатного и сульфатного кальциевого состава с минерализацией до 0,6—0,8 г/л. Дебиты этих источников достигают 5—10 л/с, температура не превышает 3—4° С. В зонах разломов известны источники хлоридного натриевого состава, связанные с водами нижнекембрийских галогенно-карбонатных толщ. Минерализация вод этих соленых источников достигает 100—120 г/л и более. В северо-западной части Тунгусского бассейна в

долинах рек Рыбной, Хантайки и др. из карбонатных закарстованных пород среднего и верхнего кембрия выходят многочисленные пресные источники. Во внутренних частях Тунгусского бассейна отложения среднего и верхнего кембрия залегают на больших глубинах и содержат рассолы хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 200—300 г/л (см. рис. 28, профиль *IV—IV*).

В северо-восточных районах Ангарской синеклизы и в Березовском прогибе в долинах рек Лены, Нюи, Бирюка и др. из средне-верхнекембрийских карбонатно-терригенных гипсоносных отложений выходят многочисленные источники с дебитом от 0,5—1 до 100—200 л/с и более. Минерализация воды от 0,5 до 2,5 г/л, состав сульфатный кальциевый. Скважинами в этих отложениях на некоторых разведочных площадях (Олекминский и др.) на глубинах 30—150 м вскрыты воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 10—20 г/л. Вероятно, на глубинах более 500—1000 м в этих районах в породах среднего — верхнего кембрия повсеместно распространены рассолы хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 140—250 г/л. Однако фактические данные о них отсутствуют.

На северном склоне Алданской антеклизы в долинах рек Амги, Алдана и др. из известняков среднекембрийского возраста выходят источники гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 0,5 г/л и дебитами до 60—100 л/с. На Лено-Амгинском междуречье в среднекембрийских отложениях на глубинах 76—413 м вскрыты пресные и солоноватые воды гидрокарбонатного натриевого состава. В среднем течении р. Амги в районе Амгинской опорной скв. Р-1 на глубинах 60—200 м в известняках среднего кембрия установлены хлоридные натриевые воды с минерализацией около 9—10 г/л. В этом районе известны источники подобного состава. В восточных районах Алданской синеклизы в средне-верхнекембрийских карбонатных отложениях на глубинах более 1000 м, по-видимому, содержатся рассолы хлоридного состава с минерализацией до 70—140 г/л.

На южном склоне Анабарского массива в верхнем течении р. Мархи (Вилюйской) в гипсоносных доломитах и известняках верхнего кембрия, а также в прорывающих их кемберлитах на глубинах 175—365 м вскрыты межмерзлотные и подмерзлотные рассолы хлоридного кальциево-магниевого состава с минерализацией от 30—40 до 80—100 г/л (А. И. Косолапов, 1963; З. Г. Устинова, 1964) и температурой от минус 1—2 до минус 4—5° С. Подмерзлотные воды в отложениях среднего и верхнего кембрия на Анабаро-Оленекской антеклизе, вероятнее всего, повсеместно представлены рассолами хлоридного состава. При этом в ее южных и западных районах в карбонатно-терригенных и карбонатных сульфатоносных породах минерализация подмерзлотных рассолов достигает, по-видимому, 140—250 г/л и более, тогда как в северных и восточных районах в карбонатных морских отложениях минерализация подмерзлотных рассолов, по всей вероятности, не превышает 70—140 г/л (см. рис. 28, профили $A — A_1$, $B — B_1$).

Водоносные комплексы отложений нижнего кембрия. В южных и западных районах платформы нижний кембрий представлен в основном галогенно-карбонатными отложениями общей мощностью до 2000—3000 м. В северных и восточных районах нижний кембрий сложен в основном карбонатными и терригенно-карбонатными толщами (местами с пластами гипсов и ангидритов) общей мощностью до 1500—2000 м и более.

В Ангарской и в южной части Тунгусской синеклиз, а также в Березовском прогибе в верхних горизонтах галогенно-карбонатных толщ

нижнего кембрия, выходящих на дневную поверхность, широко распространены надсолевые трещинно-карстово-пластовые соленые и рассольные воды хлоридного натриевого состава. Они питают многочисленные источники в долинах рек Лены, Ангары, Подкаменной Тунгуски и их притоков. Часто эти источники располагаются в зонах новейших разрывов. Минерализация вод источников колеблется обычно от 1—3 до 60—100 г/л. Дебиты источников в теплое время года изменяются в пределах 1—10 л/с, иногда достигают 50—100 л/с. К концу зимы дебиты уменьшаются в 1,5—2 раза. Эти надсолевые воды вскрыты многими скважинами и хорошо изучены на некоторых разведочных площадях (Марковской, Тыретской, Олекминской и др.). Глубины залегания надсолевых водоносных горизонтов изменяются от 50—100 до 200—300 м. Дебиты ряда скважин при самоизливе достигли 5—10 л/с; температура вод изменяется от минус 1 до плюс 2—3° С; состав хлоридный натриевый, минерализация от 1—3 до 200—300 г/л (Басков, 1959; Пиннекер, 1966 и др.).

Межсолевые рассолы в галогенно-карбонатных толщах нижнего кембрия наиболее полно изучены в Ангарской синеклизе (И. К. Зайцев, Е. А. Басков, 1961 г.; М. Г. Валяшко и др., 1965 г.; Е. В. Пиннекер, 1966 г. и др.). Они приурочены в основном к пластам доломитов и доломит-ангидритов мощностью 50—100 м, залегающих среди пластов каменной соли. Коллекторские свойства этих пластов в целом низкие. Средняя трещинная проницаемость этих горизонтов обычно не превышает 10—20 мд. Этим, по-видимому, и обусловлены в целом низкие (до 30—40 м^3/сут при понижениях уровней 600—1000 м) дебиты скважин при опробовании рассолоносных горизонтов на Тыретской, Балыхтинской, Шелонинской и других разведочных площадях. Относительно высокой трещинной проницаемостью (до 300—500 мд) обладает пласт доломитов мощностью 48—65 м, расположенный в нижней части усольской свиты (осинский горизонт). Межсолевые рассолы повсеместно обладают хлоридным кальциевым и кальциево-натриевым составом, минерализация их колеблется обычно от 300—400 до 500—600 г/л, содержание калия достигает 15—20 г/л, стронция 6—8 г/л. Часто эти рассолы насыщены углеводородными нефтяными газами, в некоторых пунктах в этих рассолах установлены высокие (до 1—2 г/л) содержания сероводорода. Подсолевые рассолы, залегающие в карбонатно-терригенных толщах нижнего кембрия, также высокоминерализованные (до 400—500 г/л) хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые, с содержаниями калия до 10—15 г/л, стронция до 4—6 г/л.

На северном склоне Алданской антеклизы в верхних горизонтах терригенно-карбонатных и карбонатных толщ нижнего кембрия (до глубин 400—500 м) распространены трещинно-карстово-пластовые пресные воды. Они питают многочисленные источники с дебитами до 50—100 л/с и более. В долинах рек Амги, Ботомы, Алдана и др. известно большое число источников с дебитом 200—500 л/с, температурой 1—2° С, а у ряда источников, по-видимому связанных с межмерзлотными водоносными горизонтами, — 0,1—0,4° С. Химический состав воды кислородно-азотный гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный с минерализацией до 0,5—0,6 г/л.

В среднем течении р. Амги в карбонатных породах нижнего кембрия Амгинской опорной скважиной на глубинах 810—857 м вскрыты воды смешанного состава (сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые) с минерализацией около 5 г/л (Е. А. Басков, 1960 г.). Вероятно, начиная с глубин 1000 м в породах нижнего кембрия на северном склоне антеклизы распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией до 35—70 г/л.

Фактические данные о водоносности отложений нижнего кембрия на южном склоне Анабарского массива ограничиваются материалами опробования Мархинской опорной скв. 1-Р, пройденной в верхнем течении р. Мархи (Вилюйской) в 40 км на северо-восток от пос. Шологонцы. В этой скважине на глубинах 1040—1060 м из карбонатных пород получен приток рассолов хлоридного кальциевого состава с минерализацией 420 г/л. Температура их минус 2—2,4° С. Эти рассолы весьма близки по составу и, вероятно, генезису к межсолевым рассолам Ангаро-Ленского бассейна, хотя в разрезе скв. 1-Р пласты каменной соли не были обнаружены. Результаты опробования Мархинской скв. 1-Р позволяют предполагать, что в нижнекембрийских отложениях Анабаро-Оленекской антеклизы почти повсеместно распространены трещинно-карстово-пластовые скопления переохлажденных и холодных рассолов с минерализацией до 70—140 г/л в северных и восточных районах, до 300—400 г/л и более в южных и западных (см. рис. 28, профили *А—А*, *В—В*).

В Тунгусской синеклизе в галогенно-карбонатных породах нижнего кембрия, вероятно, широко развиты пластовые скопления сильноконцентрированных (до 400—500 г/л) рассолов хлоридного кальциево-натриевого и кальциевого состава. Это подтверждается результатами бурения на Большепорожской и Сухотунгусской структурах (Вожов и др., 1969). В северо-западной части Тунгусского бассейна — Норильском районе — в верхних горизонтах терригенно-карбонатных отложений (до глубин 400—500 м) развиты трещинно-карстово-пластовые пресные и солоноватые воды гидрокарбонатного и сульфатного состава, а на больших глубинах — хлоридные соленые и рассольные воды с минерализацией до 70—140 г/л и более.

Водоносные комплексы отложений верхнего докембрия. Терригенные и карбонатные (местами с пластами гипса и ангидрита) породы верхнего докембрия, мощность которых колеблется от 200—400 до 2000—4000 м, широко распространены в пределах платформы. Они обычно перекрыты породами более молодого возраста и залегают на глубинах от 2—3 до 5—6 км и более.

В южных и западных краевых частях Ангарской синеклизы эти отложения выходят на дневную поверхность и в верхних горизонтах (до глубин 300—500 м) содержат трещинно-карстово-пластовые воды, питающие многочисленные источники с дебитами до 50—100 л/с и более. В нижних горизонтах этих отложений в отдельных пунктах вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией до 47 г/л (В. Г. Ткачук, Е. В. Пиннекер, 1959 г.). Во внутренних районах Ангарской синеклизы на глубинах 2000—3000 м в отложениях верхнего докембрия вскрыты скважинами рассолы хлоридного кальциевого и натриевого состава с минерализацией до 250—350 г/л (см. рис. 28, профили $Г—Г_1$, $Д—Д_1$). Содержание калия в них достигает 2—4 г/л. Эти рассолы насыщены метановыми и метано-азотными газами. Дебиты скважин при опробовании не превышали 2—5,5 м^3/сут при понижениях уровней на 341—1060 м (Е. В. Ильина и др., 1962).

В Березовском прогибе и на северном склоне Алданской антеклизы в долинах рек Лены, Толбы, Амги, Алдана, Маи и др. из отложений верхнего докембрия выходят источники гидрокарбонатного кальциевого и сульфатного кальциевого кислородно-азотного состава с минерализацией до 1—3 г/л. Дебиты их достигают 200—500 л/с.

В Березовском прогибе на Наманинской, Олекминской антиклинальных структурах на глубинах 1300—1800 м в терригенно-карбонатных толщах верхнего докембрия вскрыты рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией 350—370 г/л. В них присутствуют калий (до

3—4 г/л) и другие компоненты. Своеобразные хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 372 г/л вскрыты в Дельгейской скв. 2-Р на глубине 2723 м. Содержание калия в них 42,7 г/л, брома 2,7 г/л. На северном склоне Алданской антеклизы в районах, прилегающих к Березовскому прогибу (нижнее течение рек Толбы, Мархи Ленской и др.), в доломитах и песчаниках верхнего докембрия на глубинах 400—700 м залегают рассолы с минерализацией 120—140 г/л хлоридного натриевого состава. Некоторые скважины здесь самоизливали с расходами до 0,5 л/с. В центральных районах северного склона Алданской антеклизы в среднем течении р. Амги в нижней части разреза верхнего докембрия на глубинах 900—1000 м установлены хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией около 35 г/л. Таким образом, в юго-восточной части платформы устанавливается довольно резкое изменение минерализации подземных вод верхнедокембрийских отложений. Высококонцентрированные рассолы развиты лишь в пределах распространения соленосных отложений нижнекембрийского возраста, а в верхнедокембрийских отложениях распространены, вероятно, в основном рассолы хлоридного состава с минерализацией от 70—140 до 250—350 г/л. Лишь в пределах Якутского и Сунтарского поднятий минерализация подземных вод в докембрийских отложениях понижается до 10 г/л и менее. Так, например, в районе Якутска на глубинах 650 м вскрыты сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 1,3—1,5 г/л.

В Тунгусской синеклизе на южном и западном склонах Анабарского массива в районах распространения галогенных отложений нижнекембрийского возраста в толщах верхнего докембрия, по-видимому, повсеместно распространены рассолы хлоридного состава с минерализацией до 250—350 г/л и более. Фактические данные имеются лишь по Мархинской скв. 1-Р, пройденной в верхнем течении р. Мархи (Вилюйской) Здесь на глубинах 1810—1830 м из отложений верхнего докембрия получен приток рассолов хлоридного кальциевого состава с минерализацией около 400 г/л (Славин, 1966).

В северных и восточных районах Анабаро-Оленекской антеклизы в толщах верхнего докембрия вероятно наличие хлоридных рассолов с минерализацией до 70—140 г/л. Однако фактические данные о них отсутствуют.

Водоносные комплексы кристаллических пород архея. На Алданском, Анабарском и Оленекском массивах, где кристаллические породы архея выходят на поверхность, в них распространены надмерзлотные трещинно-грунтовые пресные (до 0,2—0,5 г/л) воды в основном гидрокарбонатного состава. Мощность зоны эффективной трещиноватости (зоны выветривания) не превышает 100—150 м. На Алданском массиве трещинные воды зоны выветривания вскрыты скважинами на ряде месторождений полезных ископаемых (Н. А. Вельмине, В В. Уземблo, 1959 г.). Дебиты этих скважин обычно не превышают 0,01—0,1 л/с. Источники, связаиные с тектоническими разломами, иногда имеют дебит до десятков литров в секунду. Наиболее крупные из известных выходов трещинно-жильных вод образуют Тимптонские источники, суммарный дебит которых достигает 6000 л/с. В пределах Анабарского и Оленекского массивов пресные трещинно-грунтовые воды в архейских породах, по-видимому, целиком промерзлы, и лишь в теплое время здесь развиты надмерзлотные воды. Фактических данных о водоносности кристаллических пород этих районов нет.

Кристаллические породы архея, перекрытые мощным чехлом осадочных пород, обводнены, по-видимому, весьма слабо, так как трещины заполнены обычно глинистым материалом. Воды закрытой зоны выветривания по химическому составу (под чехлом осадочных пород) ана-

логичны, очевидно, подземным водам перекрывающих их отложений верхнего докембрия (реже более молодого возраста) и представляют собой в основном рассолы хлоридного натриевого и кальциевого состава с минерализацией от 35—70 до 270—350 г/л.

Гидрогеологическое районирование и зональность подземных вод

Гидрогеологическое районирование

Особенности современного структурного плана артезианской области и условия распространения водоносных комплексов позволяют выделить здесь ряд гидрогеологических районов (артезианских бассейнов, бассейнов трещинных вод и др.) различного порядка (рис. 29), отличающихся условиями скопления подземных вод.

К районам первого порядка принадлежат Ангаро-Ленский, Якутский, Тунгусский, Котуйский, Оленекский и Хатангский артезианские бассейны; Нижне-Оленекский адартезианский бассейн; Анабарский и Алданский бассейны трещинных вод.

Ангаро-Ленский бассейн приурочен к Ангарской синеклизе и характеризуется почти повсеместным распространением галогенно-карбонатных пород нижнекембрийского возраста с высококонцентрированными (до 400—600 г/л) рассолами хлоридного кальциевого и натриево-кальциевого состава, а также терригенных и карбонатных пород (часто с пластами гипса и ангидрита) среднего — верхнего кембрия, ордовика и силура преимущественно с пресными и солоноватыми водами. В южной части бассейна также широко развиты юрские водоносные комплексы с пресными и солоноватыми водами.

В Якутский бассейн входят северный склон Алданской антеклизы, Березовский прогиб, Приверхоянский прогиб и Вилюйская синеклиза. Якутский бассейн отличается значительной сложностью гидрогеологических условий, что обусловлено прежде всего большим разнообразием слагающих его пород. В юго-западной части бассейна, где развиты нижнекембрийские галогенно-карбонатные породы, широко распространены пластовые скопления высококонцентрированных рассолов; в центральных и северных районах бассейна преобладающим распространением пользуются соленые воды и слабые рассолы в мезозойских и верхнепалеозойских песчано-глинистых и угленосных отложениях; в южных и юго-восточных районах распространены в основном пресные и солоноватые воды в карбонатных породах нижнего и среднего кембрия и в карбонатно-терригенных породах верхнего докембрия.

В Тунгусском бассейне, занимающем территорию Тунгусской синеклизы и Приенисейский прогиб, почти повсеместно распространены вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы нижнетриасового возраста с пресными и реже солеными и рассольными водами (последние приурочены к зонам тектонических разрывов). В других артезианских бассейнах эти водоносные комплексы почти не встречаются. В отложениях среднего и нижнего палеозоя, а также верхнего докембрия повсеместно распространены высококонцентрированные рассолы.

Оленекский бассейн занимает территорию Суханской впадины и юго-восточные склоны Анабарского массива. В строении массива участвуют в основном карбонатные породы кембрийского возраста (в южных районах с пластами ангидрита и гипса) со скоплениями рассолов, в основном с минерализацией до 100—200 г/л. В южных районах минерализация рассолов достигает 400—420 г/л. Пресные и слабосоленые воды обычно полностью проморожены (кроме надмерзлотных вод, развитых в теплое время года).

Котуйский бассейн занимает Котуйскую впадину и юго-западные и западные склоны Анабарского массива. Здесь, как и в Оленекском бассейне, широко распространены карбонатные породы кембрийского возраста, а также карбонатно-терригенные толщи верхнего докембрия, содержащие в основном рассолы с минерализацией до 100—200 г/л и более. Так же, как и в Оленекском бассейне, пресные и солоноватые воды здесь полностью промерзлотных вод. Однако фактические данные о них отсутствуют.

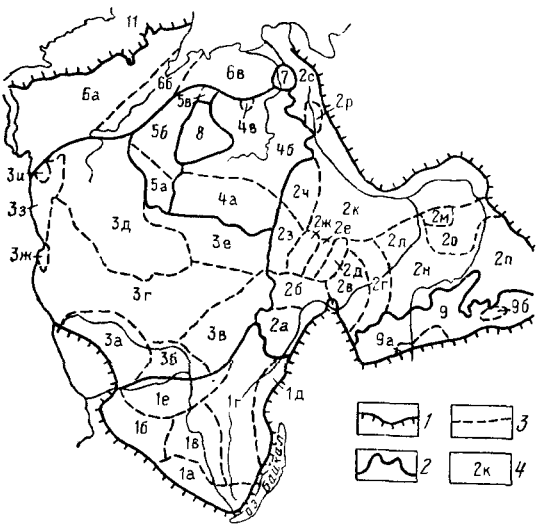


Рис. 29. Схема гидрогеологического районирования Восточно-Сибирской артезианской области.

1 — граница артезианской области; *2* — границы гидрогеологических районов первого порядка; *3* — границы гидрогеологических районов второго порядка; *4* — индексы гидрогеологических районов: арабская цифра — район первого порядка; буква обозначает район второго порядка. Наименование районов: 1 — Ангаро-Ленский артезианский бассейн: 1а — Иркутский; 1б — Канский; 1в — Приангарский, 1г — Верхне-Ленский; 1д — Киренгский; 1е — Мурский; 2 — Якутский артезианский бассейн: 2а — Пеледуйский, 2б — Нюйский; 2в — Березовский; 2г — Толбинский; 2д — Кемпендяйский; 2е — Сунтарский; 2ж — Ыгыаттинский; 2з — Верхне-Вилюйский; 2и — Тюнгский; 2к — Вилюйский; 2л — Синский; 2м — Якутский; 2н — Лено-Алданский; 2о — Амгинский; 2п — Майский; 2р — Тиряхтинский; 2с — Нижне-Ленский; 3 — Туигусский артезианский бассейн: 3а — Камо-Вельмнинский; 3б — Чадобецкий; 3в — Чонский; 3г — Нижне-Тунгусский; 3д — Путоранский; 3е — Маркокинский; 3ж — Сухотунгусский; 3з — Хантайский; 3и — Норильский; 4 — Оленекский артезианский бассейн: 4а — Мархинский; 4б — Средне-Оленекский; 4в — Уджинский; 5 — Котуйский артезианский бассейн; 5а — Майерокский; 5б — Нижне-Котуйский; 5в — Полигайский; 6 — Хатангский артезианский бассейн: 6а — Пясино-Енисейский; 6б — Нордвикский; 6в — Анабаро-Оленекский; 7 — Нижне-Оленекский артезианский бассейн; 8 — Анабарский бассейн трещинных вод; 9 — Алданский бассейн трещинных вод: 9а — Чульманский; 9б — Токкинский

Хатангский бассейн располагается в пределах Притаймырского и Лено-Анабарского прогибов. Наиболее распространены здесь в песчано-глинистых и угленосных отложениях мезозойского и верхнепалеозойского возраста соленые воды и слабые рассолы с минерализацией до 30—40 г/л. В центральных районах бассейна развиты высококонцентрированные рассолы, связанные с девонскими галогенно-карбонатными породами. Пресные и солоноватые воды полностью промерзлотных вод).

Нижне-Оленекский адартезианский бассейн приурочен к Оленекскому поднятию. В гидрогеологическом отношении он не изучен. Наличие в нем многочисленных новейших разрывных нарушений в кембрийских и верхнедокембрийских преимущественно карбонатных отложениях позволяет предполагать здесь широкое распространение наряду с пластовыми водами трещинно-жильных, в основном соленых подмерз-

В Алданском бассейне трещинных вод, занимающем территорию Алданского щита, распространены в основном пресные трещинно-грунтовые воды в кристаллических породах архейского и нижнепротерозойского возраста. В Чульманской, Токкинской и других впадинах (представляющих собой артезианские бассейны) в песчано-глинистых и угленосных отложениях мезозойского возраста содержатся пресные, а в нижних горизонтах слабосоленые подземные воды.

Анабарский бассейн трещинных вод занимает Анабарский массив, в гидрогеологическом отношении не изученный. По-видимому, трещинно-грунтовые воды здесь полностью промерзлотных.

Ангаро-Ленский, Якутский бассейны и другие гидрогеологические структуры первого порядка, выделяемые в артезианской области, обладают сложными и разнообразными гидрогеологическими условиями. В их пределах, исходя из особенностей распространения основных водоносных комплексов, выделены гидрогеологические районы второго порядка (см. рис. 29). Они подразделены на несколько групп, характеризующихся общностью строения основных водоносных комплексов, а следовательно, и сходными условиями распространения и формирования подземных вод.

Первая группа объединяет районы, в строении которых основную роль играют водоносные комплексы галогенно-карбонатных пород с трещинно-карстово-пластовыми (реже жильными) рассольными водами. В них широко распространены трещинно-пластовые скопления межсолевых и подсолевых рассолов с минерализацией более 270—350 г/л. В верхних частях (обычно до глубин 200—300 м) в этих районах развиты пресные воды. В эту группу входят Иркутский, Канский, Приангарский, Верхне-Ленский, Киренгский и Мурский районы Ангаро-Ленского бассейна; Нюйский, Пеледуйский и Березовский районы Якутского бассейна, Коми-Вельминский, Чонский и Чадобецкий районы Тунгусского бассейна.

Вторая группа включает районы, в строении которых также участвуют соленосные породы с трещинно-карстово-пластовыми высококонцентрированными рассолами. От районов первой группы они отличаются отсутствием пресных подземных вод. Во вторую группу отнесены Кемпендяйский и Ыгыаттинский районы Якутского бассейна, Нордвикский район Хатангского бассейна.

Третья группа представлена районами, в которых преобладающим распространением пользуются водоносные комплексы карбонатных и карбонатно-терригенных сульфатоносных пород с трещинно-карстово-пластовыми солеными и рассольными водами. Воды верхних водоносных горизонтов пресные и солоноватые, в нижних горизонтах содержатся преимущественно рассолы с минерализацией до 140—250 г/л. В эту группу входят Толбинский район Якутского бассейна, Хантайский район Тунгусского бассейна и др.

Четвертая группа объединяет районы, в нижней части разреза которых развиты водоносные комплексы карбонатных и карбонатно-терригенных сульфатоносных пород с трещинно-карстово-пластовыми (реже жильными) рассольными (до 140—250 г/л) водами. В верхней части разреза залегают водоносные комплексы песчано-глинистых, угленосных и туфогенных пород с трещинно-пластовыми (реже жильными) пресными и солоноватыми водами. К этой группе отнесены Нижне-Тунгусский и Маркокинский районы Тунгусского бассейна.

В пятой группе районов в нижней части разреза преобладают водоносные комплексы карбонатных и карбонатно-терригенных пород с трещинно-карстово-пластовыми и жильными рассольными (до 140—250 г/л и более) водами; в верхних частях разреза залегают вулканогенные породы с порово-трещинными, трещинно-пластовыми пресными и солоноватыми водами и жильными солеными и рассольными водами. В эту группу входят Путоранский и Норильский районы Тунгусского бассейна.

Шестая группа представлена районами, в которых преобладают карбонатные породы с трещинно-карстово-пластовыми водами, пресными в верхних частях разреза, солеными и рассольными (до 35—70 г/л) — в нижних горизонтах. В данную группу входит Лено-Алданский район Якутского бассейна и др.

Седьмая группа включает районы с преимущественным распространением песчано-глинистых и угленосных пород с порово-трещинно-пластовыми солеными и рассольными водами с минерализацией до 35—70 г/л. К этой группе отнесены Вилюйский и Нижне-Ленский районы Якутского бассейна, Пясино-Енисейский и Анабаро-Оленекский районы Хатангского бассейна.

К восьмой группе относятся районы в основном с пресными и слабосолеными трещинно-пластовыми и пластово-трещинными водами в терригенных и угленосных отложениях (Чульманский, Токкинский бассейны и др.).

Девятая группа объединяет районы с трещинно-грунтовыми пресными водами в кристаллических породах.

Гидрохимическая зональность

В артезианской области наблюдается гидрохимическая зональность, проявляющаяся в общем виде распространением пресных и солоноватых вод в верхней части геологического разреза (обычно выше местных базисов эрозии) и соленых и рассольных вод — в нижней. Выделяется несколько гидрохимических поясов, т. е. районов, характеризующихся разной последовательностью смены в вертикальном разрезе гидрохимических зон. При этом выявляется тесная взаимосвязь между строением гидрохимических поясов и особенностями распространения определенных литолого-фациальных комплексов пород. Например, гидрохимические пояса с крепкими и весьма крепкими (до 600 г/л) рассолами хлоридного состава приурочены только к областям развития соленосных отложений (И. К. Зайцев, 1956 г. и др.).

Мощность зоны пресных (до 1 г/л) вод на большей части платформы не превышает 200—300 м (рис. 30). Наибольшую мощность (до 300—500 м и более) эта зона имеет в южных краевых приподнятых частях платформы, обладающих значительной расчлененностью рельефа. В Хатангском, Котуйском, Оленекском и в северных районах Якутского бассейна пресные воды проморожены обычно полностью. В пределах этих бассейнов пресные воды в жидкой фазе развиты лишь в пределах деятельного слоя (в теплое время года), а также на участках наличия таликов, приуроченных к долинам крупных рек и озер. По химическому составу воды этой зоны преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, часто со значительной примесью сульфатных солей. В угленосных толщах также широко распространены пресные воды гидрокарбонатного натриевого состава; растворенные газы имеют в основном кислородно-азотный, реже азотный состав.

Зона соленых (1—35 г/л) вод имеет мощность от первых десятков и сотен до 3000—4000 м и более. Наибольшей мощности она достигает в Хатангском бассейне, а также в центральных и северных районах Якутского бассейна, сложенных терригенными и угленосными отложениями мезозойского возраста (см. рис. 28, 31). Резко уменьшается (до 50—200 м) ее мощность в районах выходов на поверхность соленосных отложений (юго-западная часть Якутского бассейна и др.). В Котуйском, Оленекском и на западной окраине Якутского бассейна соленые воды, по-видимому, часто полностью проморожены.

По химическому составу соленые воды весьма разнообразны. Особенно это относится к водам с минерализацией до 10 г/л. В угленосных отложениях Ангаро-Ленского, Якутского и Тунгусского бассейнов воды имеют состав от гидрокарбонатно-сульфатного до хлоридно-сульфатного и хлоридно-гидрокарбонатного натриевого. В карбонатных породах, содержащих пласты гипса и ангидрита, воды с минерализацией 3—10 г/л

преимущественно сульфатные кальциевые, а в галогенно-карбонатных породах — хлоридные натриевые. Воды с минерализацией 10—35 г/л имеют в основном хлоридный натриевый состав. Растворенные газы в верхних горизонтах соленых вод, залегающих выше местных базисов эрозии, имеют кислородно-азотный и азотный состав На больших глу-

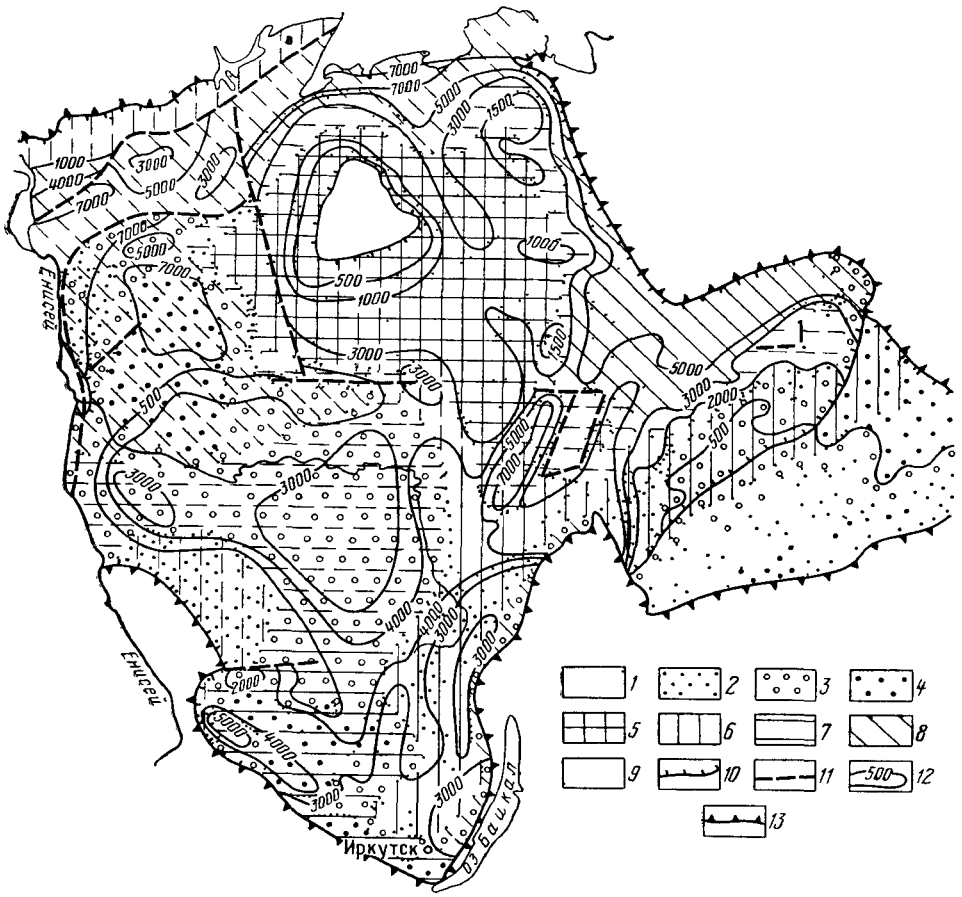


Рис 30 Схема распространения пресных и соленых подземных вод и их мощность

1 — районы в пределах которых пресные воды промерзлые, *2* — районы, в пределах которых мощность зоны пресных вод до 100—250 м, *3* — то же, до 250—300 м, *4* — то же, до 300—500 м, *5* — районы, в пределах которых слабосоленые (до 3—10 г/л) воды промерзлые, *6* — районы, в пределах которых мощность зоны соленых вод до 300—500 м, *7* — то же, до 800—1000 м, *8* — то же, до 1500—2000 м *9* — границы районов с разными мощностями пресных и соленых вод *10* — контур распространения рассолов *11* — крупные зоны разломов в фундаменте, *12* — изогипсы поверхности кристаллического фундамента, м Пунктирная линия указывает на то, что районы выделены по предположению, *13* — граница Сибирской платформы

бинах соленые воды на платформе насыщены в основном метановыми и азотно-метановыми газами

Зона рассольных (более 35 г/л) вод развита очень широко на Сибирской платформе, мощность ее достигает 3000—4000 м Преимущественным распространением пользуются крепкие и весьма крепкие рассолы (с минерализацией более 250—300 г/л) хлоридного состава, приуроченные к галогенно-карбонатным отложениям палеозойского возраста (см рис 28) Газовый состав в основном метановый. В Ангаро-Ленском и юго-западной части Якутского бассейна наблюдается инверсия в распределении рассолов в вертикальном разрезе Минерализация межсолевых рассолов достигает здесь 500—600 г/л, тогда как минерализация подсолевых рассолов уменьшается до 200—400 г/л (см рис. 18)

Последовательная смена (сверху вниз) пресных вод солеными и затем рассольными осложняется также многочисленными гидрохимическими аномалиями, проявляющимися обычно в виде соленых источников хлоридного натриевого и хлоридного кальциевого (натриево-кальциевого) состава. Основная масса соленых источников располагается в западных районах Ангаро-Ленского, в юго-западной части Якутского, в южных и северных районах Тунгусского бассейнов. Все эти районы испытывают в настоящее время интенсивные поднятия, с которыми связано образование крупных зон разрывов. В западной части Ангаро-Ленского бассейна на Усть-Кутской и Марковской площадях рассолы хлоридного натриевого состава прослежены скважинами в зонах разломов до глубин 1500—2000 м. В Якутском бассейне на Усть-Вилюйской площади в юрских терригенных отложениях вскрыты воды с минерализацией до 90—100 г/л, тогда как в Намской и Бахынайской опорных скважинах в тех же отложениях на глубинах 2000—2500 м залегают воды с минерализацией до 30—42 г/л (см. рис. 28). Это обусловлено подтоком по зонам разломов рассолов из нижележащих отложений палеозойского возраста. Такого типа аномалии установлены также на Китчанской, Сангарской и других структурах в районе нижнего течения Вилюя и Алдана.

Некоторые аномалии связаны с солянокупольными структурами (Кемпендяйский район Якутского бассейна, Нордвикский район Хатангского бассейна). Вблизи соляных куполов минерализация воды возрастает до 250—315 г/л, а в составе преобладают хлориды натрия.

Принципиальная схема гидрохимической зональности вод верхних подмерзлотных горизонтов приведена на рис. 17. Пресные подмерзлотные воды распространены лишь в южных районах платформы. В Хатангском, Котуйском, Оленекском и в северной части Якутского бассейна под многолетнемерзлыми породами повсеместно залегают соленые воды или рассолы. Причем в областях развития мезозойских терригенных часто угленосных отложений с мощностью мерзлой зоны от 300—500 м и более скважины вскрывают под мерзлотой соленые воды хлоридного натриевого состава с минерализацией от 1—3 до 10—11 г/л, а в области развития соленосных отложений под промороженными породами залегают рассолы с отрицательной температурой.

Вертикальная зональность природных газов на Сибирской платформе отличается большой сложностью (рис. 31). В юго-восточных районах артезианской области она проявляется сменой вниз по разрезу кислородно-азотных газов азотными и последних метановыми. В юго-западной части области — в Ангаро-Ленском бассейне, а также в прилегающих районах Тунгусского и Якутского бассейнов выделяется пояс, образованный в верхних частях разреза кислородно-азотными и азотными газами, в нижних — метановыми газами с тяжелыми углеводородами. Мощность верхней зоны кислородно-азотных газов здесь обычно не превышает 100—200 м. Значительными колебаниями мощностей от 50—100 до 1000—2000 м характеризуется нижележащая зона азотных газов. При этом наибольшими мощностями она обладает в зонах новейших разломов. В нижней зоне метановых газов в отдельных пунктах встречены высокие (до 1—2 г/л) концентрации сероводорода.

Большой сложностью характеризуется зональность газового состава подземных вод в Тунгусском бассейне в связи с интенсивным проявлением здесь траппового магматизма и активными новейшими тектоническими движениями. В верхних частях разреза здесь распространены кислородно-азотные газы; глубже газовый состав вод весьма разнообразен: азотный, метановый и реже водородный (метан и водород здесь имеют термометаморфическое происхождение). В нижних частях

разреза в нижнепалеозойских и верхнедокембрийских отложениях в подземных водах содержатся метановые газы с высокими содержаниями тяжелых углеводородов. В северных и северо-восточных районах артезианской области в подмерзлотных водах содержатся газы преимущественно метанового состава.

Распределение бактерий в подземных водах Сибирской платформы подчинено определенной зональности. Пресные воды верхних наиболее промытых водоносных горизонтов характеризуются наличием разнообразной микрофлоры. Общее количество бактерий исчисляется в них десятками тысяч клеток. Большое развитие при значительной активности имеют тионовые и денитрифицирующие бактерии. Довольно сходный состав микрофлоры наблюдается в холодных слабосолоноватых водах сульфатного кальциевого и реже хлоридного натриевого состава верхних неглубоко залегающих водоносных горизонтов кембрия, ордовика и силура. Соленые и рассольные (до 50—70 г/л) воды хлоридного натриевого состава, выходящие на дневную поверхность, также обильно заселены микрофлорой. Наибольшей распространенностью в них обладают десульфирующие, тионовые и денитрифицирующие — окисляющие серу бактерии. Высокоактивные денитрифицирующие бактерии (бактерии, растущие на солях жирных кислот, на нефти) установлены в рассолах хлоридного состава с минерализацией до 70—90 г/л, залегающих в мезозойских отложениях Якутского бассейна на глубинах 2000—3000 м и более. Заметно обеднены микрофлорой рассолы с минерализацией более 100 г/л. В рассолах хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией более 200—250 г/л жизнедеятельные бактерии не обнаружены.

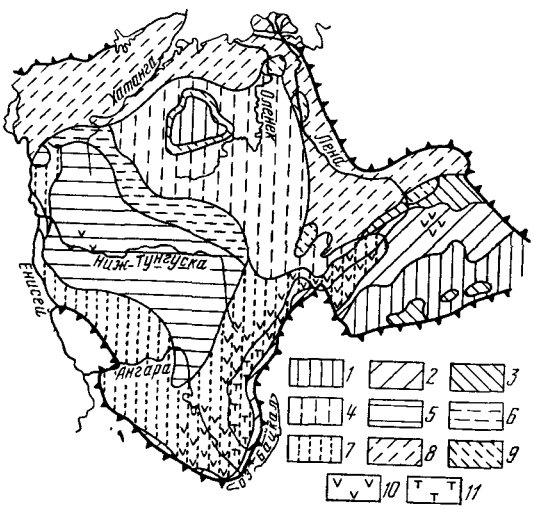


Рис. 31. Схема зональности газового состава подземных вод.
Районы распространения подземных вод с растворенными газами:

1 — кислородно-азотными, *2* — в верхних горизонтах — кислородно-азотными, в нижних — азотными, *3* — в верхних горизонтах — кислородно-азотными, в нижних — азотными и азотно-метановыми, *4* — в верхних горизонтах кислородно-азотными и азотными, в нижних — углеводородными нефтяного ряда, *5* — в верхних горизонтах — кислородно-азотными и азотными, в средних — метановыми и водородными, в нижних — углеводородными нефтяного ряда, *6* — в верхних горизонтах азотными, метановыми, водородными (?), в нижних — углеводородными нефтяного ряда, *7* — углеводородными нефтяного ряда, *8* — азотно-метановыми и углеводородными нефтяного ряда, *9* — азотно-метановыми, *10* — районы, в пределах которых в составе растворенных газов установлен сероводород, *11* — районы, в пределах которых в составе растворенных газов установлен радон

Гидротермическая зональность

Температура подземных вод в артезианской области изменяется от минус 5—6 до плюс 100—150° С и выше. Во всех бассейнах платформы наблюдается повышение температуры подземных вод по мере увеличения глубины их залегания. В пределах артезианской области можно выделить несколько типов районов с существенно различными гидротермическими условиями (рис. 32). Районы первого типа характеризуются наличием только переохлажденных (до 0° С) и холодных (до 20° С) подземных вод. Они занимают обширные пространства в юж-

ной части Якутского бассейна, а также в Оленекском и Котуйском бассейнах. Обращает на себя внимание весьма большая (около 1500 м) мощность зоны переохлажденных вод, установленная в южной части Оленекского бассейна (Мельников, 1966). В районах второго типа, охватывающих юго-восточную часть Ангаро-Ленского бассейна, южную часть Тунгусского бассейна и др., наблюдается последовательная смена (сверху вниз) холодных вод теплыми (до 37° С) и слабогорячими (до 50° С). К районам третьего типа с холодными, теплыми и горячими (до 100° С) водами относится юго-западная часть Ангаро-Ленского бассейна и др. В районах четвертого типа вследствие глубокого (более 5000 м) залегания фундамента в отличие от районов третьего типа весьма вероятно наличие также перегретых (с температурой более 100° С) подземных вод. К этому типу районов относятся центральные и северные части Якутского бассейна, большая часть Хатангского бассейна и др.

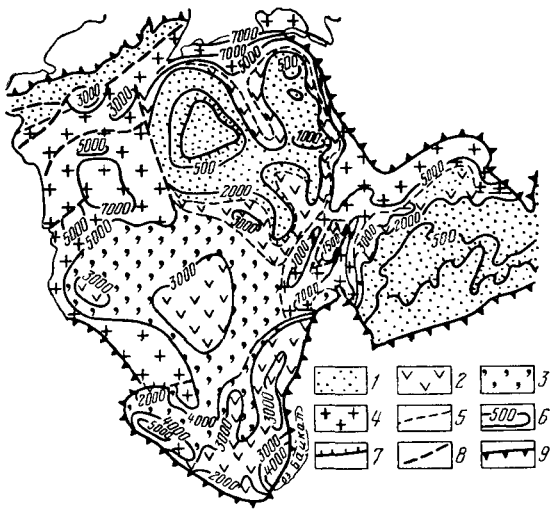


Рис. 32. Схема гидрогеотермической зональности.

Районы распространения подземных вод: *1* — в верхних частях разреза переохлажденных (до 0° С), в нижних — холодных (до 20° С); *2* — в верхних частях разрезов холодных и реже переохлажденных, в нижних — теплых (до 37° С) и слабогорячих (до 50° С); *3* — в верхних частях разреза холодных, глубже — последовательно теплых и горячих (до 100° С); *4* — в верхних частях разреза холодных и реже переохлажденных, глубже — последовательно теплых, горячих и перегретых (более 100° С); *5* — границы гидротермических районов; *6* — изогипсы глубин залегания фундамента (абс. отм., м); *7* — крупные зоны разломов в фундаменте; *8* — контур выхода кристаллических пород фундамента; *9* — граница артезианской области

Гидротермические условия области существенно зависят от ее геологического строения, в первую очередь от состава пород и условий их залегания. Особенно это хорошо проявлено в районах, расположенных в пределах мерзлой зоны. Так, в мезозойских песчано-глинистых и угленосных отложениях в северных районах Якутского и Хатангского бассейнов на глубинах 1500—2000 м температуры подземных вод изменяются в пределах 22—60° С, тогда как в галогенно-карбонатных и карбонатных породах докембрийского и кембрийского возраста южных районов Якутского бассейна температуры вод на этих глубинах не превышают 10—14° С. Это обусловлено различиями теплофизических свойств горных пород. П. Ф. Швецовым (1966 г.) и П. И. Мельниковым (1963 г.) относительно высокие температуры в мезозойских отложениях Якутского и Хатангского бассейнов объясняются процессами генерации тепла, протекающими при литификации глинистых отложений.

Резкое повышение температуры вод наблюдается в зонах новейших разломов и на сводах антиклинальных структур, к которым часто приурочены выходы источников. Эти участки представляют собой гидротермические аномалии, возникшие в результате переноса тепла подземными водами. Гидротермические аномалии обычно сопряжены с гидрохимическими аномалиями.

Отчетливо проявляется огромная роль в распределении температур подземных вод региона климатических факторов, обусловивших интенсивное охлаждение верхней части земной коры в северных и восточных районах платформы. В то время как в южных районах платформы —

в Ангаро-Ленском бассейне — температуры подземных вод на глубинах 200—300 м колеблются в пределах плюс 7—10° С, в северных районах платформы (вне таликовых зон) на этих глубинах температуры обычно не превышают минус 1—3° С. Влияние климатических факторов распространяется до глубин 2000—3000 м.

Гидродинамическая зональность

Подземные воды Восточно-Сибирской артезианской области обладают весьма сложными и разнообразными условиями взаимосвязи с дневной поверхностью. Это обусловливает формирование в вертикальном разрезе и по площади артезианской области гидродинамической зональности, проявляющейся в разном характере процессов питания движения и разгрузки подземных вод в пределах различных гидродинамических этажей.

Верхний гидродинамический этаж включает в себя зоны свободного и затрудненного водообмена. Общим для них является наличие взаимосвязи в настоящее время с дневной поверхностью.

К зоне свободного водообмена относятся водоносные комплексы, залегающие выше местного базиса эрозии. Мощность ее колеблется в соответствии с глубинами расчлененности рельефа местности от 50—100 до 300—500 м и более. Скорости движения подземных вод от областей питания на водоразделах к долинам рек изменяются от 0,001 до 50—100 м/сут в зависимости от фильтрационных свойств пород. Наибольшие скорости (50—100 м/сут и более) наблюдаются в сильно закарстованных породах и в зонах разломов. Основная масса подземных вод зоны свободного водообмена принадлежит к грунтовым водам. Характерной их особенностью на бо́льшей части рассматриваемой территории является приуроченность к надмерзлотному деятельному слою, что обусловлено весьма широким распространением сплошной многолетней мерзлоты. Глубина залегания грунтовых вод в этих районах не превышает обычно 1—2 м. В южных и западных районах артезианской области в карбонатных закарстованных породах глубина залегания грунтовых вод возрастает на водоразделах до 10—20 м и более. Большие глубины залегания грунтовых вод имеют место, по-видимому, и в районах распространения вулканогенно-осадочных пород нижнего триаса в бассейнах рек Нижней и Подкаменной Тунгусок. По химическому составу грунтовые воды пресные с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/л, в пределах тундры и лесотундры 0,1—0,2 г/л, в южной части платформы 0,2—0,3 г/л. В южной части Ангаро-Ленского бассейна и в центральных районах Якутского бассейна, где протекают процессы континентального засоления, минерализация грунтовых вод достигает 2—3 г/л.

Зона затрудненного водообмена объединяет водоносные толщи пород, имеющие связь с дневной поверхностью в областях питания атмосферными осадками и разгрузки. Химический состав их в терригенных и угленосных породах в верхних горизонтах гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриевый с минерализацией от 0,7—0,8 до 3,4 г/л. В галогенно-карбонатных и галогенных породах формируются соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 100—300 г/л. Пьезометрические уровни вод этой зоны в южных и западных районах платформы располагаются выше местных базисов эрозии. В центральных районах Якутского бассейна, характеризующихся сплошным распространением многолетнемерзлых пород, пьезометрические уровни верхних горизонтов подмерзлотных вод находятся ниже глубин вреза местной гидрографической сети (А. И. Ефи-

мов, 1945 г.). Н. И. Толстихин это явление объясняет особенностями формирования многолетнемерзлых пород. Он считает, что в среднечетвертичное время под влиянием образующихся мерзлых пород и увеличения их мощности часть пресной подземной воды была превращена в лед, а часть отжата из водоносного комплекса. К настоящему времени мощность мерзлой зоны уменьшилась за счет оттаивания снизу, и сейчас происходит медленное заполнение этой части пород водами (Н. И. Толстихин, Максимов, 1955). Аналогичные взгляды развивает в последние годы А. И. Косолапов (1963 г.).

По мнению Л. А. Грубова (Е. В. Ильина и др., 1962 г.), низкое положение уровней подмерзлотных вод в центральных районах Якутского бассейна связано с понижением примерно на 100 м уровня океана в четвертичный период в эпоху оледенения. Это обусловило понижение местных базисов эрозии, в результате чего могла происходить разгрузка водоносных горизонтов, а образовавшаяся толща многолетнемерзлых пород изолировала водоносные горизонты от областей питания. Таким образом, согласно гипотезам Н. И. Толстихина и Л. А. Грубова, в настоящее время не происходит разгрузки подмерзлотных вод центральной части Якутского бассейна, а имеет место заполнение оттаивающих пород водой. Однако с позиций данных гипотез трудно объяснимы высокие стояния уровней подмерзлотных вод на Лено-Амгинском междуречье. Имеются также данные, показывающие, что в настоящее время в долине р. Лены между поселками Покровск — Сангары на отдельных участках происходит разгрузка подмерзлотных вод через сквозные подрусловые талики (А. И. Ефимов, 1958 г.). Не исключена возможность, что эти очаги разгрузки подчинены зонам разломов или сводовым частям антиклинальных структур, где подмерзлотные воды движутся к поверхности земли в смеси с метановыми газами. Последние могут поступать в подмерзлотные воды, по-видимому, из крупных газовых залежей, существование которых подтверждается общей высокой газоносностью мезозойских отложений рассматриваемой части Якутского бассейна. Следует отметить наличие источников в долине р. Лены у устья р. Вилюя и в долине р. Берге, выносящих ежегодно сотни тысяч кубических метров метана. Возможно, существует естественный газлифт, который обусловливает образование депрессионной воронки в мезозойских водоносных горизонтах (Е. А. Басков, И. К. Зайцев, 1963 г.). В нижнечетвертичную эпоху, до возникновения толщ многолетнемерзлых пород, эта депрессионная поверхность была выражена весьма слабо в связи с благоприятными условиями питания водоносных горизонтов мезозойских отложений на всей площади их распространения. Начиная со среднечетвертичной эпохи, после почти повсеместного промерзания верхних водоносных горизонтов условия питания подземных вод этой территории резко ухудшились. Вместе с тем в сохранившихся подрусловых таликах крупных рек продолжали функционировать восходящие газонасыщенные источники, создавшие понижение пьезометрической поверхности подмерзлотных вод ниже меженного уровня р. Лены.

Питание подземных вод в верхнем гидродинамическом этаже осуществляется в основном путем инфильтрации атмосферных осадков, а гидростатические напоры в них определяются соотношением абсолютных отметок областей питания и разгрузки водоносных горизонтов. Динамические ресурсы подземных вод верхнего этажа весьма значительны. Они обеспечивают сток в реках в течение продолжительного зимнего периода. Так, расход р. Лены в нижнем течении в зимнюю межень составляет около 1000—1500 м^3/с.

Как видно из рис. 33, наибольшие величины модулей подземного стока (до 3—4 л/с с 1 км^2 площади) наблюдаются в южных и запад-

ных районах платформы, где широко распространены сильноводообильные водоносные комплексы галогенно-карбонатных и карбонатных толщ нижнего палеозоя, а также вулканогенных пород нижнего триаса. В северных и восточных районах платформы, характеризующихся сплошным распространением многолетнемерзлых пород и слабой расчлененностью рельефа, модули подземного стока не превышают 0,5 л/с с 1 км^2

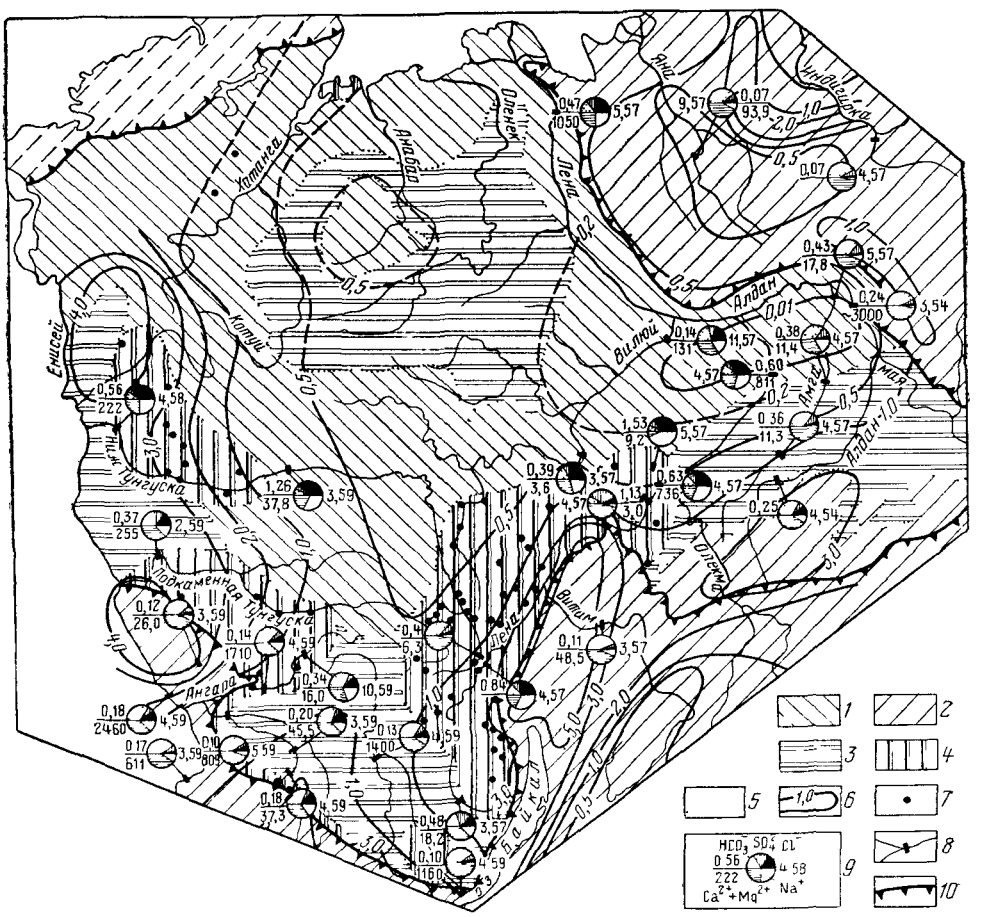


Рис. 33. Схема гидрохимической зональности подземного стока (в зимний период).

Районы, в пределах которых минерализация (г/л) и химический состав подземного стока следующие *1* — до 0,1—0,2, гидрокарбонатный кальциевый; *2* — 0,2—0,3, гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый; *3* — 0,2—0,5, гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый; *4* — 1—10 (в отдельных пунктах до 100), хлоридный натриевый (в нижнем течении р. Тунгуски — хлоридный кальциевый); *5* — граница гидрохимических районов подземного стока; *6* — изолинии модулей подземного стока (л/с с 1 км^2); *7* — соленые источники; *8* пункты замера стока рек, *9* — минерализация и химический состав речных вод в зимний период; на круговой диаграмме обозначено: содержание компонентов состава (%-экв), цифры слева в числителе — минерализация (г/л), в знаменателе — расход реки (м^3/с); цифры справа (в скобках): дата наблюдения (месяц, год); *10* — границы Восточно-Сибирской артезианской области

площади. На основании различий в химическом составе вод подземного стока в зимний период в артезианской области выделяются несколько районов (см. рис. 33), отражающих в общем гидрохимическую зональность подземных вод верхнего гидродинамического этажа.

На большей части платформы воды подземного стока в реки в зимнюю межень гидрокарбонатные с минерализацией 0,1—0,4 г/л. Они получают питание из верхних водоносных горизонтов зоны свободного водообмена. Вместе с тем во многих районах (верхнее и среднее течение

р. Лены, нижнее течение р. Подкаменной Тунгуски и др.) наряду с пресными водами в подземном питании рек участвуют соленые и рассольные воды хлоридного натриевого состава, формирующиеся также в условиях затрудненного водообмена. Выходы многочисленных соленых источников приурочены к зонам новейших разрывов. Воды подземного стока в этих районах в зимнюю межень преимущественно хлоридиого натриевого состава. В нижнем течении Нижней Тунгуски по крупным зонам новейших разрывов наряду с разгрузкой вод верхних водоносных горизонтов происходит интенсивное поступление хлоридных кальциевых рассолов из водоносных горизонтов нижнего гидродинамического этажа. Воды Нижней Тунгуски в зимний период имеют минерализацию 0,6—1,2 г/л при преобладании хлоридов кальция.

Нижний гидродинамический этаж охватывает зону весьма затрудненного водообмена, подземные воды которой почти не участвуют в современном круговороте природных вод. Залегая под выдержанными водоупорными толщами, они не имеют в настоящее время непосредственной связи с дневной поверхностью. В северных районах платформы роль верхнего регионального водоупора выполняют толщи многолетнемерзлых пород, мощность которых достигает 500—600 м и более. В южных районах — в Ангаро-Ленском, южной части Тунгусского и юго-западной части Якутского бассейнов — выдержанными водоупорами являются пласты каменной соли нижнекембрийского возраста. Гидрохимическая зональность в пределах данной зоны находится в тесной зависимости от минерализации и состава вод древних бассейнов осадконакопления. Так, например, высококонцентрированные рассолы (270—350 г/л и более) хлоридного натриево-кальциевого и кальциевого состава с высокими содержаниями брома, калия и других компонеитов установлены только в районах распространения пластовых залежей каменной соли, очевидно накапливавшихся в бассейнах высокой солености (И. К. Зайцев, 1958 г., И. К. Зайцев, Е. А. Басков, 1961 г.). Данные рассолы приурочены как к соленосным толщам, так и к подстилающим их породам разного состава. В районах развития морских карбонатных и терригенных пород с пластами гипса и ангидрита минерализация подземных рассолов не превышает 140—200 г/л, т. е определяется минерализацией вод в бассейнах седиментации при накоплении в них солей сульфатов кальция В морских карбонатных и терригенных породах минерализация подземных рассолов в условиях весьма затрудненного водообмена не превышает 40—50 г/л, а в континентальных угленосных толщах 5—10 г/л.

Наблюдаемая в настоящее время гидрохимическая зональность в нижних горизонтах осадочного чехла платформы, соподчиненная характеру солености бассейнов седиментации, очевидно, не могла бы сохраниться в течение длительного геологического времени при существовании постоянного направленного движения подземных вод в гидродинамической зоне весьма затрудненного водообмена. По-видимому, передвижение глубинных подземных вод и рассолов на Сибирской платформе в течение геологического времени (включая эпохи интенсивного вулканизма) происходило и происходит на очень ограниченных расстояниях.

Распределение гидростатических давлений в нижнем гидродинамическом этаже характеризуется сложностью и изучено в целом еще очень слабо. В большинстве скважин, вскрывших межсолевые и подсолевые рассолы в Ангаро-Ленском и Якутском бассейнах, пьезометрические уровни располагаются, как правило, ниже местных базисов эрозии (Е А. Басков, 1959 г.; Е. В Ильина и др., 1962 г.; Е. В. Пиннекер, 1966 г.). Вместе с тем в ряде скважин (Тыретьской 6, Балыхтинской 5

и др.) наблюдался самоизлив межсолевых рассолов (Е. В. Ильина и др., 1962 г.). Представления о положении пьезометрической поверхности рассолоносных горизонтов в Ангаро-Ленском бассейне противоречивы. По Е. В. Пиннекеру (1966 г.), пьезометры падают от краевых частей бассейна в северном направлении, куда и направлено движение рассолов. Согласно взглядам Г. Я. Богданова и А. М. Овчинникова (1967 г.), движение этих рассолов происходит в обратном направлении: «от наиболее погруженных частей бассейна к периферии». Однако низкое положение пьезометрических уровней, весьма малые уклоны (обычно менее 0,0001) рассчитанных пьезометрических поверхностей и другие данные, вероятнее всего, свидетельствуют о том, что подсолевые и межсолевые рассолы в Ангаро-Ленском, в южных районах Якутского и Тунгусского бассейнов не обладают направленным пластовым движением, а находятся в условиях застойного режима, будучи изолированы от подземных вод верхнего гидродинамического этажа (Е. А. Басков, И. К. Зайцев, 1963 г.; Е. А. Басков, 1967 г.). Они могут иметь только кратковременную связь с дневной поверхностью в возникающих зонах разломов, которые быстро кальматируются, аналогично тому, как происходит закупорка скважин при опробовании рассолоносных горизонтов.

В условиях высокой закрытости находятся почти повсеместно подмерзлотные водоносные горизонты в Оленекском, Котуйском, Хатангском, в центральных и северных районах Якутского бассейна. В этих регионах известны лишь единичные источники, для которых можно предполагать питание за счет глубоких подземных вод. В центральных и северных районах Тунгусского бассейна происходит миграция подземных глубинных рассолов к поверхности земли по крупным зонам новейших разломов, что фиксируется многочисленными солеными и рассольными источниками хлоридного кальциевого и натриево-кальциевого состава. К ним подмешиваются менее минерализованные (вплоть до пресных) воды верхних водоносных горизонтов. В этих условиях вертикальной миграции глубинных подземных вод происходит взаимосвязь верхнего и нижнего гидродинамических этажей.

По особенностям современных условий питания и разгрузки подземных вод в пределах рассматриваемой территории может быть выделено несколько районов (рис. 34). Первый район занимает северо-восточную часть артезианской области в пределах развития сплошной многолетней мерзлоты и характеризуется весьма затрудненными условиями питания и разгрузки подмерзлотных вод. Пьезометрические уровни верхних горизонтов подмерзлотных вод по имеющимся данным располагаются, как правило, ниже местных базисов эрозии. Источники подмерзлотных вод единичны. Подземный сток формируется в основном за счет надмерзлотных вод и не превышает 0,2—0,5 л/с с 1 км^2 площади. Особенностью второго района, располагающегося также на северо-востоке области, является наличие крупных сквозных таликов, через которые происходит питание верхних горизонтов подмерзлотных вод (Кемпендяйский участок и др.). Третий район занимает юго-восточную часть Якутского бассейна в пределах развития таликовой многолетней мерзлоты. Условия питания и разгрузки подземных вод верхних горизонтов (в том числе и подмерзлотных) в целом благоприятны Модуль подземного стока здесь колеблется в пределах 0,5—2 л/с с 1 км^2 площади. В четвертом районе, расположенном в южной части артезианской области, условия питания и разгрузки верхних горизонтов весьма благоприятны. Многолетняя мерзлота здесь таликовая и островная. В долинах рек имеется множество источников пресных, соленых и рассольных, дебиты которых достигают десятков и сотен литров в секунду Многие скважины (глубиной 300—500 м), пройденные в долинах

рек, фонтанируют с расходами до 10—20 л/с Модуль подземного стока здесь 1—3 л/с с 1 км² площади. Широко распространены в данном районе жильные азотные хлоридные натриевые воды, приуроченные к зонам новейших разломов и образующие самостоятельные гидродинамические системы. Пьезометрические уровни пластовых межсолевых и подсолевых рассолов располагаются, как правило, ниже местных базисов эрозии, в связи с чем данные рассолы здесь не участвуют в подземном стоке. В пятом районе, занимающем северо-западную часть Тунгусского бассейна, условия питания и разгрузки вод верхних горизонтов в целом благоприятные; многолетняя мерзлота здесь таликовая и островная. В связи с интенсивными новейшими тектоническими движениями здесь происходит значительная разгрузка подземных вод из нижнего гидродинамического этажа. Величина модулей подземного стока в этом районе составляет 3—4 л/с с 1 км² площади

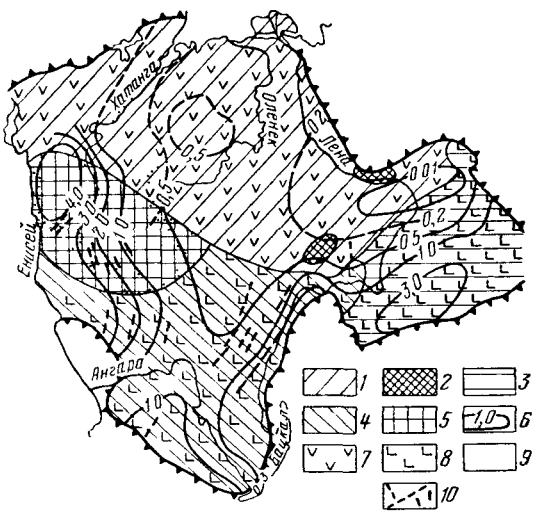


Рис. 34. Схема районирования территории по условиям питания и разгрузки подземных вод.

Районы, в пределах которых условия питания и разгрузки подземных вод следующие 1 — весьма плохие, подмерзлотные воды практически не имеют связи с дневной поверхностью, *2* — плохие, связь с дневной поверхностью осуществляется через редкие сквозные талики, *3—4* — хорошие для верхних водоносных горизонтов *3* — пьезометрические уровни вод верхних и нижних горизонтов располагаются выше местных базисов эрозии, *4* — пьезометрические уровни вод верхних горизонтов располагаются выше местных базисов эрозии, *5* — хорошие условия питания и разгрузки вод глубоких горизонтов (по многочисленным зонам новейших разрывов), *6* — изолинии модулей подземного стока (л/с с 1 км²) *7* — районы, в пределах которых подземный сток формируется в основном за счет вод надмерзлотных таликов атмосферного питания, *8* — то же, за счет вод верхних подмерзлотных горизонтов атмосферного питания *9* — то же, за счет вод верхних горизонтов атмосферного питания и седиментационных вод глубоких горизонтов, *10* — зоны новейших тектонических разломов

Основные черты формирования подземных вод

В пределах верхнего гидродинамического этажа в формировании подземных вод основную роль играют процессы выщелачивания и растворения горных пород водами атмосферного питания. При этом среди карбонатных и терригенных хорошо промытых пород формируются воды гидрокарбонатного кальциевого (реже магниевого) состава. Воды сульфатного кальциевого состава приурочены обычно к верхним горизонтам терригенных и карбонатных пород, содержащих пласты гипса и ангидрита, а воды хлоридного натриевого состава — к соленосным отложениям Накопление сульфатов в водах происходит также за счет окисления сульфидов, являющихся часто примесью как в карбонатных, так и в терригенных породах. Минерализация кальциевых (магниевых) вод колеблется в пределах 0,2—0,5 г/л; сульфатных кальциевых вод — в пределах 0,6—3,5 г/л, хлоридных натриевых — от 1—2 до 200—300 г/л. Состав растворенных газов этих вод кислородно-азотный и азотный (иногда с примесью метана для хлоридных вод с величиной отношений He/Ar от 0,0005—0,001 до 0,01—0,05. Величина коэффициента Cl/Br в рассматриваемых хлоридных водах обычно более 1000, а значения коэффициента отношения натрия к хлору близки к единице, что свидетельствует о формировании их путем выщелачивания соленосных отложений. Недостаточно ясен генезис

хлоридно-сульфатных натриевых вод с минерализацией до 5—10 г/л, установленных в верхнем течении р. Чоны (А. И. Косолапов, 1963 г.). Возможно, что эти воды образуются в результате различных эпигенетических процессов, протекающих в карбонатно-галогенных толщах (доломитизация и др.). Не исключена также возможность, что эти воды формируются непосредственно в результате выщелачивания солей сульфатов магния. Присутствие сероводорода в водах хлоридного (и реже сульфатного) состава обусловлено процессами биохимического разложения сульфатов с использованием органического вещества, главным образом различных битумов, заключенных во вмещающих горных породах. Процессы биохимической сульфатредукции доказываются обнаружением сульфатвосстанавливающих бактерий в водах изученных сероводородных источников (В. Н. Крамаренко и др., 1962 г.).

В нижнем гидродинамическом этаже распространены в основном соленые и рассольные воды седиментационного генезиса. Преобразование их состава тесно связано с процессами диагенеза и катагенеза вмещающих горных пород. В песчано-глинистых и угленосных преимущественно континентальных отложениях (например, в породах мелового возраста в Якутском бассейне) широким распространением пользуются гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 2—3 г/л и реже более. Характерной особенностью аутигенного минералообразования в этих отложениях является широкое распространение кальцита, корродирующего и замещающего натриево-кальциевые плагиоклазы и ряд других обломочных материалов (А. Г. Коссовская, 1962 г.). При погружении меловых отложений до глубины 1500—2000 м и более интенсивно протекали процессы цеолитизации. Таким образом, процессы формирования характеризуемых хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод связаны с интенсивным преобразованием терригенных пород и в основном натриево-кальциевых платиоклазов. Нижняя минерализация хлоридно-гидрокарбонатных вод в меловых отложениях Якутского бассейна отражает условия их первичного накопления в пресноводных бассейнах, обладающих гидрокарбонатным кальциевым составом.

Сульфатно-хлоридные натриево-магниевые воды с минерализацией до 8—10 г/л, установленные в карбонатных закарстованных породах среднего кембрия в южной части Якутского бассейна, представляют собой погребенные воды юрских морей, смешанные с древними инфильтрационными водами. Во время юрской трансгрессии (в конце нижней юры) среднекембрийские сильнотрещиноватые и закарстованные породы, развитые на северном склоне Алданской антеклизы, интенсивно поглощали воды юрских морских бассейнов. Эти погребенные воды юрских морей и сохранились в своей основе в породах среднего кембрия по настоящее время. Вероятнее всего, магний и сульфат-ион имеют первично морской генезис и сохранились в подземных водах по настоящее время вследствие того, что процессы метаморфизации погребенных морских вод в закарстованных породах значительно слабее по сравнению с захоронявшимися иловыми водами при накоплении морских песчано-глинистых отложений.

Хлоридные кальциево-натриевые соленые воды и слабые рассолы с минерализацией до 40—50 г/л широко распространены в мезозойских отложениях в Якутском и Хатангском бассейнах. По генезису они представляют собой захороненные метаморфизованные воды древних морских бассейнов. Одним из основных процессов преобразования морских вод в стадию диагенеза является их десульфатизация. Эти процессы приводят к накоплению сероводорода и гидрокарбонатов кальция. В стадию диагенеза в морских песчано-глинистых отложениях проис-

ходит накопление хлоридов кальция, сопровождающееся уменьшением в водах содержания магния (Шишкина, 1959 и др.), что обусловлено процессами перекристаллизации и новообразованиями минералов главным образом за счет перехода в кристаллическое вещество магния в обмен на кальций из поглощенного комплекса и кальция, входившего в кристаллические решетки (Лебедев, 1966). Все эти процессы (в том числе и десульфатизация) продолжаются в подземных водах и в начальные фазы катагенеза при погружении песчано-глинистых морских толщ на глубины до 1500—2000 м и более. В стадию диагенеза и начальные фазы катагенеза в песчано-глинистых морских отложениях интенсивно разлагается органическое вещество, в результате чего в подземных водах накапливаются бром, иод и некоторые другие элементы. При погружении морских песчано-глинистых толщ на глубины 3—5 км вследствие возрастания давления и температуры в них происходят процессы дальнейшего уплотнения и литификации горных пород. На этих глубинах происходит интенсивное растворение и регенерация кварца и полевых шпатов. Основным аутигенным минералом в нижней части зоны катагенеза является кварц, который приобретает здесь большую подвижность благодаря высоким температурам. В результате всех этих сложных и разнообразных и не полностью раскрытых процессов хлоридно-сульфатные натриево-магниевые воды, захороненные с песчано-глинистыми морскими осадками, преобразуются в хлоридные кальциево-натриевые соленые воды и рассолы.

Широким распространением пользуются рассолы хлоридного кальциево-натриевые и кальциевого состава с минерализацией от 70—140 до 300—600 г/л. Для этих рассолов характерны: низкие значения коэффициентов $\frac{rNa}{rCl}$ (обычно менее 0,5—0,6) и $\frac{rCl}{rBr}$ (обычно менее 100—200), высокие содержания брома (до 3—5 г/л и более), калия (до 5—10 г/л и более), стронция (до 3—5 г/л и более) и других компонентов. При этом высококонцентрированные рассолы (300—600 г/л) установлены только в районах распространения соленосных отложений, очевидно накапливавшихся в бассейнах высокой солености (И. К. Зайцев, 1958 г.). Важно отметить, что данные рассолы приурочены как к соленосным отложениям, так и к непосредственно подстилающим их породам разного состава. В районах развития карбонатных и терригенных пород с пластами гипса и ангидрита минерализация подземных рассолов не превышает обычно 140—200 г/л, в морских карбонатных и терригенных породах в пределах зоны весьма затрудненного водообмена — 40—80 г/л. Взаимосвязь подземных рассолов различной минерализации с определенными формациями горных пород, некоторые особенности химического состава подземных рассолов (высокие содержания брома, калия) свидетельствуют в пользу их седиментационного происхождения.

Высококонцентрированные хлоридные натриево-кальциевые и кальциевые рассолы Сибирской платформы представляют собой метаморфизованные маточные рассолы нижнекембрийских солеродных бассейнов (И. К. Зайцев, 1956 г. и др.). В последнее время эта гипотеза получила обоснование с позиции физико-химического и энергетического анализа (М. Г. Валяшко, 1963 г.; В. И. Лебедев, 1966 г. и др.) и она согласуется с результатами региональных палеогидрогеологических исследований (Е. А. Басков, 1961 г. и др.). В галогенно-карбонатных отложениях в стадию диагенеза (и частично, возможно, в ранний катагенез) широко протекают процессы доломитизации, в результате которых основная масса захороненных вместе с осадками маточных рассолов хлоридно-сульфатного магниево-натриевого (или натриево-магниевого) состава преобразуется в хлоридные кальциево-натриевые и кальциевые

рассолы. Магний при этом переходит в твердую фазу, кальций и стронций интенсивно накапливаются в подземных рассолах. В результате уплотнения галогенно-карбонатных пород из них в стадию диагенеза выжимается огромное количество рассолов. Наиболее сильное уплотнение испытывают галогенные породы, пористость которых при этом уменьшается от 40—50 до 1—2%. В стадию катагенеза галогенно-карбонатные породы не претерпевают существенных изменений в составе, что, естественно, и предопределяет в целом ограниченные изменения химического состава и минерализации заключенных в них седиментационных рассолов. Вместе с тем в результате процессов перекристаллизации соленосных отложений подземные рассолы еще более обогащаются бромом за счет поступления его из каменной соли, где он содержится в виде постоянной изоморфной примеси.

Смешанный генезис имеют, например, воды хлоридного кальциевого состава, питающие источники, выходящие из вулканогенных отложений в Тунгусском бассейне. Минерализация их по имеющимся данным колеблется от 1—2 до 100—110 г/л и более. Низкие значения коэффициента $\frac{Cl}{Br}$ (80—300) позволили К. П. Флоренскому (1956 г.) обосновать их связь с захороненными седиментационными рассолами. Поднимаясь по зонам разломов, эти рассолы разбавляются в различных соотношениях с инфильтрационными водами низкой минерализации. Широкое распространение седиментационных вод на Сибирской платформе доказывается данными палеогидрогеологического анализа (Е. А. Басков, 1961, 1967 гг.).

В нижнем кембрии на платформе господствовал устойчивый морской и лагунно-морской режим. В это время в южных и западных районах платформы происходило накопление мощных (до 2000—3000 м) соленосных отложений, вместе с которыми захоронялись огромные количества маточной солеродной рапы (И. К. Зайцев, 1958 г.; И. К. Зайцев, Е. А. Басков, 1961 г.; М. Г. Валяшко, 1963 г. и др.).

В процессе погружения, уплотнения и литификации карбонатно-галогенных пород большая часть этой рапы, очевидно, отжималась кверху и возвращалась в поверхностный водоем. Возможно, что свидетелями этой миграции и являются во многих случаях зоны сингенетических брекчий. Вместе с тем несомненно, что значительное количество маточной рапы осталось также среди соленосных пород после их уплотнения. Основные скопления рассолов были приурочены к пластам доломитов и доломит-ангидритов. Таким образом, уже в нижнем кембрии в юго-западной части платформы существовал огромный бассейн подземных рассолов, генетически связанных с галогенными толщами. При этом в южных районах этого бассейна, где происходила интенсивная садка каменной соли, минерализация подземных рассолов повсеместно достигала 300—400 г/л и более. По химическому составу эти подземные рассолы были, по-видимому, хлоридные кальциево-натриевые и кальциевые с высоким содержанием брома, калия и других элементов. В восточных и северных районах платформы в бассейне в течение нижнего кембрия в морских условиях происходило формирование пластовых скоплений седиментационных соленых вод и слабых рассолов хлоридного натриевого состава в терригенно-карбонатных и карбонатных породах. Следовательно, уже в нижнекембрийскую эпоху наметились основные черты современной гидрохимической зональности подземных вод Сибирской платформы.

Начиная со среднего кембрия по ордовик включительно на территории Сибирской платформы преобладали морские, лагунно-морские и прибрежно-континентальные условия осадконакопления. Возникшие в

это время водоносные комплексы в целом мало изменили гидрогеологические условия в северных и восточных районах, где по-прежнему господствовали скопления подземных соленых вод в карбонатных породах. В юго-западных и центральных районах платформы гидрогеологические условия несколько усложнились за счет появления в верхних частях разреза довольно мощных красноцветных терригенных и терригенно-карбонатных толщ (до 1000—1200 м и более) преимущественно с солеными подземными водами — в южной части бассейна, и солеными и слаборассольными — в северной его части.

В силуре, девоне и раннем карбоне большая часть Сибирской платформы представляла собой низкую слабо расчлененную сушу. Морской и лагунно-морской режим в это время сохранился лишь в северных, северо-западных и центральных районах платформы. В областях суши в верхних горизонтах палеозойских отложений до глубин эрозионного вреза происходило вытеснение морских седиментационных вод атмосферными водами. К концу карбона гидрогеологические условия во многих районах южной части платформы были уже близки к современным. Например, в южной части платформы (в пределах современного Ангаро-Ленского бассейна) ниже местного базиса эрозии в кембрийских отложениях господствовали хлоридные натриевые и кальциевые рассолы с минерализацией до 400—600 г/л, тогда как в верхних горизонтах были распространены воды различного химического состава (от пресных до рассолов), в зависимости от состава вмещающих пород и степени их промытости. На северном склоне Алданского щита в кембрийских отложениях в условиях затрудненного водообмена, по-видимому, были распространены хлоридные натриевые воды морского генезиса с минерализацией до 35—70 г/л, а в верхних хорошо промытых частях разреза господствовали инфильтрационные пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые воды. В районах с морским и лагунно-морским режимом, испытывавших преимущественное погружение, формировались пластовые скопления солоноватых, соленых подземных вод, а также рассолов в карбонатных и терригенно-карбонатных породах. В южной части Таймырского прогиба, в Сетте-Дабанском прогибе, в Кемпендяйской и Ыгыаттинской впадинах вместе с соленосными отложениями в среднедевонскую (?) эпоху были погребены огромные скопления высококонцентрированных рассолов. Весьма важным для рассматриваемого времени является проявление интенсивной вулканической деятельности в восточных районах платформы. В это время по многочисленным разломам и трубкам взрыва происходила разгрузка подземных вод глубоких водоносных горизонтов.

В течение среднего и верхнего карбона и перми в северных и западных районах платформы возникли мощные толщи песчано-глинистых (часто угленосных) пород с пластовыми скоплениями солоноватых (в континентальных условиях) и соленых (в прибрежно-морских и морских) подземных вод. В южной части платформы гидрогеологические условия мало изменились по сравнению с предшествующим этапом. Слабая расчлененность рельефа этой территории предопределяла весьма затрудненные (практически застойные) условия водообмена для подземных вод, залегающих ниже местных базисов эрозии. Мало изменились гидрогеологические условия и на северном склоне Алданского щита. По-видимому, в пермский период существовали Сунтарский, Якутский и Алданский бассейны трещинных вод.

В нижне- и среднетриасовую эпохи почти на всей территории платформы и особенно в пределах Тунгусской синеклизы происходила интенсивная вулканическая деятельность, обусловившая формирование комплекса вулканогенных пород. Термический режим платформы во

время траппового магматизма характеризовался более высокими температурами в пределах осадочного чехла, что предопределило весьма широкое распространение термальных источников. Выходы последних были приурочены к зонам тектонических нарушений. Можно полагать, что в нижнетриасовую эпоху в Тунгусском бассейне в связи с интенсивной вулканической деятельностью, сопровождавшейся образованием многочисленных разломов, создавались условия для выхода на дневную поверхность вод глубоких водоносных горизонтов, находившихся в условиях весьма затрудненного водообмена. В северных и северо-восточных районах платформы в нижне- и среднетриасовую эпохи формировались пластовые скопления солоноватых, соленых вод, а местами рассолов в терригенных породах.

В течение верхнетриасовой эпохи юрского и мелового периодов в северных, восточных и южных районах Сибирской платформы возникли огромные скопления пластовых подземных седиментационных вод в песчано-глинистых и угленосных породах. В южных районах платформы, где господствовали континентальные условия, формировались пресные и солоноватые воды главным образом гидрокарбонатные кальциевые и натриевые. В северных и восточных районах с морскими и прибрежно-морскими условиями осадконакопления формировались солоноватые и соленые воды (до слабых рассолов) в основном хлоридного натриевого состава. Во время нижнеюрской трансгрессии моря происходило интенсивное поглощение морских вод сильно закарстованными карбонатными породами нижнепалеозойского возраста. Якутский, Сунтарский, Алданский и другие бассейны трещинных вод, существовавшие в верхнем палеозое и начале мезозоя в восточных и южных районах платформы, в конце среднеюрской эпохи прекратили свое развитие. На их территории образовались скопления пластовых подземных вод в терригенных и угленосных отложениях. В течение рассматриваемого этапа в северной части платформы уже существовал Анабарский бассейн трещинных вод.

В кайнозойскую эру на территории Сибирской платформы в целом преобладали восходящие движения. По устройству поверхности в течение палеогенового и неогенового периодов она на большей части территории представляла собой слабо расчлененную равнину с большим числом озер и болот. Устойчивые восходящие движения в течение палеогенового и неогенового периодов происходили в пределах современного Алданского нагорья, Путоранского, Анабарского и Оленекского сводовых поднятий. В середине палеогенового периода произошло общее поднятие Сибирской платформы. С этого времени начинается формирование современной гидрографической сети Лены и Енисея. В конце палеогена восходящие движения на платформе заметно ослабли, и к началу четвертичного периода большая часть Сибирской платформы представляла собой низменную страну. В связи с преобладанием восходящих движений в основном происходили процессы разрушения пластовых скоплений подземных вод. В северной части платформы происходило расширение Анабарского бассейна трещинных вод. В юго-восточной части платформы в конце неогенового периода вновь возник Алданский бассейн трещинных вод.

Довольно крупные скопления пресных и слабосолоноватых вод на протяжении неогенового периода сформировались лишь в нижнем течении Алдана.

Расположение основных гидрогеологических бассейнов, а также общий характер гидрохимической зональности подземных вод в неогене в целом уже мало отличались от современных. Существенное отличие заключалось в более высокой водообильности (по сравнению с совре-

менной) верхних водоносных горизонтов в северных и восточных районах платформы (Якутском, Оленекском, Котуйском, Хатангском и в северной части Тунгусского бассейна), которые не были промерзлыми, так как климат в палеогеновый и неогеновый периоды был значительно теплее, чем в четвертичное время.

В течение четвертичного периода на платформе происходили неоднократные колебания поверхности с амплитудой до 200—400 м. В среднечетвертичную эпоху наступает резкое похолодание.

Своеобразие гидрогеологических условий Сибирской платформы в четвертичное время заключается в промерзании верхних водоносных горизонтов на большей части ее территории. Особенно интенсивно происходило промерзание водоносных горизонтов в Якутском, Хатангском и Оленекском бассейнах, находившихся в среднечетвертичную эпоху в зонах арктической пустыни — тундры (Раевский, Алексеев, 1960). Сквозные талики в мерзлой зоне сохранились лишь под руслами крупных рек, днищами крупных озер и в местах выходов крупных источников. Условия питания подмерзлотных вод в этих районах оказались весьма затрудненными. В южных районах Якутского и Ангаро-Ленского бассейнов образованию сплошной мерзлой толщи препятствовала сильная закарстованность пород. В этих районах в пределах зоны свободного водообмена условия питания и разгрузки подземных вод несмотря на суровые климатические условия, не претерпели существенных изменений по сравнению с предыдущим этапом.

Выполненные региональные палеогидрогеологические исследования на территории Сибирской платформы свидетельствуют о том, что в ее пределах ниже местного базиса эрозии преимущественным распространением пользуются подземные воды седиментационного происхождения.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Подземные воды как источник водоснабжения

Ресурсы подземных вод, пригодных для водоснабжения, в разных районах области существенно различны. В Хатангском, Оленекском, Котуйском и северной части Якутского бассейна пресные подземные воды в основном промерзлые, а верхние подмерзлотные горизонты содержат соленые и местами даже рассольные воды. В связи с этим для водоснабжения в северных и северо-восточных районах кроме основного источника водоснабжения — поверхностных вод могут использоваться лишь воды аллювиальных отложений (особенно в долинах крупных рек), а также воды подозерных таликов. В последние годы в Центральной Якутии под аласами установлены надмерзлотные талики (до 50—70 м по мощности) с пресными и слабосолеными (обычно до 2—3 г/л) водами. Эти надмерзлотные талики приурочены к четвертичным озерно-аллювиальным отложениям, а также к подстилающим их породам мезозойского возраста (Н. П. Анисимова, 1962 г. и др.).

Воды подаласных таликов имеют важное значение для сельского водоснабжения в Центральной Якутии. Статические пьезометрические уровни подмерзлотных вод юрских и меловых отложений в Центральной Якутии в ряде пунктов, начиная с широты г. Якутска, располагаются на глубинах 70—150 м от поверхности земли, что существенно осложняет условия их эксплуатации. Кроме того, качество вод подмерзлотных юрских горизонтов низкое вследствие их повышенной минерализации и высоких содержаний фтора (от 3—4 мг/л и более). В южной части Якутского бассейна крупные запасы пресных подземных вод содержат карбонатные породы кембрийского возраста. Удельные дебиты сква-

жин обычно колеблются в пределах 0,7—2 л/с (О. Н. Толстихин и др., 1967 г.). В юго-западной части Якутского бассейна для целей питьевого водоснабжения могут быть использованы воды верхних горизонтов кембрия, ордовика и силура. В Ангаро-Ленском бассейне, по данным П. И. Трофимука, Н. Н. Угланова (1962 г.) и др., большое значение для водоснабжения имеют водоносные комплексы юрских, ордовикских и кембрийских отложений. Большая часть Ангаро-Ленского бассейна относится к территории с возможными водозаборами подземных вод от 1—5 до 10—50 л/с. Особый интерес представляет водоносный комплекс ордовикских отложений в районе Тайшет — Братск, где возможные дебиты водозаборов подземных вод оцениваются более 100 л/с (П. И. Трофимук, Н. Н. Угланов, 1962 г.). В Тунгусском бассейне крупные ресурсы пресных подземных вод приурочены к триасовым (главным образом туфогенным) отложениям, к верхним горизонтам пермских и каменноугольных отложений, а в северо-западной части бассейна также и к карбонатным нижнепалеозойским отложениям. Здесь известны многочисленные источники пресных подземных вод с дебитами в десятки и сотни литров в секунду.

В Алданском бассейне трещинных вод особый интерес для целей водоснабжения представляют трещинно-грунтовые воды кристаллических пород архея и протерозоя. По данным О. Н. Толстихина и др. (1967 г.), модуль эксплуатационных запасов этого водоносного комплекса составляет 0,26 л/с с 1 км^2, а в приречной части — до 1,15 л/с с 1 км^2. Крупные запасы пресных подземных вод сосредоточены в межгорных артезианских бассейнах (Чульманском и др.). В частности, для Чульманского бассейна модуль эксплуатационных запасов оценивается в 0,4 л/с с 1 км^2, а общие прогнозные эксплуатационные запасы 5400 л/с.

Промышленные минеральные воды

Значительная часть подземных вод может быть использована как сырье для промышленности (получение поваренной соли, брома, калия и других химических продуктов). Наиболее широко распространены соленые воды и рассолы хлоридного натриевого состава, а также сильноконцентрированные хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые рассолы с высокими содержаниями брома, калия и других компонентов.

Хлоридные натриевые промышленные воды издавна использовались местным населением для добычи поваренной соли. Троицкий и Кемпендяйский соляные заводы и сейчас используют природные хлоридные натриевые рассолы для получения поваренной соли. Большой интерес представляют сильноконцентрированные хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые рассолы с высокими содержаниями брома (до 6—8 г/л), калия (до 15—20 г/л) и других компонентов. Геологические запасы этих рассолов исчисляются десятками тысяч кубических метров. Вместе с тем изученность их еще очень низкая. Специальные поисково-разведочные работы на промышленные многокомпонентные рассолы проведены в незначительном объеме в южных районах Ангаро-Ленского бассейна. Наиболее высокие концентрации промышленно-ценных компонентов приурочены к межсолевым рассолам усольской свиты, осинскому и балыхтинскому горизонтам. Серьезным препятствием для эксплуатации рассолов являются низкие коллекторские свойства вмещающих пород нижнего кембрия и верхнего докембрия, а также и то, что высокая концентрация рассолов обусловливает выпадение в процессе откачки из них солей, которые кальматируют как скважины, так поры и трещины в водоносных пластах. Это затрудняет правильную оценку водообильности и коллекторских свойств пород и требует разработки и

применения специальных методов опробования и эксплуатации скважин. Для поисково-разведочных работ на промышленные многокомпонентные рассолы рекомендуются в первую очередь краевые части Ангаро-Ленского бассейна: Приленская и Присаянская. Необходимо продолжить работы и во внутренних районах бассейна, приурочивая поисковые площади к зонам новейших тектонических разломов.

В Якутском бассейне промышленные бромные рассолы установлены в юго-западной части в толщах верхнего докембрия под соленосными нижнекембрийскими отложениями. Несомненно, что скопления подобных рассолов имеются и в соленосных кембрийских породах, однако сведения о них отсутствуют. В Тунгусском бассейне перспективными в отношении высококонцентрированных бромных межсолевых и подсолевых рассолов являются южные районы, где наличие соленосных нижнекембрийских отложений в районе р. Подкаменной Тунгуски не вызывает сомнений. В центральных и северных районах характерно присутствие многочисленных источников хлоридного натриево-кальциевого состава с повышенными и иногда промышленными содержаниями брома. Они приурочены к зонам новейших тектонических разломов, примыкающих к Путоранскому сводовому поднятию. В пределах указанных зон новейших разломов наиболее рационально проводить поисково-разведочные работы на бромные воды.

Лечебные минеральные воды

Согласно классификации минеральных вод, предложенной В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым (1964 г.), для данной территории могут быть выделены следующие бальнеологические группы вод: 1) без «специфических» компонентов; 2) сульфидные; 3) радоновые; 4) бромные, иодные и борнокислые.

К группе минеральных вод без «специфических» компонентов принадлежат широко распространенные на платформе воды сульфатного кальциевого и хлоридного натриевого состава, используемые крайне слабо. На базе этих вод функционирует всего лишь один курорт в г. Усолье-Сибирском. Здесь для ванн применяются хлоридные натриевые рассолы усольского типа (В. Г. Ткачук, Н. И. Толстихин, 1961 г.). Сульфидная (сероводородная) группа минеральных вод весьма многочисленна. В водах многих источников содержание сероводорода достигает лечебных норм. Они используются для лечения на курорте «Ангара», расположенном в г. Иркутске (Трофимук, 1960). Кроме того, имеется множество «диких» курортов, на которых местное население издавна применяют для лечения сероводородные воды. Такие «дикие» курорты известны, например, на реках Нюе, Пеледуе, Ичоре, Намане и др. Радоновые минеральные лечебные воды устькутского типа наиболее широко используются в г. Усть-Куте, где функционирует курорт, на котором ежегодно лечится около 500 человек (Пиннекер, Яснитская, 1963). На многих радоновых источниках в летнее время года существуют «дикие» курорты, пользующиеся большой популярностью у местного населения. Весьма широко распространены бромные и борнокислые минеральные лечебные воды. К ним относятся высококонцентрированные рассолы хлоридного кальциевого и кальциево-натриевого состава. При разбавлении этих рассолов до 10—15 г/л, т. е. до концентраций, допускающих их применение для питьевого лечения, содержания брома в них будут превышать нижний предел для лечебных вод (25 мг/л). Почти все охарактеризованные типы минеральных лечебных вод имеют региональное распространение и могут являться базой для организации крупных курортов и санаториев

Глава 5

АРКТИЧЕСКИЕ ОСТРОВА (XVII—XVIII)

Физико-географическое положение и климатические условия

Острова Советского сектора Арктики (Новая Земля, Земля Франца-Иосифа, Колгуев, Вайгач, Северная Земля, Новосибирские острова, Ляховские, Врангеля и ряд других мелких) расположены в пределах северных морей в границах территории Советского Союза. Все острова в структурном отношении тесно связаны с Евразиатским материком и находятся в пределах материковой отмели шельфа Северного Ледовитого океана.

Климат рассматриваемой части Арктического сектора характеризуется чрезвычайной суровостью. Поступление тепла извне происходит за счет интенсивной атмосферной циркуляции и морских течений. Рассматриваемая территория охватывает три климатических района (Э. М. Прик, 1966 г.).

1. Западный (Приатлантический) район, охватывающий Баренцево и большую часть Карского моря, характеризуется неустойчивой циклонической погодой, резкими колебаниями температур и наиболее мягкими климатическими условиями. Среднегодовая температура воздуха составляет в восточной части Шпицбергена (за пределами территории Советского Союза) минус 6,7° С, на Земле Франца-Иосифа минус 10,9—12,8° С. В более южных широтах она повышается до минус 9,6—6,3° С (архипелаг Новая Земля). Абсолютные максимумы температур характеризуются цифрами от плюс 1,2° С (бухта Тихая на Земле Франца-Иосифа) до плюс 2,3° С (Малые Кармакулы, Новая Земля). Характерны сильные ветры (до 60 м/с) типа «боры», туманы. Количество атмосферных осадков колеблется от 200 до 450 мм в год (Антонова, 1959).

2. Расположенный к востоку Сибирский район охватывает восточную часть Карского моря с Северной Землей, море Лаптевых с Новосибирскими островами и большую часть Восточно-Сибирского моря. Здесь характерно влияние сибирского антициклона, определяющего устойчивые в течение зимы и весны низкие температуры, незначительную облачность (4—6 баллов), сравнительно слабые ветры, относительно небольшие суммы среднегодовых осадков (94—126 мм). Среднемесячные температуры января от минус 25 до минус 30° С (Северная Земля), июля от +1 до +2° С, максимальная температура не превышает +10° С, минимальная достигает —50° С. Мощность снегового покрова невелика — 20—25 см на Новосибирских островах и 50—60 см на Северной Земле. Широко развиты морозное выветривание, дефляция, солифлюкционные и эрозионные процессы.

3. Восточный район охватывает восточную часть Восточно-Сибирского моря и Чукотское море. Зима в Восточном районе несколько теплее, чем в Сибирском, но холоднее, чем в Западном районе. Среднего-

довая температура на о. Врангеля составляет —11,5° С, минимальная —43° С, максимальная +18,2° С. Среднегодовая сумма осадков незначительна — 92 мм. Зима характеризуется частыми и длительными снежными пургами при скорости ветра 25—30 м/с. Распределение снежного покрова по площади весьма неравномерное. Облачность наиболее устойчива в летний период.

Краткие сведения по изученности. Гидрогеологическое районирование и мерзлая зона

Гидрогеологическая изученность бассейнов Арктического пояса очень слабая и неравномерная. Наиболее изученными являются гидрогеологические структуры или части их, находящиеся на материке. Значительно менее изучена островная часть региона и почти совершенно не изучены гидрогеологические области, испытывающие субаквальный этап развития. Характеристика изученности и гидрогеологические условия участков Арктического пояса, находящихся на Евразиатском материке, приведены в соответствующих разделах.

Острова Советской Арктики в гидрогеологическом отношении более изучены в западной части Советского сектора. Здесь в 30-е годы проводились детальные мерзлотно-гидрогеологические исследования при освоении рудников на о. Вайгач (Виттенбург, 1940; Пономарев, 1940). Проводилось гидрогеологическое бурение на о. Колгуев. В последние годы исследования мерзлой зоны, надмерзлотных и подмерзлотных вод выполнялись на Новой Земле и Земле Франца-Иосифа (Неизвестнов и др., 1970, 1971). На ледниках Северного острова Новой Земли и в центральной части Земли Франца-Иосифа в течение ряда лет велись режимные гляциологические исследования (Разумейко, 1963; Хмелевский, 1964). Острова восточной части Советской Арктики в гидрогеологическом отношении практически не изучались. Имеются лишь отдельные сведения по водам деятельного слоя и по погребенным льдам мерзлой зоны (о. Большой Ляховский).

Шельф по тектоническому строению делится на две части: Баренцево-Карскую и Лаптево-Чукотскую. Первая является наиболее расчлененной и глубокой (400—500 м), вторая — весьма мелководна (50—100 м) и имеет выровненную поверхность отлогого материкового склона. Территория шельфа Ледовитого океана и северных морей с островами отнесена к внутренней части Арктического пояса артезианских бассейнов.

В пределах Советского сектора Арктический пояс артезианских бассейнов делится северным продолжением Верхояно-Чукотской гидрогеологической складчатой области — Новосибирскими островами и хр. Ломоносова — на западную и восточную части Артезианские бассейны западной части Арктического пояса могут быть объединены в крупную артезианскую область Нансена, характеризующуюся сложным строением. В состав данной артезианской области в пределах Советского сектора Арктики входят следующие артезианские бассейны и группы бассейнов: Печорская, Баренцева и Карского морей, моря Лаптевых, котловин Амундсена и Нансена. Сюда же относится и Хатангский артезианский бассейн, расположенный почти целиком на материке. Перечисленные артезианские бассейны и их группы расчленяются и обрамляются, как это показано на рис. 35, гидрогеологическими складчатыми областями с бассейнами трещинных вод: Балтийской, Пайхойско-Новоземельской, Североземельской, Шпицбергенской, хребтов Гаккеля и Ломоносова.

Артезианские бассейны восточной части Арктического пояса слагают обширную Гиперборейскую артезианскую область (Толстихин,

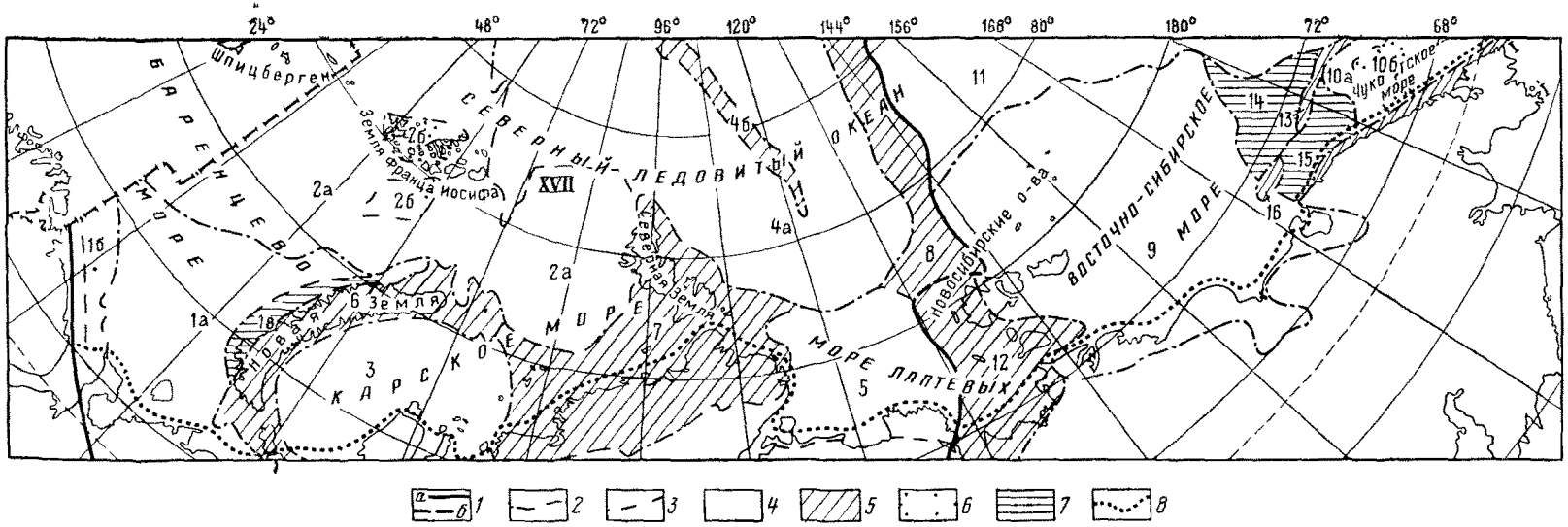


Рис. 35 Схема гидрогеологического районирования Арктического пояса (XVII) артезианских бассейнов По Н Н Толстихину, 1967

1 границы артезианских областей (а — установленные, б — предполагаемые), *2* — то же, артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод, *3* — то же адартезианских бассейнов, вулканогенных супербассейнов и межгорных артезианских бассейнов, *4* — артезианские бассейны *5* бассейны трещинных вод, *6* — вулканогенные супербассейны, *7* — адартезианские и межгорные артезианские бассейны, *8* — граница платформенных областей Арктических островов

Артезианская область Нансена Артезианские бассейны и группы артезианских бассейнов Печорско Шойнская группа артезианских бассейнов (1а) с Шойнским межгорным артезианским бассейном (1б) и Предновоземельским адартезианским бассейном (1в) Группа артезианских бассейнов Баренцева моря (2а) с вулканогенными супербассейнами (2б), *3* — сложный Карский артезианский бассейн Группа бассейнов котловин Нансена и Амундсена 4а — артезианские бассейны Нансена и Амундсена 4б — бассейн трещинных вод хр Гаккеля, *5* — артезианский бассейн моря Лаптевых *6* — Пайхойско Новоземельская система бассейнов трещинных вод *7* — Северо Земельская система бассейнов трещинных вод *8* — бассейн трещиных вод хр Ломоносова

Восточная (Гиперборейская) артезианская область. Артезианские бассейны *9* — сложный артезианский бассейн Восточно Сибирского моря Чукотская система артезианских бассейнов и вулканогенных супербассейнов 10а — артезианский бассейн Чукотского моря, 10б — Чукотский вулканогенный супербассейн *11* — артезианский бассейн Гиперборейской платформы Бассейны трещинных вод *12* — Новосибирских островов, *13* — Врангелевский Адартезианские бассейны *14* — Северо Врангелевский *15* — Лонга *16* — Шелагский

1967). В пределах Советского сектора Арктики они представлены частью гипотетических бассейнов Гиперборейской платформы и бассейнами Восточно-Сибирского и Чукотского морей. К югу от них расположена обширная Верхояно-Чукотская гидрогеологическая складчатая область, северная большая часть которой со стоком в Северный Ледовитый океан является внешней областью питания артезианских бассейнов шельфовых морей и представляет собой часть Арктического пояса артезианских бассейнов. Меньшая часть со стоком в артезианские бассейны Якутский, Охотского и Берингова морей является внешней областью их питания и входит в Бореальный пояс артезианских бассейнов.

Заложение артезианских бассейнов Арктического пояса происходило на протяжении трех основных этапов. К рифейско-нижнепалеозойскому времени приурочено возникновение Баренцевой и, вероятно, Гиперборейской структур.

Несколько позднее произошло заложение Печорской группы артезианских бассейнов. К раннепалеозойскому времени относится начало формирования Карского сложного артезианского бассейна. В мезокайнозойское время возникли артезианские бассейны моря Лаптевых, Восточно-Сибирского моря и Чукотский, имеющие герцинское складчатое основание.

Большая часть гидрогеологических структур Советского сектора Арктического пояса расположена на шельфе и переживает в настоящее время субаквальный (субмаринный) этап развития. Стадию субаэрального развития испытывают лишь участки гидрогеологических областей, расположенные в пределах островов, и южные окраины Печорской группы артезианских бассейнов, Карского моря, моря Лаптевых, Восточно-Сибирского моря, а также Хатангский артезианский бассейн, почти целиком находящийся на материке.

Для гидрогеологических структур Арктики характерен криогенез. Причем наибольшее влияние криогенеза на гидрогеологические условия отмечается на участках, испытывающих субаэральный этап развития. Основное отличие в проявлении криогенеза на островах Арктики от проявления тех же процессов в материковой части Евразии заключается в том, что изменениям в процессе промерзания подвергаются участки земной коры, на которых породы полностью насыщены морской водой в момент поднятия участков суши из-под уровня моря. При этом происходит выделение из морской воды как кристаллов чистого льда, так и некоторых солей, входящих в состав льда, цементирующего горные породы, и в виде кристаллогидратов; охлаждение, концентрация и вытеснение в глубину оставшихся в жидкой фазе рассолов. Из солей наибольшим распространением в мерзлой зоне пользуется мирабилит, выделяющийся из морской воды при температуре ниже минус 7,8—8,2° С (Гиттерман, 1937).

Минерализация подмерзлотных рассолов, находящихся непосредственно под мерзлой зоной, определяется температурами, при которых лед мерзлой зоны находится в состоянии термодинамического равновесия с рассолами определенной концентрации. Для рассолов морского состава эти температуры следующие (Гиттерман, 1937).

Минерализация, г/кг (%)	Температура, °С
32,8	— 1,8
92,4	— 5,6
146,7	—10 6

Фактическое значение температур и минерализации подмерзлотных рассолов зависит от проницаемости пород по вертикали. При хорошо развитой вертикальной трещиноватости, что характерно для гидрогеологических массивов и других бассейнов трещинных вод, минерализация подмерзлотных вод на границе с мерзлой зоной ближе к исходной, составляя около 35 г/л (Новая Земля, Вайгач, Шпицберген), а температура подмерзлотных вод вблизи этой же границы порядка —2° С, мощность же мерзлой зоны достигает 100 м и более. В бассейнах пластовых вод вытеснению подмерзлотных вод препятствуют горизонтальные водоупоры. В результате этого минерализация вод, залегающих под мерзлой зоной, достигает 90 и даже 142 г/л, а температуры минус 5—10° С (Земля Франца-Иосифа, мыс Бэрроу на Аляске). Мощность мерзлой зоны на таких участках от единиц до десятков метров. Таким образом, отрицательнотемпературные воды (криопэги*), с одной стороны, являются как бы барьером, препятствующим глубокому промерзанию водоносных горизонтов, а с другой стороны, криопэги способствуют более глубокому охлаждению земной коры, накоплению холода как за счет меньшего тепловыделения, определяющегося отсутствием фазовых переходов вода—лед, так и за счет конвекционного опускания более плотных охлажденных рассолов, формирующихся под мерзлой зоной. Мощность зоны подмерзлотных криопэгов на островах Арктики и общая мощность пояса отрицательных температур может достигать, по-видимому, сотен и даже тысяч метров. Заметим, что мощность криопэгов Северного Ледовитого океана более 4000 м.

На островах Арктики происходит интенсивная аггрaдация мерзлоты. В результате криогенных напоров, формирующихся в кровле подмерзлотных водоносных горизонтов, происходит как бы выдавливание подземных вод в сторону моря. Очаги разгрузки подземных вод расположены под дном морей и в некоторых глубоких озерных котловинах.

Частичная деградация мерзлой зоны происходит лишь под мощными континентальными льдами, достигшими «критической мощности» (Зотиков, 1966), в горной центральной части наиболее крупных островов и под наиболее крупными водотоками и озерами. На таких участках возможно наличие ограниченных запасов пресных подземных вод. Сведения о существовании сквозных таликовых «окон» под ледниками Шпицбергена, через которые может происходить питание водоносных горизонтов пресными водами, приведены в трудах Н. И. Обидина (1958 г.).

Линзы пресных вод небольшой мощности под озерами обнаружены на Южном острове Новой Земли. В районах с более суровыми климатическими условиями в подозерных таликах развиты крепкие отрицательнотемпературные рассолы (Земля Франца-Иосифа).

Ниже дана краткая характеристика гидрогеологических структур Советской Арктики в пределах островов с запада на восток. Описание гидрогеологии субмаринной части региона из-за недостатка фактического материала не приводится.

Геологическое строение и гидрогеологические условия

Артезианская область Нансена. Печорская группа артезианских бассейнов на севере сливается с артезианскими бассейнами Баренцева моря, а в южной части выходит из-под уровня Печорского моря и находится в субаэральной стадии развития.

* Криопэги — от «крио» (греч.) — мороз, лед, отрицательная температура и «пэги» — холодные воды источников (Лаиге, 1933) Криопэги в арктических и некоторых бореальных бассейнах располагаются ниже зоны мерзлых пород.

В Печорском море имеется только один крупный остров — Колгуев, площадь которого составляет 3500 км². Центральная холмистая его часть приподнята на 170 м над уровнем моря. В южной части острова расположена заболоченная низменность с большим числом озер и густой сетью рек с глубоким эрозионным врезом и довольно бурным течением. В геологическом строении острова принимают участие (сверху вниз) современные верхне- и среднечетвертичные песчано-глинистые отложения мощностью около 75 м и дочетвертичные отложения. По побережью острова до глубины 100—150 м породы промерзлые. К центру острова мощность мерзлой зоны, по-видимому, увеличивается. Пресные воды четвертичных отложений, по всей вероятности, надмерзлотные, приурочены к маломощному деятельному слою и несквозным таликам под озерами и в долинах рек. В дочетвертичных отложениях под мерзлой зоной на глубине 130 м вскрыты отрицательнотемпературные рассольные воды морского типа.

В целом фундамент Печорской группы бассейнов сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными породами архея и протерозоя, чехол — главным образом палеозойскими отложениями, от кембрия до перми, и в незначительной степени мезозойскими и четвертичными отложениями. В южной материковой части данного региона выделен ряд артезианских бассейнов: Большеземельский, Каратайхинский, Печорский и Усинский адартезианский.

В юго-западной части Печорской группы артезианских бассейнов в пределах Канино-Тиманской складчатой зоны выступы протерозойского фундамента оконтуривают узкий, удлиненный в северо-западном направлении артезианский бассейн, напоминающий по структуре межгорный. Этот бассейн, названный Шойнским, расположен частично на п-ове Канин и частично под водами Чешской губы, Белого и Баренцева морей.

На п-ове Канин в пределах Шойнского бассейна многолетнемерзлые породы встречаются лишь маломощными (до 10—12 м), весьма незначительными по площади линзами, не оказывающими практически влияния на условия питания подземных вод. Воды, приуроченные к фундаменту бассейна, при глубине залегания последнего от 1—2 до 30 м пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,3 г/л. Дебиты скважин 0,1—0,3 л/с. Воды в четвертичных и пермских отложениях чехла, вскрытых в районе Шойны на глубине до 26 м, пресные с минерализацией до 0,4—0,6 г/л. Дебит скважин, каптирующих воды пермских карбонатных отложений, 2—4 л/с. Водоносные горизонты с пресными водами в пределах Шойнского артезианского бассейна могут быть вскрыты и под дном Белого моря.

В северо-восточной части рассматриваемой группы бассейнов располагается вытянутый в направлении с юго-запада на северо-восток вдоль Новой Земли краевой прогиб позднепалеозойского — раннемезозойского этапа формирования, представляющий собой в гидрогеологическом отношении адартезианский бассейн (Предновоземельский). Предновоземельский адартезианский бассейн, судя по результатам гидрогеологического бурения на побережье Новой Земли, содержит водоносные горизонты с рассольными водами хлоридного натриевого состава с минерализацией до 190—220 г/л.

Баренцева группа артезианских бассейнов расположена в пределах Баренцево-Карской платформы и охватывает небольшие участки суши, включающие острова Земли Франца-Иосифа, западную часть архипелага Северная Земля и ряд мелких островов — Ушакова, Визе, Уединения. На юго-западе Баренцева группа артезианских

бассейнов сливается с Печорской, на юго-востоке — с Карским сложным артезианским бассейном, на востоке и юге граничит с гидрогеологической областью Североземельских и Пайхойско-Новоземельских бассейнов трещинных вод.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа имеет площадь около 16 тыс. км². По характеру рельефа — это невысокое плато, весьма расчлененное. Архипелаг насчитывает около 200 островов, разделенных узкими глубокими проливами. Абсолютные отметки поверхности островов до 400 м и выше, глубина проливов — до 600 м. Породы, слагающие острова, разбиты геотектоническими разломами на блоки. Приподнятые блоки выражены в рельефе возвышенностями с уплощенными вершинами, к опущенным блокам в ряде случаев приурочены озерные котловины. Значительная часть поверхности островов (свыше 35%) занята ледниками. Для архипелага в целом характерно интенсивное поднятие суши, со скоростями, достигающими 1—2 см в год. Свободные от ледников участки островов представляют собой слабо расчлененную террасированную равнину с абсолютными отметками поверхности до 100 м, недавно поднявшуюся из-под уровня моря. Поверхностный сток в основном ледниковый. Долины ручьев не выработаны. В геологическом строении архипелага участвуют мезозойские и кайнозойские породы. Мезозойские образования представлены терригенными осадками триаса и юры, а также преимущественно эффузивной толщей нижнего мела. Суммарная мощность триаса и юры — свыше 1500 м, мощность эффузивной толщи нижнего мела около 600 м. Кайнозойские отложения представлены преимущественно современными галечниковыми и песчано-глинистыми осадками мощностью до 10 м. Мощность мерзлой зоны изменяется от единиц метров у берега моря до 200—250 м на удаленных от побережья участках суши.

На Земле Франца-Иосифа выделены водоносные комплексы: 1) кайнозойских отложений, содержащих надмерзлотные воды сезонноталого слоя; 2) мезозойских, нижнемеловых и триасово-юрских отложений, содержащих межмерзлотные воды в сквозных подозерных таликах и подмерзлотные водоносные горизонты. Надмерзлотные воды существуют в течение 1—2 месяцев в сезонноталом слое, мощность которого к концу лета достигает 0,2—0,8 м. Воды преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые, в отложениях морских террас — солоноватые хлоридные натриевые.

Подозерные талики локализуются под отдельными наиболее крупными озерами. Один из подозерных таликов разведан в западной части Земли Франца-Иосифа под озерной впадиной, его глубина до 20 м и протяженность 100—120 м при ширине 20—60 м. В краевой части впадины мощность мерзлой зоны составила 5 м, ближе к центру многолетнемерзлые породы под дном озера вообще отсутствовали. Озерная впадина до глубины 7 м заполнена пресной водой, глубже солеными водами и рассолами с температурой от 0 до —4,5° С и минерализацией до 86,9 г/л. Состав вод хлоридный натриевый морского типа. Аналогичный состав и минерализацию имели подземные отрицательнотемпературные воды (криопэги), вскрытые, в кавериозных базальтах нижнемелового возраста под дном озера. Подобные таликовые окна являются, по-видимому, местами разгрузки подмерзлотных вод. Отметим, что аналогичными очагами разгрузки подземных криопэгов, но значительно превышающими по размерам вышеописанные таликовые «окна», являются талики под проливами, разделяющими острова Земли Франца-Иосифа. Многолетнемерзлые породы на дне проливов существуют лишь в прибрежной части под многолетним припайным льдом, лежащим на дне при глубинах 2—4 м.

В мезозойских образованиях архипелага выделяются два водоносных комплекса с подмерзлотными водоносными горизонтами.

Нижнемеловая осадочно-эффузивная толща, распространенная в западной части Земли Франца-Иосифа, слагает верхний структурный этаж Баренцево-Карской платформы, залегая со стратиграфическим и угловым несогласием на отложениях триаса и юры. В гидрогеологическом отношении эта толща нижнего мела образует два вулканогенных супербассейна, один из которых (2а, см. рис. 1) в значительной своей части находится на субаэральном этапе развития, другой (2б) почти целиком расположен под водой Баренцева моря.

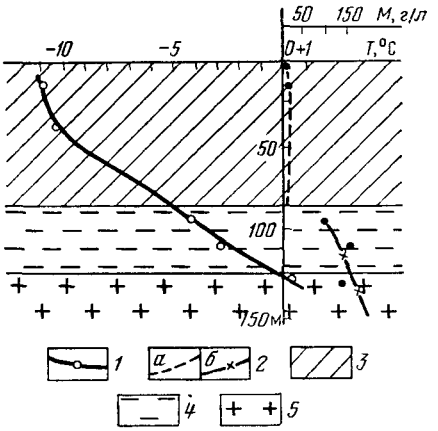


Рис. 36. Изменение температуры и минерализации подземных вод с глубиной в нижнемеловых отложениях архипелага Земли Франца-Иосифа

1 — кривая изменения температуры, °С; *2* — кривая изменения минерализации (в г/л): а — по результатам химических анализов, б — по анализам водных вытяжек грунтов и по данным термического анализа морской воды (Гиттерман, 1937); *3* — мерзлые породы; *4* — зона распространения криопэгов; *5* — зона вод с положительной температурой

Подмерзлотные воды нижнемеловых эффузивов вскрыты в западной части Земли Франца-Иосифа. Глубина их залегания варьирует от 5—8 м вблизи берега моря до 90—250 м на некотором удалении от него. Исследованиями установлено увеличение температуры и минерализации подземных вод с глубиной (рис. 36). Нулевые температуры близ морского берега фиксируются на глубине порядка 125 м, где минерализация вод достигает 160 г/л. В химическом составе вод преобладают ионы хлора и натрия. Плотность рассолов 1,05—1,13. Воды обладают незначительными напорами, достигающими 1,7 м (с учетом их плотности) над условной плоскостью сравнения с нулевой отметкой. Удельные дебиты скважин составляют обычно тысячные доли литра в секунду. Промороженные породы засолены, причем установлено изменение засоленности с глубиной. Так, минерализация водных вытяжек из нижнемеловых базальтов с глубины 3—4 м составляет 1,0—1,8 г/л, а с глубины 5—15 м — до 5 г/л. Еще глубже минерализация льдов мерзлой зоны снова несколько снижается. Вся изученная часть разреза триасово-юрских отложений в восточной части Земли Франца-Иосифа ниже мерзлой зоны, по-видимому, насыщена рассолами морского типа. Тип вод трещинно-поровый, порово-пластовый и трещинно-жильный.

Идентичность химических коэффициентов подземных вод и океанической воды (табл. 6) позволяет связывать происхождение первых с вымораживанием насыщающих породы морских вод при поднятии островов из-под уровня моря.

Пресные воды отсутствуют, вероятно, даже под ледниками. Об этом свидетельствуют данные измерений температуры пород под ледниками на куполе Чурляниса в центральной части архипелага (о. Гукера). В скважине с абсолютной отметкой устья 228 м, пробуренной на леднике, температура льда на глубине 15 м составляла минус 11,1—11,2° С, на глубине 40 м минус 11,2—11,4° С. (Разумейко, 1963). Аналогичные данные имеются и по другим скважинам. Весьма низкие температуры льда свидетельствуют о наличии мерзлых пород под ледником и, следовательно, о закрытости структуры.

Таблица 6

Химические коэффициенты вод нижнемеловых отложений Баренцева артезианского бассейна

Место отбора проб	Химические коэффициенты				
	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Cl-Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Br}{r\,Cl}$
Скважина в западной части архипелага Земли Франца-Иосифа, глубина 9,9—14,2 м	0,09	0,20	0,82	0,18	0,0015
Там же, глубина 33—47 м	0,12	0,18	0,87	0,12	0,0013
Океан	0,10	0,20	0,85	0,13	0,0015

Карский сложный артезианский бассейн расположен к востоку от Печорской группы артезианских бассейнов и к югу от Баренцевой группы, отделяясь от них горно-складчатыми образованиями Новой Земли и их подводным продолжением. Южная часть сложного Карского артезианского бассейна сливается с Западно-Сибирской артезианской областью. Для проведения четкой границы между этими гидрогеологическими областями недостаточно данных. По-видимому, все же Усть-Енисейский артезианский бассейн, а также Гыданский и Ямальский гидрогеологические районы следует рассматривать как южную часть сложного Карского артезианского бассейна, находящуюся на субаэральном этапе развития. На востоке сложный Карский артезианский бассейн граничит с Таймырской гидрогеологической складчатой областью.

Большая часть Карского бассейна находится под уровнем моря. В Карском море расположены острова Белый, Шокальского, Олений, Сибирякова и др. Глубина моря — от 20—30 до 300 м. Преобладают глубины до 100 м. Высота островов над уровнем моря 25—30, редко 40—50 м. Большая часть их поверхности представляет собой эродированную морскую равнину с большим числом мелких озер и густой речной сетью. В строении островов принимают участие породы кайнозоя и мезозоя, залегающие на палеозойском фундаменте, расположенном на глубине 3—4 тыс. м. Мощность мерзлой зоны на островах по аналогии с Новой Землей вблизи побережья около 100 м.

Подземные воды четвертичных отложений приурочены к деятельному слою, локализуясь также в подрусловых и подозерных таликах. Воды, по-видимому, пресные, но ресурсы их весьма ограниченны.

К дочетвертичным отложениям, вероятно, приурочены подмерзлотные водоносные горизонты с рассольными отрицательнотемпературными водами морского типа.

Артезианские бассейны моря Лаптевых, Нансена и Амундсена целиком находятся под уровнем моря. Фундамент бассейна моря Лаптевых на западе сложен складчатыми сооружениями Таймырской области (герцинидами), а на востоке представлен мезозойским складчатым сооружением Верхоянской области; чехол бассейна в основном мезозойский.

Хатангский артезианский бассейн тектонически приурочен к Таймырскому предгорному прогибу (Северо-Сибирской низменности). На севере он ограничен Таймырской гидрогеологической

складчатой областью; на западе сливается с Усть-Енисейским артезианским бассейном; на юге — с Восточно-Сибирской артезианской областью и на востоке — с артезианским бассейном моря Лаптевых.

Пайхойско-Новоземельская система бассейнов трещинных вод кроме Пай-Хоя захватывает острова Новая Земля и Вайгач. Она является северным продолжением Уральской гидрогеологической складчатой области и разделяет артезианские бассейны Печорского и Баренцева морей с западной стороны и Карского моря с восточной стороны. Архипелаг Новая Земля включает в себя крупнейшие острова баренцевоморского шельфа. Площадь их около 82 200 км².

Архипелаг состоит из двух крупных островов, вдоль берегов которых расположены мелкие острова типа шхер. Оба острова представляют собой единый горный хребет с высоко поднятой и глубоко расчлененной центральной частью. Южное и северное их окончания представляют собой невысокие холмистые плато. Рельеф горной части хребта имеет альпинотипный облик. Высоты гор в северной части достигают 1590 м, в средней части — 1342 м с глубиной долин до 800 м. Форма долин типично троговая, переходящая в глубокие фиорды на побережье. Реки отличаются бурным течением. Около половины площади Северного острова Новой Земли покрыто ледником. Ледник приподнят над уровнем моря до 1000 м, мощность его в среднем составляет 250—300 м. По краям ледника сосредоточены моренные образования. Высота холмов и гряд морены достигает 100 м при длине до 20 км. В центральной и южной частях Новой Земли поверхность эрозионно-денудационного плато имеет высоты 350—600 м. Склоны плато со стороны побережья террасированы уступами абразионных террас до высоты 300 м. В прибрежной части многочисленны морские террасы. Широко развиты ледниковые озера, в большинстве полностью промерзающие в зимнее время.

Остров Вайгач площадью около 4000 км² отделяется от Новой Земли проливом Карские Ворота. Для него характерны прямолинейные очертания обрывистых берегов. Вершины гор не превышают 200 м над уровнем моря.

В геологическом строении островов Новая Земля и Вайгач участвуют породы преимущественно нижнего и среднего палеозоя и кайнозоя. Довольно широко развиты также изверженные горные породы, образующие большей частью пластовые залежи. Палеозойская толща представлена карбонатными и терригенными отложениями кембрия, ордовика, силура, девона, карбона и перми общей мощностью в несколько тысяч метров. Породы палеозоя, собранные в многочисленные складки с крутыми падениями крыльев и разбитые серией разломов, образуют сложную структуру, в которой выделяются два антиклинория — южный и северный, разделенные синклинальным прогибом. В Пайхойско-Новоземельской системе бассейнов трещинных вод выделяются водоносные комплексы кайнозойских и палеозойских отложений. Вследствие слабой изученности характеристика мерзлотно-гидрогеологических условий может быть дана в самых общих чертах. В приповерхностной части породы промерзлы до глубины 110—170 м. Температура зоны мерзлых пород на глубине 1—3 м колеблется от 0 до —20° С; на глубине 15—20 м температура составляет минус 3,5—8,0° С; на глубине 100—125 м температура повышается до минус 2—4° С.

Кайнозойский водоносный комплекс представлен верхнечетвертичными отложениями конечных, боковых и донных морен, а также современными морскими, лагунными, аллювиальными и элювиально-делю-

виальными образованиями. По литологическому составу это супеси, суглинки, глины с большим содержанием гравия, дресвы, щебня, гальки и валунов. Мощность рыхлых отложений чаще составляет 1—2 м, увеличиваясь до нескольких десятков метров в пониженных участках рельефа, на морских террасах и моренных грядах. Подземные воды в кайнозойских отложениях содержатся преимущественно в твердой фазе. Льдистость пород достигает 40% и более. Лед часто содержится в виде жил, прослоев, линз. Мощность линз льда, слагающих ядра булгунняхов, на Северном острове Новой Земли (п-ов Адмиралтейства) достигает нескольких десятков метров. Надмерзлотные воды в жидкой фазе существуют с июля по сентябрь. Мощность сезонноталого слоя чаще 0,3—0,5 м, иногда достигает 3,0 м. Наибольшая мощность на юге Новой Земли на участках развития крупнощебнистого элювия, наименьшая — в северных частях региона, на участках, сложенных суглинистыми лагунно-морскими отложениями. Мощность обводненной части сезонноталого слоя 0,1—0,2 м. Воды пресные с минерализацией 0,1—0,7 г/л, вблизи морских побережий минерализация увеличивается до 2 г/л. Надмерзлотные талики имеются под постоянно существующими водоемами и водотоками. Мощность подозерных таликов достигает 30—35 м (п-ов Белушье). Воды таликов пресные, по составу сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 1,2—1,3 г/л. Температура воды на глубине 2—4 м ниже дна озера +3° С, на глубине 12—14 м +1° С.

Непосредственно под мерзлой зоной в палеозойских отложениях залегают отрицательнотемпературные подмерзлотные воды — криопэги. По типу циркуляции это пластово-трещинные, пластово-порово-трещинные, трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды. На Южном острове Новой Земли криопэги вскрыты скважинами в пермских отложениях в интервале глубин от 116—125 до 265—278 м. Абсолютные отметки кровли криопэгов от —115 до —109 м. На о. Вайгач эти воды вскрыты на глубине 12—138 м ниже уровня моря. (Виттенбург, 1939, 1940). Наименьшие глубины залегания подмерзлых вод отмечены в непосредственной близости к морскому берегу. В прибрежной части Северного острова Новой Земли по данным электроразведки криопэги залегают на глубине 60—170 м. Температура вскрытых криопэгов изменяется сверху вниз от —4,0 до 0° С. Криопэги, вскрытые скважинами на Южном острове, обладают напором до 11 м (над условной плоскостью сравнения с нулевой отметкой), на о. Вайгач эти воды, вскрытые под дном бухты Варнека, самоизливались на уровне 0,1 м над льдом бухты с дебитом скважин 0,06 м³/ч. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород палеозойского водоносного комплекса, которые на изученных участках представлены кавернозными трещиноватыми известняками, глинистыми сланцами и трещиноватыми известняками, обычно составляют десятитысячные — сотые доли метров в сутки. Однако отдельные зоны дробления мощностью до нескольких метров обладают в сотни и тысячи раз повышенной водопроницаемостью, как это установлено на руднике Раздельном о. Вайгач (Виттенбург, 1939). Химический состав криопэгов хлоридный натриевый, сухой остаток от 37 до 115 г/л. В отличие от подземных вод северных областей, таких, как Земля Франца-Иосифа, здесь воды подверглись более глубокому метаморфизму, на что указывают присутствие в них сероводорода и некоторые различия в значениях химических коэффициентов подмерзлотных вод и вод океана, приведенных в табл. 7.

В подмерзлотных криопэгах Вайгача и Новой Земли обнаружены также азотный газ, выделявшийся в руднике Раздельном (Виттенбург, 1940), и сероводород. Ниже криопэгов на глубинах более 250—

Таблица 7

Химические коэффициенты подземных вод палеозойского водоносного комплекса и океанической воды архипелага Новая Земля

Место отбора пробы	Химические коэффициенты			
	$\frac{r\,SO_4}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Ca}{r\,Mg}$	$\frac{r\,Na}{r\,Cl}$	$\frac{r\,Cl-r\,Na}{r\,Cl}$
Скважина в западной части Южного острова Новой Земли, глубина 125—225 м	0,02	0,31	0,73	0,25
Там же, глубина 260—332 м	0,02	0,18	0,76	0,24
Остров Вайгач, глубина 140—150 м	0,12	0,26	0,96	0,04
Океан	0,10	0,20	0,85	0,13

500 м залегают положительнотемпературные воды рассольного типа с минерализацией 190—220 г/л. Под ледниковым щитом (Северный остров) воды с положительными температурами могут залегать непосредственно у кровли палеозойских пород. Такой вывод может быть сделан на основе данных режимных наблюдений за температурой ледника, проводимых экспедицией Института географии АН СССР в 1958—1959 гг. На станции Ледораздельной, расположенной на ледоразделе ледникового щита с абсолютной отметкой 795 м, температура льда на глубине 14—15 м составляла 0—минус 0,5° С (Хмелевский, 1964). На станции Барьер Сомнения, расположенной на леднике Шокальского (абс. выс. 290 м), температура в течение года изменялась от минус 5,5 до минус 6,5° С на глубине 10 м и от минус 2,0 до минус 2,1° С на глубине 30 м. Вероятно, наличие интенсивного движения льда обусловливает столь высокие температуры его.

Североземельская система бассейнов трещинных вод вместе с островами архипелага Норденшельда, Известий ЦИК и Сергея Кирова охватывает прибрежную часть шельфа Ледовитого океана между Карским и Лаптевым морями и является северным продолжением Таймырской системы бассейнов трещинных вод *. Часть Североземельской области переживает субаэральный этап развития в пределах территории восточной части архипелага Северная Земля. Западная часть архипелага входит в Баренцеву группу артезианских бассейнов.

В рельефе островов Северной Земли выделяются: 1) прибрежноморские равнины с высотами до 100 м; 2) внутренние равнины с высотами до 200—250 м; 3) приледниковые плато с высотами до 500—600 м и более. Почти половина архипелага скрыта под ледниками покровного типа. Мощность покровов льда достигает 250—300 м и более, абсолютные высоты куполов 800 м. Наиболее крупной рекой является р. Озерная на о. Октябрьской Революции. Длина ее до 80 км. Длина других рек на островах не более 40—50 км. На островах развиты озера в основном ледникового генезиса. Наиболее крупными являются озера Фиордовое с площадью зеркала не менее 200 км, Географов и Геологов. Криогенные типы рельефа на равнинах представлены полигональными полями, солифлюкционными оползнями, валами и морозобойными трещинами. В геологическом строении принимают участие различные по возрасту и литологическому составу породы про-

* Их можно объединить в Таймырско-Североземельскую гидрогеологическую складчатую область трещинных вод.

терозоя, палеозоя и кайнозоя. В восточной части островов развиты магматические породы. В тектоническом строении архипелаг Северная Земля представляет собой сложную складчатую систему, формирование которой связано с проявлениями протерозойского, каледонского и герцинского циклов тектогенеза и отчасти мезо-кайнозойских тектонических движений. Отмечается постепенное уменьшение интенсивности складчатости с востока на запад, переход от типичных линейных структур геосинклинального типа к складкам промежуточного характера.

В гидрогеологическом отношении острова не изучены. По геолого-литологическим особенностям и тектоническим условиям могут быть выделены водоносные комплексы кайнозойских, мезозойских, палеозойских и протерозойских отложений. Кайнозойский водоносный комплекс представлен широко распространенными ледниковыми, морскими аллювиальными, элювиальными и делювиальными образованиями. Палеозойский водоносный комплекс объединяет терригенные и карбонатные породы кембрия, ордовика, силура, девона и перми общей мощностью около 5000 м. Протерозойский комплекс представлен песчаниками, филлитами, сланцами и магматическими образованиями общей мощностью 6000 м, смятыми в серию линейных складок, образующих антиклинорий протяженностью более 1000 км и шириной около 250 км.

Можно предполагать, что мощность многолетнемерзлых пород по побережью островов не превышает 100 м. В западной части архипелага, где развиты слабодислоцированные породы палеозоя, можно ожидать широкого развития подмерзлотных скоплений сильноконцентрированных рассолов. В Восточно-Североземельской системе бассейнов трещинных вод, по мнению Е. А. Баскова, воды в пределах зоны выветривания полностью проморожены.

Восточная (Гиперборейская) артезианская область. Наиболее обширным бассейном этой области в пределах Советского сектора является сложный артезианский бассейн Восточно-Сибирского моря, почти полностью субмаринный. Его субаэральная часть представлена на западе Новосибирскими островами, а на юге — полосой приморских низин Восточной Сибири и Чукотки.

Новосибирский архипелаг состоит из трех групп островов: Ляховских, Анжу и Де-Лонга общей площадью около 37 тыс. км^2. Большая часть архипелага представляет собой низменность с высотными отметками до 30 м (Малый и Большой Ляховские, Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь). Платообразные возвышенности имеют средние высоты 100—180 м и характерны для ландшафта островов Котельного, Большого Ляховского, Столбового, Бальковского. На островах Беннета, Генриетты и Жаннеты платообразные возвышенности покрыты ледниками, имеющими форму куполов. Речная сеть широко развита на всех островах, за исключением Земли Бунге. Питание рек осуществляется за счет весенне-летнего таяния снегов и сезонноталого слоя, а на низменных участках — за счет таяния ископаемых льдов. Наиболее значительными являются реки Балыктах на о. Котельном, Улахан-Юрях — на о. Фаддеевском, Большая — на о. Новая Сибирь и Вольная на о. Большом Ляховском. Длина их 100—170 км. Широко развита более мелкая речная сеть. На низменных участках многочисленны небольшие озера термокарстового происхождения.

На территории Новосибирских островов распространены осадочные протерозойские (?), палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования, интрузивные и эффузивные образования различного возраста. Соответственно выделяются водоносные комплексы кайнозойских,

мезозойских, палеозойских и протерозойских отложений В артезианском бассейне Восточно-Сибирского моря выделены два водоносных комплекса — кайнозойский и мезозойский. Кайнозойские отложения широко развиты на островах Новосибирских, Фаддеевском, Земля Бунге и Ляховских, представляющих собой останцы ныне затопленной прибрежной равнины. Наиболее широко развита морская фация отложений, содержащих подземные льды, известны озерные и аллювиальные отложения. Воды в них могут существовать в сезонноталом слое, мощность которого, по Н. Ф. Григорьеву, не превышает 0,1—0,2 м, а также в подрусловых и в подозерных таликах. Мезозойский водоносный комплекс сложен терригенными отложениями триаса, морскими угленосными и эффузивными формациями нижнего мела, нерасчлененными меловыми и палеогеновыми терригенными образованиями общей мощностью 4500 м. Наиболее древние протерозойские и палеозойские образования развиты в западной части архипелага, относящейся к Новосибирскому бассейну трещинных вод, который является южным продолжением подводного хр. Ломоносова. Палеозойский водоносный комплекс включает в основном толщу массивных известняков и доломитов ордовикско-силурийского и девонского возраста общей мощностью около 4000 м. Водоносный комплекс протерозойских отложений представлен толщей метаморфических и метаморфизованных пород, развитых на о. Большом Ляховском. Общая мощность 4500 м.

В пределах развития бассейна трещинных вод ниже зоны мерзлоты можно ожидать скопления трещинно-жильных и трещинно-пластовых вод хлоридного натриевого состава с минерализацией 35—70 г/л, в породах мезозойского комплекса — пластовых вод с минерализацией 70—140 г/л.

Чукотский артезианский бассейн, занимающий шельф Чукотского моря, отделен от Восточно-Сибирского артезианского бассейна о. Врангеля и его северным продолжением — субмаринным хр. Менделеева. Фундаментом бассейна является мезозойское складчатое основание, чехол представлен двумя этажами — мезозойским и кайнозойским, последний слагает молодой вулканогенный супербассейн. Возможно, в нем можно ожидать наличие термальных вод, приуроченных к молодым разломам.

Артезианский бассейн Гиперборейской платформы представляет собой структуру рифейско-палеозойского времени заложения, глубоко погрузившуюся в океан (на 400 м и более).

Врангелевский бассейн трещинных вод почти полностью погружен под воды моря, и только небольшой его участок, представленный круто поднимающимися со дна моря островами Врангеля и Геральда, переживает субаэральный этап.

Рельеф о. Врангеля характеризуется чередованием горного ландшафта с пониженными участками. В центральной части горы имеют высоты от 800 до 1100 м, к северу и югу от Центральных гор прослеживаются в широтном направлении две продольные долины шириной до 3 км. Западная и восточная части острова имеют обрывистые берега (высотой до 500 м на западе и 100 м на востоке). Всю северную часть острова занимает тундра Академии, представляющая собой низменность с отметками от 5—10 до 30—50 м. Аналогичными чертами обладает южная приморская равнина. На равнине широко развиты термокарстовые озера и болота, разделенные увалами. Водотоки (реки Мамонтовая, Кларк и др.) дренируют как горную, так и равнинную части острова. Долины рек глубоко врезаны, профили в горной части слабо выражены.

В геологическом строении участвуют верхнедевонские и нижнекаменноугольные карбонатные отложения, выделенные в свиту берри общей мощностью более 3500 м, на которой согласно залегает мощная толща карбонатно-сланцевых пород нижнего карбона (1050 м). Обе толщи слагают так называемое Среднее поднятие, ограниченное с севера и юга синклинальными прогибами, выполненными верхнетриасовыми осадками, мощность которых в южной части острова достигает 800—1000 м. В северной части наблюдается ряд мульд, выполненных рыхлыми четвертичными отложениями, в общем широко развитыми на острове и представленными элювиально-делювиальными, озерно-аллювиальными, аллювиальными и морскими образованиями. Видимая мощность рыхлых осадков не превышает 10 м, истинная мощность не выяснена. Незначительным распространением на острове пользуются интрузивные образования.

В соответствии со структурным планом в пределах острова выделены бассейны трещинных вод в его центральной части и адартезианские бассейны (сложенные триасовыми отложениями) — в северной и южной частях. Мощность многолетнемерзлых пород по аналогии с другими островами не превышает 100 м по побережью острова. Бассейн трещинных вод, сложенных карбонатными отложениями девона и карбона, метаморфизованными и дислоцированными, разбитыми серией глубоких разломов, вероятно, может содержать ниже мерзлой зоны скопления трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод или слабосоленых в приповерхностной части бассейна, образовавшиеся за счет таяния льдов мерзлой зоны на нижней границе в период относительного голоценового потопления. В адартезианских бассейнах, сложенных в нижней части разреза конгломератами и гравелитами, вероятно, содержатся скопления пластово-трещинных вод, приуроченных к подмерзлотной зоне повышенной трещиноватости пород. Состав вод, по всей вероятности, хлоридный натриевый, минерализация порядка 35—70 г/л.

Общие закономерности формирования подземных вод в арктических условиях. Возможности использования подземных вод

Формирование подземных вод рассмотренных гидрогеологических структур имеет свои особенности. В течение субаквального этапа развития структур имеет место проникновение отрицательнотемпературных вод придонной части арктических морей в водоносные комплексы. К моменту завершения стадии субаквального существования структуры, воды, заключенные в трещинах и порах пород верхнего гидродинамического этажа, по составу должны быть весьма близкими к морским. Часть этих вод может иметь отрицательную температуру. При выходе участков шельфа из-под уровня моря (начало субаэрального этапа развития) в условиях сурового климата (что наблюдается в настоящее время для части артезианского бассейна Баренцева моря, Пайхойско-Новоземельской системы бассейнов трещинных вод и др.) породы, насыщенные водой морского состава, начинают промерзать с выделением льда и солей (при температуре —1,91° С выпадает углекислый кальций, при температуре —7,8—8,2° С — мирабилит, при температуре —23° С — гидрогалит). Исследование химического состава подмерзлотных вод и легкорастворимых солей из мерзлых пород островов Арктики свидетельствует о том, что промерзание водоносных пород происходило, по-видимому, как в интервале температур от —1,9 до —8,2° С, так и в интервале от —8,2 до —23° С. Для подмерзлотных вод рассматриваемой территории характерно наличие в основном лишь одной зоны рассольных вод с минерализацией свыше 35 г/л.

Влияние поступления влаги из атмосферы на формирование подмерзлотных вод незначительно. Большая часть ее расходуется помимо питания маломощного надмерзлотного водоносного горизонта на формирование континентальных льдов островов. Лишь в юго-западной части Евразиатского сектора Арктики установлены участки, где ледники достигли «критической» мощности и происходит их донное таяние (в троговых подледниковых долинах) и по образовавшимся таликовым зонам идет фильтрация пресных вод в подмерзлотные горизонты. В результате этого выше зоны рассольных вод морского типа сформировалась зона соленых и пресных вод (Шпицберген *). Состав слабосоленых и пресных вод гидрокарбонатный. Аналогичные процессы могут иметь место и на Северном острове Новой Земли, где наблюдаются нулевые температуры льда на глубинах до 30 м.

Небольшие запасы пресных подземных вод могут сформироваться под наиболее крупными водоемами и водотоками, как это обнаружено на Южном острове Новой Земли. Однако в районах с более суровыми климатическими условиями, как на Земле Франца-Иосифа, например, под довольно крупными пресными озерами и в долинах ручьев к таликам приурочены отрицательнотемпературные рассолы. На наиболее возвышенных участках крупных островов, испытавших длительный этап субаэрального развития, подмерзлотные пресные воды, по-видимому, могли сформироваться за счет таяния подземных льдов на нижней границе мерзлой зоны в период голоценового потепления.

Источники водоснабжения на островах Арктики в связи с почти полным отсутствием пресных подземных вод ограничены. Водоснабжение небольших населенных пунктов осуществляется из непромерзающих озер, а также за счет таяния снега и льда. Возможность использования пресных вод некоторых подозерных и подрусловых таликов ограничена незначительностью запасов этих вод. Также весьма сложна и вряд ли даже осуществима в настоящее время эксплуатация пресных вод, могущих иметь распространение под наиболее крупными ледниками или в горной части больших островов. При организации водоснабжения объектов со значительным водопотреблением приходится ориентироваться на создание искусственных водоемов в долинах.

Необходимо отметить повышенную сейсмичность бассейна Ледовитого океана, прослеживающуюся на островах Исландия и Шпицберген примерно вдоль меридиана 0° почти до Северного полюса и в обход его с юга в направлении на нижнее течение р. Лены вдоль меридиана 120°. Сейсмическая активность в пределах Советского сектора Арктики приурочена преимущественно к котловинам Нансена и Амундсена и разделяющему их подводному хр. Гаккеля. Между Шпицбергеном и Исландией на западе и в пределах Верхояно-Чукотской гидрогеологической области (на востоке бассейна рек Индигирки и Колымы) распространены молодые вулканы. Их много на западе и мало на востоке. Зона активного эффузивного магматизма прослеживается от пролива Лаптевых на восток к Берингову морю через Чукотский полуостров (на юг от Уэлена).

Сейсмичность и молодой вулканизм позволяют наметить положение пояса возможных термальных и углекислых вод, который следует котловинами Нансена и Амундсена с разделяющим их продольно хр. Гаккеля, а затем в пределах Верхояно-Чукотской гидрогеологической складчатой области. Именно здесь на материке известны азотные термальные источники (с температурой 78—91° С) и в нескольких местах буровыми скважинами вскрыты углекислые воды.

* Шпицберген (Норвегия) приводится в качестве примера.

ЧАСТЬ II

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Глава 1.

КАРПАТСКАЯ И КРЫМСКО-КАВКАЗСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ (II)

Физико-географические и геологические условия

Карпатская и Крымско-Кавказская гидрогеологическая области принадлежат к Альпийской складчатой зоне. Сюда же условно отнесена и эпигерцинская Скифская плита. Западная и южная границы Карпатской и южная граница Крымско-Кавказской горно-складчатых областей выходят за пределы территории СССР. Северо-восточная граница Карпатской области совпадает с тектоническим швом, отделяющим Предкарпатский прогиб от Волыно-Подольской плиты. Граница Крымско-Кавказской области на севере проходит через Перекопский перешеек, вдоль южных границ Украинского кристаллического массива и Донбасса и далее по осевой части вала Карпинского к Каспийскому морю. Гидрогеологические структуры, окаймляющие Крымско-Кавказскую область на востоке, относятся к Средне- и Южно-Каспийской зонам прогибания и продолжаются в Закаспии.

Природные условия Карпатской и Крымско-Кавказской областей весьма разнообразны. Здесь расположены высочайшие в Европе горные вершины и низменные равнины, вечные снега и полупустынные степи.

В пределы территории СССР входит часть Карпатской горной дуги — Украинские Карпаты, горные сооружения которых имеют ширину около 100 км и протягиваются в северо-западном направлении. Наиболее высокая — юго-восточная часть Украинских Карпат с отдельными вершинами более 2000 м; к северо-западу горы снижаются. Продольные долины разделяют горный массив на несколько хребтов, расчлененных системой поперечных долин.

Предгорная полоса между Карпатами и Днестром представляет собой слабохолмистую поверхность с абсолютными отметками 300—500 м. К юго-западным склонам Карпат примыкает Средне-Дунайская низменность.

Крымский полуостров по рельефу разделяется на горную и равнинную части. Вдоль Южного берега Крыма протягиваются три горные гряды. Наиболее высокая (до 1200—1500 м) Главная гряда, или Яйла, занимает самое южное положение. Всхолмленное плато этой гряды сложено известняками, в которых сильно развит карст. В восточной части она расчленена на ряд хребтов и гребней. Севернее располагаются Предгорная (Внутренняя) гряда высотой около 700 м и Внешняя гряда с максимальной отметкой 342 м. Обе гряды имеют куэстообразную форму с обрывистыми южными и пологими северными склонами.

Равнинная, или степная, часть Крыма занимает 4/5 площади полуострова. Это пологая равнина, постепенно спускающаяся с юга на север. Керченский полуостров в северо-восточной части имеет холмистый рельеф. Здесь довольно много грязевых вулканов с конусами до нескольких метров, иногда же кратер вулкана представляет собой озерко (20—25 м в диаметре), заполненное жидкой грязью.

На обширной территории Кавказского перешейка выделяют четыре крупных орографических элемента: Предкавказская равнина, Большой Кавказ, Закавказская депрессия и Закавказское нагорье. Предкавказская равнина протягивается широкой полосой от Азовского моря до Каспийского. В западной ее части расположена Азово-Кубанская низменность — аккумулятивная равнина с отметками 100—200 м. Центральную часть Предкавказья занимает Ставропольское плато с отметками от 150—400 м на севере и востоке до 500—800 м — на западе. Плато это к востоку постепенно переходит в Терско-Кумскую низменность, представляющую собой аккумулятивную равнину, опускающуюся в восточном направлении до отметок минус 28 м.

В осевой части системы Большого Кавказа расположен Главный, или Водораздельный, хребет. К северу от него простирается Боковой хребет, который к западу от Эльбруса носит название Передового. Главный и Боковой хребты имеют резкие скалистые формы рельефа. Самые высокие участки этих хребтов с отдельными вершинами до 5000 м расположены в Центральном Кавказе между Эльбрусом (5633 м) и Казбеком (5047 м). С севера и юга от осевой полосы Большого Кавказа протягиваются гряды и массивы передовых хребтов.

К Закавказской депрессии относятся Колхидская (Рионская) низменность на западе и Куринская — на востоке, которые разделены Сурамским хребтом. Колхидская аллювиальная низменность имеет отметки от 0 до 150 м; отметки Куринской впадины снижаются от 1100 м до —28 м с запада на восток. Она имеет сложное строение и состоит из наклонных равнин, между которыми простираются средне- и низкогорные хребты.

В систему Закавказского нагорья входят хребты Малого Кавказа, вулканические плато и нагорья. Хребты Малого Кавказа имеют отметки 2700—3700 м. Юго-западнее их простираются вулканические нагорья — Ахалкалакское (Джавахетское) и Армянское. Это — лавовые плато и массивы с отметками 1500—2000 м; над ними воздымаются хребты и вершины высотой до 4000 м. Хребты Малого Кавказа и вулканические нагорья расчленены системой котловин и депрессий.

Гидрографическая сеть Карпатского и Крымско-Кавказского регионов принадлежит к бассейнам Черного, Азовского и Каспийского морей. Реки Украинских Карпат относятся к системам Днестра и Дуная. Реки Крымского полуострова берут начало на северном и южном склонах Главной гряды. Наиболее крупная из них р. Салгир впадает в оз Сиваш. Особенностью этих рек является резкое изменение расхода (летом они мелководны, некоторые пересыхают). Истоки рек Большого Кавказа находятся на Водораздельном и Боковом хребтах. Наиболее крупные реки северного склона — Кубань, Терек, Кума. На южном склоне Большого Кавказа, в его западной части берут начало реки Риони, Ингури, Кодори. Восточная часть южного склона относится к бассейну р. Куры, к которому принадлежит и вся речная сеть Закавказского нагорья. Реки Кавказа, зарождающиеся в области вечных снегов и ледников, имеют летнее половодье.

Климат Украинских Карпат умеренно континентальный. В низменных районах теплое лето и мягкая зима. С увеличением высот сни-

жаются температуры воздуха и увеличивается количество осадков, которое достигает в горах 1200 мм и более в год. В пределах Крыма весьма различен климат степных районов, горной части и Южного берега, где смягчающее влияние незамерзающего Черного моря повышает среднегодовые температуры на 1,1—1,3° С по сравнению с другими районами, расположенными на той же широте. Максимальное количество осадков (до 1000 мм) выпадает в горах; в предгорьях и на Южном берегу сумма их 500—600 мм, а в степных районах осадки местами снижаются до 300 мм. Южный берег отличается мягкими зимами и теплым летом.

Климатические особенности Кавказа подчинены как широтной зональности, так и вертикальной поясности. В Западном Предкавказье умеренно континентальный степной климат с годовой суммой осадков 400—600 мм, в Восточном Предкавказье — континентальный, полупустынный с количеством осадков 200—400 мм, а местами и менее. Влажный субтропический климат характерен для Колхидской низменности и Ленкорани. В Колхиде выпадает максимальное количество осадков (1000—2500 мм). В Куринской впадине сухой субтропический климат. На высотах более 2000 м климат холодный, высокогорный, со значительной влажностью, еще выше простирается зона вечных снегов. В Армянском нагорье климат более континентальный, чем на соответствующих высотах Большого Кавказа.

С физико-географической зональностью связана зональность подземных вод. Высокая норма атмосферных осадков, выпадающих в горных массивах, благоприятствует обильному питанию подземных вод. Засушливые условия полупустынных низменностей Прикаспия способствуют разгрузке подземных вод через испарение и формированию соленых грунтовых вод. В горных массивах с резко расчлененным рельефом пути циркуляции подземных вод обычно короткие, формируются воды очень низкой минерализации.

Геолого-структурная обстановка. Структурные и геологоисторические условия рассматриваемых областей предопределяют разнообразие и сложность гидрогеологических обстановок и распространение подземных вод, отличающихся по генезису, физическим и химическим характеристикам.

В пределах Украинских Карпат по современным представлениям выделяются следующие структурные элементы *: Предкарпатский краевой прогиб, складчатая область Карпат, Закарпатский внутренний прогиб. В Предкарпатском прогибе различают Внешнюю и Внутреннюю зоны. Граница между ними, а также границы Предкарпатского прогиба со складчатой областью Карпат и Волыно-Подольской плитой проходят по региональным глубинным разломам. В Предкарпатском прогибе докембрийские и палеозойские филлиты, аргиллиты и сланцы слагают фундамент Внешней зоны. Молассовая толща миоцена, заполняющая Предкарпатский прогиб, во Внешней зоне залегает на верхнемеловых и юрских породах, а во Внутренней зоне подстилается палеогеновыми отложениями.

Складчатые области Карпат протягиваются с северо-запада на юго-восток и ограничены тектоническими нарушениями надвигового типа. В настоящее время большинство исследователей выделяют в пределах складчатой области Карпат следующие зоны: Скибовую, Кросненскую, Дуклянскую, Черногорскую, Раховскую, Мармарошскую, Пьенинскую, или Утесовую. В геологическом строении Карпатской

* Описание тектонических элементов дается в соответствии с Международной тектонической картой Европы (1964) и Тектонической картой Евразии (1966).

складчатой области принимают участие преимущественно флишевые отложения палеогена и мела.

Основными элементами Закарпатского прогиба служат Чоп-Мукачевская и Солотвинская впадины, где развита мощная молассовая толща неогена, подстилаемая палеогеновыми и мезозойскими отложениями. Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда окаймляет с севера и востока Чоп-Мукачевскую впадину и отделяет последнюю от Солотвинской впадины.

В составе мегантиклинория Горного Крыма М. В. Муратов (1960 г.) выделяет следующие крупные структуры: синклинории Юго-Западного Крыма, Восточного Крыма и Судакский, антиклинальные поднятия — Качинское, Ялтинское, Туакское. Главная гряда Крымских гор сложена дислоцированными отложениями триаса, юры и местами нижнего мела. На севере на этом комплексе несогласно залегают меловые, палеогеновые и неогеновые отложения, слагающие моноклинальные предгорные гряды. Равнинная часть Крыма, представляющая собой часть эпигерцинской платформы, с поверхности сложена спокойно залегающими неогеновыми отложениями. На глубине залегают палеоген и мел, а в основании осадочного чехла равнинной части Крыма скважинами вскрыты породы палеозоя.

В платформенной части Крыма к югу от Каркинитского и Сивашского прогибов расположен Тарханкутский вал, южнее находится Альминская впадина, к которой на востоке примыкает Симферопольский выступ. К востоку от него располагается Индольская впадина.

Складчатый фундамент платформенной части Крыма представлен метаморфизованными породами — сланцами и известняками палеозойского, а возможно, и докембрийского возраста, залегающими на глубинах от 215—300 м на Симферопольском выступе до 6—10 км и более в Индольской впадине. Разрез осадочного чехла начинается песчано-глинистыми отложениями юры, покрываемыми нижнемеловыми песчаниками и глинами с прослоями известняков. Выше залегают преимущественно карбонатные породы верхнего мела, палеоцена и эоцена.

Отложения нижнего и верхнего мела, палеоцена и эоцена выходят на поверхность в предгорьях. Широко распространены в Крыму мощные глинистые отложения майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен). На Керченском полуострове мощность их не превышает 2 км. Средне-верхнемиоценовые и плиоценовые отложения представлены глинами, песками, известняками. Четвертичные отложения различных генетических типов состоят из суглинков, галечников, песков, песчаников и ракушечников.

Складчатые сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа разделены Керченско-Таманским поперечным прогибом. Эти сооружения имеют общие черты развития, особенно на заключительной орогенной стадии (по В. Е. Ханну).

Основные тектонические структуры Кавказа — мегантиклинорий Большого Кавказа, Рионская и Куринская впадины, мегантиклинорий Малого Кавказа. С севера к мегантиклинорию Большого Кавказа примыкают краевые прогибы и эпигерцинская платформа, фундаментом которых служат метаморфизованные и дислоцированные палеозойские, а местами и нижнемезозойские образования. Лишь на северо-западе Предкавказья выделяется полоса, являющаяся продолжением Украинского кристаллического массива, где фундамент сложен докембрийскими породами.

В Центральном Предкавказье расположен Ставропольский свод с фундаментом, приподнятым до отметок минус 1000 м. К западу от него находится Азово-Кубанская впадина, наиболее крупными элемен-

тами которой являются Восточно-Кубанский прогиб с минимальными отметками фундамента до минус 4000 м и Западно-Кубанский прогиб, где глубина фундамента по геофизическим данным достигает 12 км. Западно-Кубанский прогиб принадлежит к Индоло-Кубанскому передовому прогибу. В зоне Ейско-Березанских поднятий фундамент вскрыт на глубине около 2000 м.

В Восточном Предкавказье область наиболее глубокого залегания фундамента — Терско-Каспийский передовой прогиб (до 8—10 км). В северном направлении фундамент поднимается до глубины 3,5 км в Прикумской зоне поднятий, затем опускается в Манычском прогибе и вновь поднимается до глубины 1,5 км в центральной зоне вала Карпинского.

В соответствии с положением фундамента мощность мезо-кайнозойского чехла в Предкавказье изменяется в широких пределах. В основании его залегают пестроцветные песчано-глинистые породы переходного комплекса (верхняя пермь—триас), занимающего промежуточное положение между складчатым фундаментом и осадочным чехлом. Выше следуют юрские и меловые отложения — глины, алевролиты и песчаники, а также карбонатные породы. Последние широко представлены в разрезе верхней юры и верхнего мела. Толща палеогена и неогена слагается песчано-глинистыми породами и в некоторых горизонтах мергелями; повсеместным распространением пользуется мощная серия майкопских глин. Песчано-глинистый состав имеют четвертичные отложения.

Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963 г.) разделяют мегантиклинорий Большого Кавказа на четыре сегмента: северо-западный, центральный, восточный и юго-восточный. Наиболее приподнят сегмент Центрального Кавказа, на Северо-Западном Кавказе складчатые структуры резко погружаются. В юго-восточном сегменте на северное крыло мегантиклинория накладывается Кусаро-Дивичинский краевой прогиб, а осевая зона мегантиклинория погружается в сторону Каспийского моря. Большой Кавказ отличается сложным складчато-глыбовым строением. Он рассечен крупными продольными и поперечными разломами. Южное крыло мегантиклинория более дислоцировано, чем северное.

В осевой части Центрального Кавказа выходят на поверхность докембрийские и палеозойские кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоиды. Значительные площади Центрального и Восточного Кавказа заняты выходами юрских отложений, представленных преимущественно сланцами, глинами, песчаниками и известняками. Периферийные части мегантиклинория на его крыльях и периклинальных погружениях сложены меловыми терригенными и карбонатными отложениями, местами флишем.

Рионская впадина занимает западную часть Грузинской глыбы и прилегает к мегантиклинориям Большого и Малого Кавказа. Фундамент впадины погружается в западном направлении, и на побережье Колхиды глубина его составляет 8—10 км. Среди юрских отложений широко распространены порфириты байоса; меловые отложения впадины представлены преимущественно карбонатными, а также вулканогенными породами. Выше залегают карбонатные слои палеоцена и эоцена, которые перекрываются мощной песчано-глинистой толщей неогенового четвертичного возраста. Куринская впадина отделена от Рионской Дзирульским выступом фундамента, в пределах которого выходят на поверхность метаморфические и интрузивные породы палеозоя. В западной части Куринской впадины глубина залегания фундамента достигает 4 км, выполнена она мощными молассовыми отло-

жениями миоцен-плиоцена, подстилаемыми породами мела и юры. Средняя часть Куринской впадины имеет в осевой зоне глубину фундамента до 10 км; здесь развиты мощные неогеновые молассы. Восточная часть Куринской впадины выполнена мощной толщей верхнеплиоценовых и четвертичных моласс, подошва которых в наиболее глубоких частях понижается до 6—8 км (по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину).

Мегантиклинорий Малого Кавказа представляет собой крупное складчатое сооружение, для которого была характерна очень интенсивная вулканическая деятельность в мезо-кайнозое. В северной части мегантиклинория расположена Аджаро-Триалетская складчатая зона. На юго-востоке к ней примыкает Сомхето-Карабахский антиклинорий, представленный системой кулисообразно расположенных складок. Главными структурами центральной части Малого Кавказа являются Севано-Акеринский синклинорий, Кафанский и Мисхано-Зангезурский антиклинорий, которые разделены глубинными разломами. Юго-западнее Мисхано-Зангезурского антиклинория простираются Ордубадский и Ереванский синклинории. Южным обрамлением мегантиклинория Малого Кавказа служит Араксинская впадина. Юго-восточное его окончание — Талышский антиклинорий — отделяется от Сомхето-Карабахского антиклинория Нижне-Араксинским прогибом. В процессе формирования мегантиклинория большую роль играли глыбовые движения. Он пересекается густой сетью тектонических разрывов.

Складчатые структуры Малого Кавказа сложены метаморфическими и карбонатно-терригенными образованиями докембрия и палеозоя, вулканогенно-осадочными, карбонатными и терригенными породами юры, мела и палеогена. В разрезе неоген-четвертичной толщи наряду с песчано-глинистыми и местами галогенными отложениями важная роль принадлежит вулканическим породам. Мощные эффузивные образования покрывают обширные территории Ахалкалакского и Армянского нагорий, которые явились ареной весьма интенсивной новейшей вулканической деятельности.

В формировании геологических структур Карпат, Крыма и Кавказа важнейшая роль принадлежит неотектоническому этапу развития. Воздымание мегантиклинория Восточных Карпат и погружение Предкарпатского и Закарпатского прогибов началось в конце олигоцена — начале миоцена. К плиоцену и четвертичному времени М. В. Муратов, Н. И. Николаев и В. И. Бабак относят наиболее интенсивное поднятие мегантиклинория Горного Крыма. По Е. Е. Милановскому (1964 г.), сильное воздымание мегантиклинориев Большого и Малого Кавказа происходило с конца миоцена. Максимальные амплитуды неотектонических поднятий (до 4—5 км) характерны для Центрального Кавказа. Одновременно развивались значительные погружения в краевых прогибах.

Гидрогеологическое районирование

Карпатская и Крымско-Кавказская гидрогеологические области характеризуются сложным строением и включают ряд гидрогеологических структур различных таксономических порядков. Среди этих структур основными являются сложные системы бассейнов подземных вод горно-складчатых сооружений и примыкающие к ним артезианские бассейны, которые занимают предгорные или межгорные прогибы, а в Предкавказье и Крыму — также и обширные районы эпигерцинской платформы.

Сложные системы бассейнов подземных вод горно-складчатых сооружений включают массивы трещинно-жильных вод, межгорные

бассейны и вулканогенные супербассейны *. Гидрогеологическая изученность этих структур недостаточна, что затрудняет их детальное районирование. На рис. 37 выделены структуры первого и второго порядков.

В пределах Карпатской области расположены Предкарпатский и Закарпатский артезианские бассейны и сложная система бассейнов подземных вод Горных Карпат. Границей между Предкарпатским бассейном и системой бассейнов Горных Карпат служит региональный надвиг, который отделяет Скибовую зону Карпат от Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Граница системы бассейнов Горных Карпат

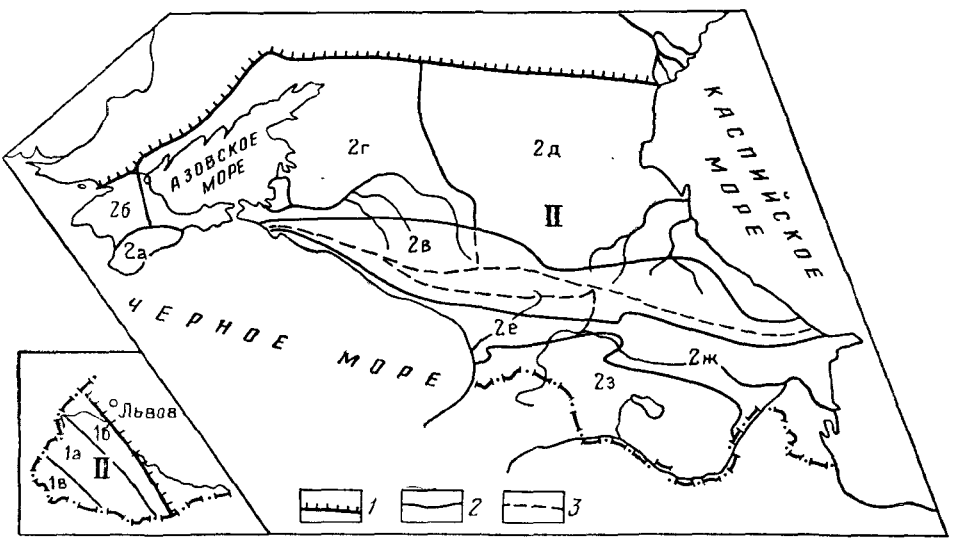


Рис. 37. Схема гидрогеологического районирования Карпатской и Крымско-Кавказской областей.
1 — граница гидрогеологических структур первого порядка; *2* — граница гидрогеологических структур второго порядка; *3* — границы внешних областей питания артезианских бассейнов. 1а — Горные Карпаты, 1б — Предкарпатский артезианский бассейн, 1в — Закарпатский артезианский бассейн; 2а — Горный Крым; 2б — Западно-Крымский артезианский бассейн; 2в — Большой Кавказ; 2г — Азово-Кубанский артезианский бассейн; 2д — Восточно-Предкавказский артезианский бассейн; 2е — Восточно-Черноморский артезианский бассейн; 2ж — Куринский артезианский бассейн; 2з — Малый Кавказ

с Закарпатским артезианским бассейном проходит по Пьенинской шовной зоне. На юге Закарпатский бассейн выходит за пределы территории СССР. Питание водоносных горизонтов Предкарпатского и Закарпатского бассейнов частично происходит на склонах Карпат.

Крымско-Кавказская гидрогеологическая область, занимающая территории Крымского полуострова и Кавказского перешейка, включает сложные системы бассейнов подземных вод Горного Крыма, Большого Кавказа и Малого Кавказа, а также артезианские бассейны — Западно-Крымский, Азово-Кубанский, Восточно-Предкавказский, Восточно-Черноморский и Куринский.

Сложная система бассейнов подземных вод Горного Крыма примерно совпадает с территорией, где обнажаются мезозойские отложения. К северу от нее располагаются артезианские бассейны — Западно-Крымский и Индольский (последний входит в состав Азово-Кубанского артезианского бассейна).

Западно-Крымский бассейн представляет собой юго-восточную часть Причерноморского артезианского бассейна, которая принадлежит эпигерцинской платформе. К Западно-Крымскому бассейну относятся Альминский и Северо-Сивашский артезианские бассейны.

* Вулканогенный супербассейн (по Н. И. Толстихину) — бассейн подземных вод, циркулирующих в покровах вулканогенных пород.

Областями питания для Западно-Крымского и Индольского бассейнов являются Внешняя и Предгорная гряды.

Границы сложной системы бассейнов подземных вод Большого Кавказа совпадают с внешним контуром выходов на поверхность мезозойских отложений.

На территории Большого Кавказа М. И. Врублевским (1964 г.) выделены межгорные артезианские бассейны. Наиболее крупный из них Бельско-Малкинский бассейн.

Азово-Кубанский артезианский бассейн включает следующие структуры: 1) Индольский артезианский бассейн; 2) Егорлыкский бассейн; 3) Невинномысский артезианский бассейн; 4) Керченско-Таманскую систему малых артезианских бассейнов. Последняя включена в Азово-Кубанский бассейн несколько условно, так как геологические структуры на юге Керченского полуострова выходят за пределы Индоло-Кубанского прогиба и относятся к восточному замыканию мегантиклинория Горного Крыма.

Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. Северная его граница проходит по центральной зоне вала Карпинского, южная — протягивается по контакту юрских и палеозойских образований, а восточнее Казбека — по оси Главного Кавказского хребта. Бассейн представляет собой западную часть более крупного — Средне-Каспийского артезианского бассейна. В пределах Восточно-Предкавказского бассейна расположены гидрогеологические структуры третьего порядка: артезианский склон Минераловодского выступа, Терско-Кумский, Алханчуртский, Сунженский, Дагестанский, Кусарский артезианские бассейны.

Артезианский склон выделялся А. М. Овчинниковым и другими исследователями на значительном протяжении Северо-Кавказской моноклинали. Нами выделяется лишь часть артезианского склона, принадлежащая к Минераловодскому выступу, так как эта структура отличается специфическими гидрогеологическими условиями и к ней приурочены уникальные месторождения Кавказских Минеральных Вод.

Терско-Кумский артезианский бассейн (в неоген-четвертичных отложениях) занимает Терско-Кумское междуречье и некоторые районы левобережья Кумы и правобережья Терека. Алханчурский и Сунженский бассейны протягиваются узкими полосами в одноименных депрессиях. Эти три бассейна можно считать наложенными, в то время как Дагестанский и Кусарский бассейны (в мезо-кайнозойских отложениях) следовало бы назвать причлененными по отношению к основной части Восточно-Предкавказского бассейна.

Границы Восточно-Черноморского артезианского бассейна проходят на севере по осевой зоне Северо-Западного Кавказа, по южной кромке домезозойского кристаллического ядра Центрального Кавказа, на востоке — по наиболее приподнятой части Дзирульского массива — Сурамскому хребту. Южная граница Восточно-Черноморского бассейна проходит вдоль системы разломов на северной окраине Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

В состав Восточно-Черноморского артезианского бассейна входит ряд бассейнов третьего порядка, которые могут быть отнесены к трем группам: бассейны, тяготеющие к юго-западному склону Большого Кавказа (Новороссийско-Туапсинский, Сочинский, Бзыбский, Кодорский, Мегрельский, Рача-Лечхумский), Рионская группа бассейнов (Колхидский, Цхалтубский, Аргветский) и Гурийский бассейн, примыкающий к Малому Кавказу. Эти бассейны были выделены И. М. Буачидзе.

Куринский артезианский бассейн заключен между Малым и Большим Кавказом и на востоке погружается под акваторию Каспия. Об-

ращенные к Куринской впадине склоны обоих мегантиклинориев являются областями питания артезианского бассейна.

В Куринский бассейн входят Карталинский, Алазанский, Иори-Ширакский и Марнеули-Гардабанский наложенные бассейны, занимающие депрессии в западной части Куринской впадины. Иджеванский артезианский бассейн принадлежит к синклинальной структуре, развитой на склонах Сомхето-Карабахского антиклинория и открывающейся в сторону Куринской впадины.

Апшеронская артезианская зона в структурном отношении представляет собой замыкание мегантиклинория Большого Кавказа. Однако невысокий рельеф поверхности, устойчивая тенденция к прогибанию и наличие мощных толщ кайнозойских отложений являются основанием для включения этой зоны в Куринский артезианский бассейн, с которым ее роднит и ряд общих гидрогеологических особенностей. Имеется определенное сходство между гидрогеологическими структурами Апшеронской артезианской зоны и Керченско-Таманской системы малых артезианских бассейнов, занимающими противоположные периклинали Большого Кавказа и отнесенными к прилегающим артезианским бассейнам.

Границы сложной системы бассейнов подземных вод мегантиклинория Малого Кавказа проходят на севере по северной окраине Аджаро-Триалетской складчатой зоны, на северо-востоке и востоке по периферии Сомхето-Карабахского антиклинория. На юге к этой системе условно отнесена прилегающая к государственной границе полоса Араксинского межгорного прогиба. К числу гидрогеологических структур третьего порядка относится группа небольших артезианских бассейнов, приуроченных или к межгорным впадинам или к депрессиям в краевых частях мегантиклинория Малого Кавказа.

Карпатская гидрогеологическая область (II—I)

Предкарпатский артезианский бассейн (II—1б)

Грунтовые воды. В пределах Предкарпатья наибольшим распространением пользуются трунтовые воды в аллювиальных отложениях, которые представлены галечниками и песками. Воды древнеаллювиальной песчано-галечниковой толщи залегают на глубине от 1 до 10 м. Она более водообильна, чем современный аллювий. Средний дебит колодцев и скважин 1—1,5 л/с (Штогрин, 1961). В галечниках и песках современного аллювия глубина залегания подземных вод 0,2—2 м. Дебит скважин около 0,05 л/с. Аллювиальный водоносный горизонт получает питание главным образом за счет атмосферных осадков и дренируется реками. Направление потока вод зависит от распределения речной сети. Воды аллювиальных отложений имеют минерализацию от 0,3 до 1 г/л и чаще всего гидрокарбонатные кальциевые. Они являются важным источником водоснабжения.

В некоторых районах Предкарпатья грунтовые воды приурочены к флювиогляциальным пескам мощностью от 0,8 до 8 м. Воды флювиогляциальных песков используются для сельского водоснабжения. Водоносные горизонты делювиальных отложений распространены спорадически и имеют низкую водообильность.

Напорные воды. Преобладание глинистых пород в геологическом разрезе бассейна и наличие соленосных отложений определяют характерные черты Предкарпатского артезианского бассейна: низкую водообильность пород, весьма затрудненные водообмен, питание и дренирование, а также ограниченные ресурсы пресных вод, которые уже на не-

большой глубине сменяются солеными водами и рассолами. По гидрогеологическим условиям в артезианском бассейне довольно четко выделяются две части, соответствующие Внутренней и Внешней зонам Предкарпатского прогиба (рис. 38), геологическое строение и история развития которых существенно различны.

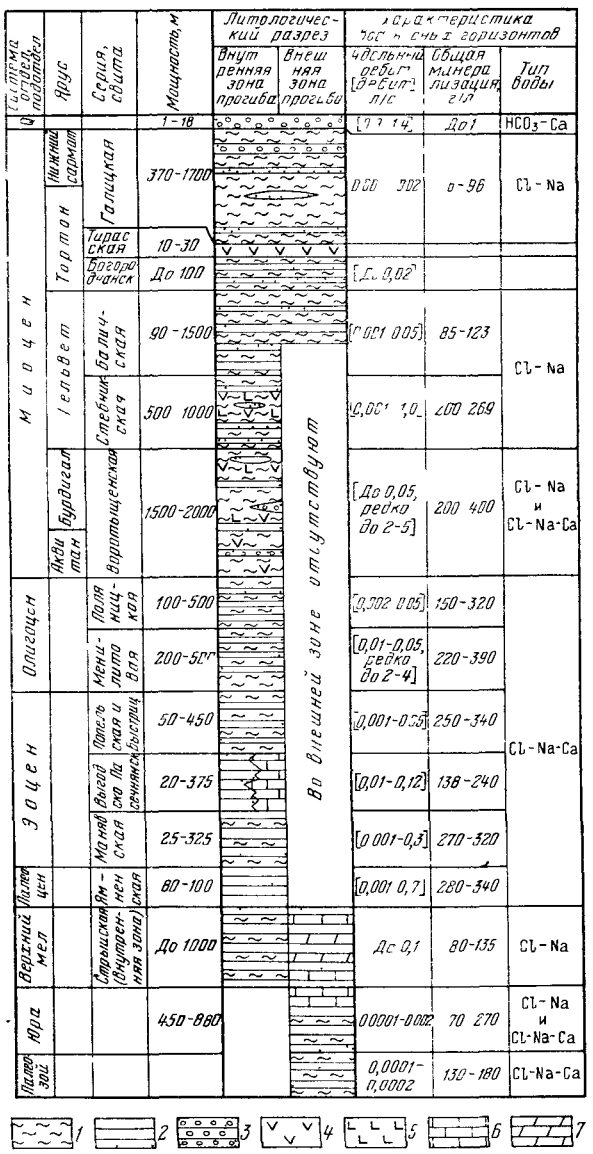


Рис. 38. Гидрогеологическая колонка Предкарпатского артезианского бассейна. Составил И. Г. Киссин по материалам О. С. Вялова, Г. Н. Доленко, А. Ф. Романюка и др.

1 — глина, аргиллит, *2* — песчаник, алевролит, *3* — конгломерат, *4* — гипс, ангидрит, *5* — соль, *6* — известняк, *7* — мергель

Молассовые и флишевые отложения Внутренней зоны имеют значительную мощность и сильно дислоцированы. Нефтеводоносные горизонты в них приурочены к песчаникам и алевролитам, залегающим в виде слоев и линз среди слабопроницаемых отложений и обычно изолированы друг от друга. Наибольшее количество песчанистого материала содержат эоценовые слои. Отложения воротыщенской и стебникской серий миоцена имеют преимущественно глинистый состав. Хотя они и содержат ряд нефтеводоносных слоев, в целом их можно считать мощными водоупорами. В. Г. Ткачук и А. Ф. Романюк (1961 г.) рассматривают глубинные складки Внутренней зоны прогиба как закрытые гидрогеологические структуры, в которых водообмен с поверхностью практически отсутствует.

Во Внешней зоне Предкарпатского прогиба тортонские, а местами гельветские отложения залегают на породах верхнего мела. Водоносны в этих отложениях пачки песчаников, разделенные слоями глин. В мезозойской толще водоносные горизонты приурочены к песчаникам верхнего мела, алевролитам, песчаникам и карбонатным породам юры. Важная роль в качестве водоупора во Внешней зоне принадлежит выдержанной, хотя и маломощной тирасской свите тортона, сложенной преимущественно гипсом и ангидритом (Мышкин, 1966).

Некоторые гидрогеологические характеристики мезо-кайнозойских отложений Предкарпатского бассейна приведены на рис. 38. Вследствие иевысокой проницаемости водосодержащих пород дебиты скважин обычно не более 0,1—0,2 л/с, но в отдельных случаях известны довольно значительные водопритоки. Например, дебит скважин из менелитовых отложений на площади Дзвиняч (глубина около 1100 м) составлял 2—4 л/с (В. Г. Ткачук, А. Ф. Романюк, 1961 г.).

Гидродинамические условия водоносных горизонтов Предкарпатского бассейна изучены недостаточно. Вследствие медленного восстановления статических уровней в скважинах данные о рельефе пьезометрической поверхности малочисленны. По материалам В. М. Щепака и Г. М. Савицына,в различных горизонтах северо-западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба наблюдались следующие абсолютные отметки статического уровня воды (пересчитанные на пресную воду), м:

Возраст водовмещающих пород	Кохановско-Свидницкая площадь	Северо-Медынической площадь
Нижний сармат	196—204	225—228
Верхний мел	—	257—265
Верхняя юра	274—320	269—282
Средняя юра	280	—
Нижняя юра	—	299—334
Палеозой	216—302	—

Эти данные позволяют судить о наличии определенного снижения напоров вод в сарматских отложениях в северо-западном направлении. Подобный вывод был сделан и А. И. Лурье (1966), который дал схему изменения приведенных напоров для вод нижнесарматских отложений. Указанные цифры свидетельствуют о некотором возрастании напоров для более глубоких водоносных горизонтов, что создает условия для восходящей миграции вод. Однако в связи с наличием слабопроницаемых слоев, разделяющих водоносные горизонты, миграция эта весьма затруднена. Он считает, что воды нижнесарматских отложений Внешней зоны Предкарпатского прогиба гидравлически связаны с водоносными горизонтами стебникской свиты Внутренней зоны и водами меловых отложений юго-западной окраины Русской платформы и получают питание как с юго-запада, так и с востока. По-видимому, и водоносные горизонты мезозойских отложений имеют подобное направление потока — со стороны Карпатской складчатой области и с юго-западной окраины Русской платформы, где на правобережье Днестра выходят на поверхность слои верхнего мела (Мышкин, 1966; Лурье, 1966).

Важная роль в динамике подземных вод Предкарпатского бассейна принадлежит тектоническим нарушениям. При смещениях, имеющих значительную амплитуду, возникают контакты разновозрастных водоносных пластов, что облегчает поступление воды в горизонты, не имеющие поверхностных областей питания. Вместе с тем многие разрывные нарушения, особенно крупные надвиги, служат серьезным препятствием для движения вод. Пути разгрузки глубинных вод еще недостаточно ясны, некоторые исследователи полагают, что эта разгрузка происходит по тектоническим разломам.

В водоносных горизонтах Предкарпатского артезианского бассейна преобладают высокоминерализованные воды хлоридного натриевого и

хлоридного натриево-кальциевого состава *. Глубина распространения пресных вод во Внешней зоне прогиба обычно не превышает 100—250 м. Во Внутренней зоне пресные воды встречаются главным образом в четвертичных отложениях.

В юго-восточной части Внешней зоны прогиба воды в неогеновых и мезозойских отложениях имеют гидрокарбонатный натриевый состав и невысокую минерализацию (до 15—20 г/л), что связано с подтоком опресненных вод из смежных районов Русской платформы и более благоприятными условиями дренирования (Щепак, Гавриленко, 1965; Мышкин, 1966). Хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 20—50 г/л распространены в неогеновой толще северо-западной части Внешней зоны. Существенно возрастает минерализация их вдоль контакта с Внутренней зоной прогиба, а также с углублением в мезозойские отложения.

Во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба водоносные слои палеогена и неогена содержат преимущественно концентрированные рассолы хлоридного натриевого и хлоридного натриево-кальциевого состава.

Сложная система бассейнов подземных вод Горных Карпат (II — 1 а)

Флишевые отложения Горных Карпат в зоне выветривания содержат грунтовые воды, а за ее пределами в них циркулируют трещинно-пластовые воды. Водообильность флишевой толщи невысокая, условия циркуляции вод осложнены вследствие большого количества тектонических нарушений, рассекающих водоносные слои и линзы, и плохих коллекторских свойств пород. Дебиты скважин, вскрывающих водоносные горизонты в палеогеновом или меловом флише, обычно исчисляются сотыми или десятыми долями литра в секунду. В некоторых случаях скважины фонтанируют. Наиболее водообильны во флишевой толще песчаники палеоцена, удельный дебит скважин иногда достигает 5,7 л/с. Водоносность флишевых отложений повышается в зонах тектонических нарушений. В наиболее высокогорной Внутренней антиклинальной зоне Карпат породы маловодообильны.

Зона активного водообмена в горных Карпатах распространена значительно глубже, чем в Предкарпатском бассейне. В Скибовой зоне ее мощность достигает 500—600 м, а в Сходнице — превышает 1000 м (по А. Ф. Романюку). Вследствие достаточно интенсивного водообмена пресные и слабоминерализованные воды в складчатой области проникают на значительную глубину. Наибольшую мощность (до 500 м) зона пресных вод имеет в центральной водораздельной части Карпат, а на границе с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба мощность ее сокращается до 100 м. Условия циркуляции вод с глубиной затрудняются, что определяет постепенное повышение минерализации от единиц до 100 г/л и более и изменение их состава от гидрокарбонатных натриевых к хлоридным натриевым и натриево-кальциевым (В. Г. Ткачук, 1955 г.). На контакте Скибовой зоны с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба, где развиты соленосные неогеновые отложения, на небольшой глубине встречены концентрированные рассолы. Зона солоноватых и соленых вод гидрокарбонатного натриевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого

* Типы вод обозначаются по ионам, содержащимся в количестве от 25%-экв и выше, которые обозначаются в порядке убывающих концентраций. Однако хлоридными натриево-кальциевыми мы называем воды хлоридного натриевого типа, которые содержат кальций в количестве 10% и более от суммы катионов.

состава с минерализацией до 20—25 г/л пользуется широким развитием в складчатой области Карпат; мощность этой зоны местами достигает 1—1,5 км.

Закарпатский артезинский бассейн (II—1 в)

Грунтовые воды. Грунтовые воды Закарпатья приурочены к аллювиальным отложениям и зоне выветривания кристаллических пород. В современном и древнем аллювии рек водоносны пески, супеси, галечники. Дебит колодцев и скважин, эксплуатирующих воду из этих отложений, достигает 2,5—6 л/с.

Водообильность зоны выветривания эффузивно-туфогенной толщи Выгорлат-Гутинской гряды зависит от гипсометрического положения, состава пород и интенсивности их выветривания. Глубина залегания водоносного горизонта в зоне выветривания обычно не превышает 20—25 м. Многочисленные источники, связанные с трещиноватой зоной изверженных пород Выгорлат-Гутинской гряды, чаще всего имеют дебит от 0,1 до 1 л/с (Селецкий, Лихоманова, 1965). По составу грунтовые воды зоны выветривания гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,3—1 г/л. В предгорных районах эти воды используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Напорные воды. Неогеновая молассовая толща, заполняющая Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины, заключает ряд водоносных горизонтов с пластовыми и трещинными водами. Эти горизонты погружаются в общем юго-западном направлении от Пьенинской шовной зоны и несколько приближаются к поверхности в районе Береговского горста.

В чопской свите (верхний плиоцен) водоносны песчано-галечниковые и вулканогенные породы. Общая мощность водосодержащих слоев 3—25 м, дебит скважин достигает 0,7—3,5 л/с, удельный дебит 0,01—0,6 л/с, некоторые скважины фонтанируют. В ильницкой свите плиоцена к туфам, пескам и песчаникам приурочены водоносные горизонты, разделенные пластами бурого угля, но имеющие гидравлическую связь. Скважины в районе буроугольных месторождений имеют удельный дебит 0,03—5 л/с. В толще паннонского подъяруса плиоцена водоносны трещиноватые песчаники.

Сарматские и тортонские преимущественно глинистые отложения содержат водоносные горизонты в песчано-алевролитовых слоях и туфах. В центральных частях впадин они вскрыты скважинами на глубинах до 500—2000 м и местами дают воду самоизливом. Дебит скважин обычно не превышает 1 л/с, но иногда достигает 5—6 и 15 л/с (Т. М. Селецкий, 1963 г.). Воды палеогеновых отложений выведены скважинами на площади Залуж в Чоп-Мукачевской впадине. Водообильность пород резко возрастает на участках развития тектонических нарушений, и скважины, встречающие сбросовые трещины, нередко фонтанируют с дебитом до 17—28 л/с. С тектоническими трещинами связаны выходы углекислых минеральных вод (Овчинникова, 1950).

По данным Н. И. Радько (1961 г.), основной областью питания Закарпатского артезианского бассейна служит Выгорлат-Гутинский хребет, на склонах которого происходит интенсивная инфильтрация атмосферных осадков в трещиноватые эффузивные породы. Воды эти частью разгружаются в источниках, а также поступают в водоносные горизонты осадочной толщи неогена. Этот хребет представляет собой вулканогенный супербассейн. Подземные воды в трещинной зоне вулканогенных пород принадлежат к единой гидравлической системе, и в зависимости от состава, степени трещиноватости этих пород водо-

обильность их изменяется в значительных пределах. Погружаясь под аллювиально-делювиальный покров или плиоценовую осадочную толщу, вулканогенные породы образуют напорный водоносный горизонт, который в ряде районов эксплуатируется скважинами с дебитом до 2,8 л/с.

Общее направление стока подземных вод Закарпатского бассейна юго-западное к р. Тиссе и ее притокам, где они частично разгружаются. Зона активного водообмена в Закарпатском бассейне развита на глубину до 300—600 м. Она включает водоносные горизонты четвертичных и плиоценовых отложений, в которых распространены воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого и гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава с минерализацией 0,5—0,8 г/л. Мощность этой зоны резко сокращается в восточных районах Чоп-Мукачевской впадины (Залужская и Иршавская площади) и в районах развития соляно-купольных структур Солотвинской впадины.

Условия затрудненного и весьма затрудненного водообмена характерны для водоносных горизонтов сарматских, тортонских и палеогеновых отложений в районах их глубокого залегания, где распространены воды хлоридного натриевого и хлоридного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 100 г/л и выше. В районах развития соленосных пород тортона встречаются концентрированные хлоридные натриевые рассолы, минерализация которых достигает 370 г/л. Типичный состав воды из соленосных отложений в Солотвинской шахте (Т. М. Селецкий, 1963 г.):

$$M_{329}\frac{Cl\,99}{Na\,99}.$$

В состав Закарпатского артезианского бассейна входят два бассейна третьего порядка — Чоп-Мукачевский и Солотвинский, разделенные меридиональным выступом Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. В Чоп-Мукачевском артезианском бассейне более широко распространены пресные воды. В Солотвинском бассейне из-за наличия соленосных отложений воды глубоких горизонтов отличаются высокой минерализацией.

В составе растворенных газов в подземных водах Предкарпатского артезианского бассейна преобладают углеводородные, первое место занимает метан. Такой же состав газов в глубоких водоносных горизонтах Внешней антиклинальной зоны Карпат. В Центральной синклинальной и Внутренней антиклинальной зонах Карпат и в Закарпатском бассейне глубокие подземные воды содержат углекислоту, азот и метан. Здесь широко распространены углекислые минеральные воды.

Геотермические условия Карпат изучены недостаточно. Мало данных о глубинных температурах в складчатой области. По С. Г. Думанскому и Д. И. Кульчицкому, во Внешней зоне Предкарпатского прогиба температура на глубине 1000 м изменяется от 29 до 46° С, а геотермическая ступень равна 23—26 м/° С. Во Внутренней зоне прогиба величина ступени гораздо выше, а температура на глубине 1000 м составляет 25—35° С. Более значительная напряженность теплового поля наблюдается в Закарпатском прогибе, что связывают с молодой вулканической деятельностью. Температура на глубине 500 м здесь местами достигает 50° С, а на Калужской площади для глубин 1840—1950 м изменялась от 117 до 131° С (по Т. М. Селецкому). Величина теплового потока, которая определена Р. И. Кутасом для Внешней зоны Предкарпатского прогиба (Северные Медыничи, Грыновка), составляет $0{,}76 \cdot 10^{-6} — 0{,}90 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с.

Крымско-Кавказская гидрогеологическая область (II—2)

Сложная система бассейнов подземных вод (II—2а) Горного Крыма

Для Горного Крыма характерно наличие двух структурных этажей, существенно различающихся по своим гидрогеологическим особенностям. Верхний сложен мощной толщей верхнеюрских отложений, в основном известняков, местами подстилаемых конгломератами и песчаниками. С ними связаны трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды, свободно сообщающиеся с дневной поверхностью. Весьма интенсивный водообмен в закарстованных известняках подтверждает распространение пресных вод с минерализацией менее 0,5 г/л до глубины 1000 м от поверхности.

Нижний структурный этаж сложен водоупорной толщей сланцев с прослоями песчаников (среднеюрских и главным образом таврической серии), лишь местами содержащих маломощные трещинные воды, относящиеся к зоне замедленного и весьма замедленного водообмена.

Грунтовые воды в пределах Горного Крыма распространены в коре выветривания коренных пород, в пролювиальных, делювиальных и оползневых отложениях на склонах и у подножия Главной гряды и предгорий, в аллювиальных отложениях. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые. Водообильность этих горизонтов слабая, они получают питание за счет атмосферных осадков и вод из трещинно-карстового комплекса верхнеюрских известняков. Некоторую роль в питании водоносных горизонтов играет поступление конденсационной влаги. По определениям И. Г. Глухова (1965 г.), конденсация в известняковом массиве Горного Крыма составляет 55 мм/год, а в пролювиально-обвальных отложениях 72 мм/год. Сток грунтовых вод южного склона Главной гряды направлен в море, грунтовые воды предгорий, двигаясь к северу, принимают участие в питании напорных водоносных горизонтов Равнинного Крыма.

Песчанико-глинистые и карбонатные отложения нижнего и верхнего мела, выходящие на поверхность на северном крыле мегантиклинория, содержат трещинно-пластовые воды. Состав их гидрокарбонатный кальциевый, минерализация до 0,5—1 г/л, принадлежат они к области питания артезианских бассейнов Равнинного Крыма. Разгрузка подземных вод осуществляется многочисленными нисходящими источниками с дебитом до 10 л/с. Главным водоносным комплексом Горного Крыма является мощная толща закарстованных и трещиноватых верхнеюрских известняков, поглощающих воды атмосферных осадков. Эти воды по трещинам проникают вглубь до самого водоупора — глинистых сланцев келловея — бата, средней юры или триаса. Поэтому в нижних горизонтах верхнеюрских известняков местами циркулируют значительные массы воды, выходящие на поверхность в виде источников. В районах, где закарстованные известняки залегают под водоупорными отложениями нижнего мела, они содержат напорные воды.

Разгружаются трещинно-карстовые воды через многочисленные источники, расположенные на склонах в нижних частях известнякового массива. Дебит их от долей до 100—150 л/с.

К востоку от Караби-Яйлы верхнеюрские известняки замещаются флишевой толщей — переслаиванием глин с конгломератами и песчаниками. Эта толща водоносна преимущественно в зоне выветривания, а также содержит трещинно-пластовые воды в проницаемых слоях. Водообильность ее слабая, дебит источников исчисляется долями или единицами литра в секунду.

Глинистые сланцы и песчаники средней юры и таврической серии

слабоводоносны и в целом представляют собой региональный водоупор. Обводненность их связана с зоной выветривания, тектоническими нарушениями и проницаемыми слоями. Дебит источников и скважин небольшой.

Зона активного водообмена охватывает всю толщу верхнеюрских известняков до глубины 1000 м, здесь преобладают пресные (минерализация до 0,5 г/л), преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды. В отложениях средней юры и таврической серии зона активного водообмена имеет небольшую мощность. С. В. Альбов отмечает, что на северных склонах Крымских гор таврические сланцы промыты лучше, чем на южных, что связано с более интенсивным стоком на северных склонах и большим, по сравнению с южными склонами, количеством атмосферных осадков. В таврических и среднеюрских отложениях встречаются гидрокарбонатные сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные воды с минерализацией до 2—3 г/л, а в глубоких горизонтах — хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые воды с содержанием солей до 38—47 г/л (скважина в Ялте).

Западно-Крымский артезианский бассейн (II—2б)

Грунтовые воды. В западной и центральной частях Крыма грунтовые воды циркулируют в четвертичных отложениях различного генезиса (эолово-делювиальных, морских, аллювиальных, пролювиальных), в песчано-глинистых отложениях и ракушечниках плиоцена и верхнего миоцена, а на отдельных участках и в более древних слоях. Глубина залегания грунтовых вод в северных районах Крыма изменяется от 8 до 25 м, в северо-восточных прибрежных районах — от 1 до 8 м, в районе Альминской впадины — от 1 до 15 м, в полосе, примыкающей к предгорьям, в центральной части полуострова — от 25 до 50 м. Грунтовые воды Равнинного Крыма не имеют сплошного распространения, водообильность слабая, дебит скважин и колодцев чаще не превышает 1 л/с. Сток грунтовых вод направлен от возвышенностей к овражно-балочной сети, озерам и морскому побережью.

На формировании грунтовых вод (особенно в Присивашье) сказывается недостаточная увлажненность и слабая дренированность; одним из главных факторов разгрузки здесь является испарение грунтовых вод. Пресные и слабоминерализованные (до 1 г/л) грунтовые воды распространены в предгорьях. В центральных районах Крыма чаще всего встречаются сульфатно-хлоридные воды с минерализацией 1—3 г/л. На Присивашской равнине преобладают воды солоноватые и соленые, чаще сульфатно-хлоридные натриевые, минерализация их в прибрежных районах местами достигает 50—100 г/л.

Напорные воды. На значительной части бассейна могут быть выделены два водоносных этажа — неоген-четвертичный и подмайкопский. Майкопская преимущественно глинистая толща, разделяющая эти этажи, имеет максимальную мощность до 1000 м в северной части бассейна. На Симферопольском и Новоселовском поднятиях и на некоторых структурах Тарханкутского полуострова майкопская серия отсутствует и гидродинамическая связь между обоими этажами существенно облегчена.

В надмайкопском этаже распространены мэотис-понтический, средне-верхнесарматский и среднемиоценовый водоносные комплексы, разделенные глинами нижнего мэотиса, нижнего и среднего сармата. Водоносный комплекс карбонатных отложений мэотис-понта распространен в Альминской и Сивашской впадинах, в восточных и северных районах Тарханкутско-Новоселовской зоны (рис. 39). Он является основным водоносным комплексом, широко используемым для водоснабжения Степ-

ного Крыма. Высокой водообильностью характеризуются известняки мэотиса и понта в районах Северо-Сивашского бассейна, где удельный дебит скважин местами достигает 50—60 л/с.

Сарматский водоносный комплекс, приуроченный к известнякам среднего и верхнего сармата, развит на всей территории Равнинного Крыма. Широко распространен водоносный комплекс в известняках, песчаниках и песках среднего миоцена. Воды обоих комплексов используются для водоснабжения. Высокая водообильность этих комплексов

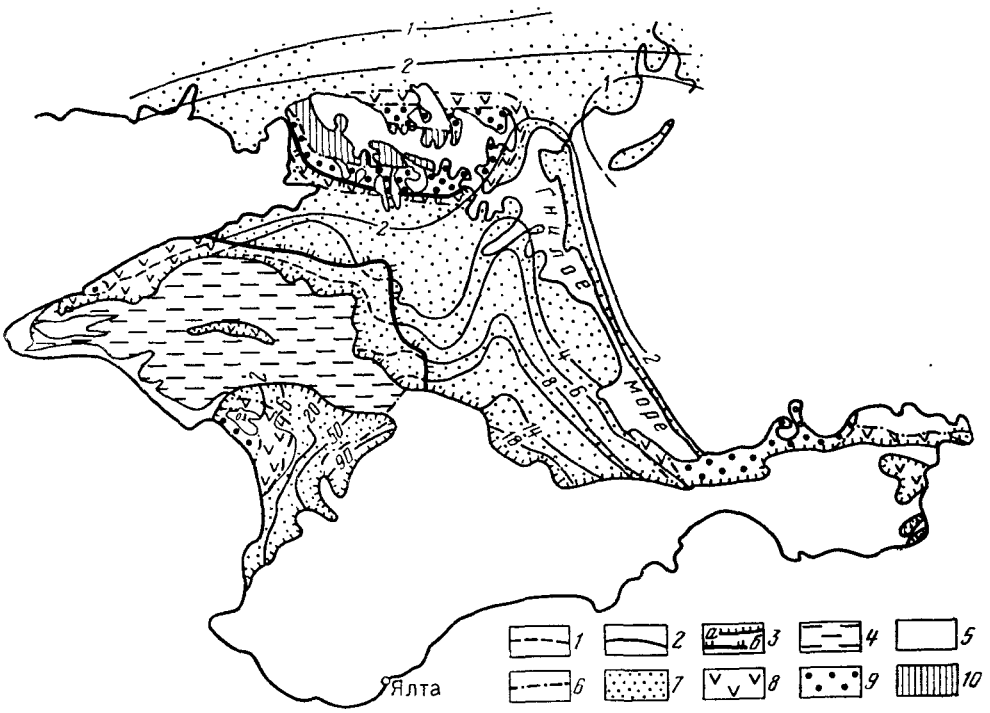


Рис. 39. Схема водоносности мэотических и понтических отложений Крыма
По Е. А. Ришес и О. И. Сурдутович

1 — гидроизогипсы; *2* — гидроизопьезы; *3а* — граница распространения водоносного комплекса; *3б* — граница площади распространения основного водоносного горизонта; *4* — распространение водопроницаемых, но безводных отложений; *5* — отсутствие мэотических и понтических отложений; *6* — граница площадей с различной минерализацией подземных вод; *7* — минерализация подземных вод до 1 г/л смешанного химического состава; *8* — минерализация подземных вод 1—3 г/л, хлоридные кальциево-натриевые; *9* — минерализация подземных вод 3—10 г/л, хлоридные кальциево-натриевые; *10* — минерализация подземных вод от 10 до 70 г/л, хлоридные натриевые воды

отмечена в глубоких частях Альминского бассейна и на южном крыле Северо-Сивашского бассейна.

Несмотря на наличие глинистых отложений, водоносные комплексы надмайкопского этажа имеют общие черты гидродинамического режима. Области питания водоносных комплексов надмайкопского этажа расположены на Внешней гряде Крымских гор, Симферопольском поднятии и юго-восточном крыле Альминского бассейна. От областей питания движение вод направлено к морю, где происходит разгрузка. Важными очагами скрытой разгрузки являются оз. Сасык и переуглубленная долина Чатырлык (Ф. П. Самсонов, 1961 г.), Е. А. Ришес и В. Г. Ткачук отмечают, что среднемиоценовый водоносный комплекс получает питание частично из северной части Причерноморского артезианского бассейна. Песчано-алевритовые слои, встречающиеся на некоторых участках в майкопской толще, водоносны, в районе Джанкоя из них получены небольшие протоки воды с газом.

В подмайкопском водоносном этаже наиболее выдержанными водоносными комплексами являются дат-палеоценовый и нижнемеловой. Дат-палеоценовый водоносный комплекс сложен преимущественно известняками, он отсутствует на обширной территории, охватывающей Новоселовское и Симферопольское поднятия. Коллекторские свойства дат-палеоценовых отложений улучшаются к востоку от Тарханкутского полуострова. Производительность скважин, давших воду из этих отложений, изменяется от незначительной до 10—15 л/с (А. С. Тердовидов, 1966 г.).

Гидродинамические условия дат-палеоценового комплекса очень сложны: область инфильтрационного питания протягивается вдоль южного склона Внутренней гряды, приведенные напоры вод этого комплекса в северо-западной части Тарханкутского полуострова выше, чем в предгорьях. Гидродинамическую аномалию в этом районе А. С. Тердовидов (1966 г.) связывает с воздействием геостатического давления при накоплении мощной толщи майкопских глин. Видимо, воды, выжимаемые из уплотняющихся майкопских глин, поступали в дат-палеоценовый комплекс. Пьезометрическая поверхность этого комплекса отражает взаимодействие двух потоков вод, двигающихся с юга и запада.

Нижнемеловой водоносный комплекс почти повсеместно распространен на территории Западно-Крымского артезианского бассейна. Представлен он песками, алевролитами, песчаниками и конгломератами и отделен от дат-палеоценового комплекса мергельно-глинистыми слоями апт-альбской толщи и слабопроницаемыми известняками и мергелями верхнего мела. Более высокой водообильностью отличаются неокомские отложения, где коллекторы имеют проницаемость 50—100 мд (А. С. Тердовидов, 1966 г.), а удельный дебит скважин достигает 0,2—1 л/с. Проницаемость альбских алевролитов измеряется долями, реже 1—2 мд, дебиты скважин низкие. Питание нижнемелового водоносного комплекса осуществляется в предгорьях, где происходит инфильтрация атмосферных осадков в области выходов нижнемеловых отложений. Кроме того, в нижнемеловой комплекс поступают карстовые воды из верхнеюрских известняков. Пьезометрическая поверхность вод нижнемелового комплекса, по данным Е. А. Ришес и В. А. Куришко, снижается от абсолютных отметок 300—350 м в предгорьях до 27 м в Северо-Восточном Присивашье. Предполагают, что разгрузка вод происходит через слабопроницаемую кровлю в морских бассейнах и в зоне разломов на сочленении докембрийской и эпигерцинской платформ.

Для большей части Западно-Крымского артезианского бассейна наблюдается возрастание напоров воды с глубиной. По Ф. П. Самсонову (1961 г.), перепад напоров между нижнемеловым и перекрывающим среднемиоценовым водоносными комплексами достигает 90—140 м. Подобное соотношение напоров создает условия для разгрузки вод нижележащих горизонтов в вышележащие. Разгрузка эта облегчена на участках повышенной проницаемости кровли водоносных горизонтов и в зонах тектонических нарушений. Иное соотношение напоров (уменьшение с глубиной) связано с упомянутой выше гидродинамической аномалией, образовавшейся вследствие выжимания седиментационных вод из майкопских глин.

В пределах рассматриваемого артезианского бассейна довольно хорошо прослеживается горизонтальная и вертикальная гидрохимическая зональность. В надмайкопском водоносном этаже существуют условия активного водообмена и распространены воды преимущественно низкой минерализации (до 1 г/л) гидрокарбонатные кальциевые и сложного ионного состава. Минерализация вод возрастает по направлению потока и достигает 3—5 и даже 10—15 г/л близ областей разгрузки в северо-

западных частях Альминской впадины и Тарханкутского вала и в Сивашской впадине, где преобладают хлоридные натриево-кальциевые воды.

В водоносных комплексах подмайкопского этажа условия активного водообмена характерны лишь для предгорий и Симферопольского выступа, где распространены пресные гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды. В северном и северо-западном направлениях условия циркуляции вод существенно затрудняются, а минерализация их возрастает до 30—50 г/л и более. Ф. П. Самсонов (1961 г.) отмечает смену типов по направлению их движения от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого. При общей тенденции к возрастанию минерализации вод с глубиной нередки случаи гидрохимической инверсии — залегания менее минерализованных вод под более минерализованными.

Артезианские бассейны третьего порядка, входящие в Западно-Крымский бассейн — Альминский и Северо-Сивашский — имеют определенные отличительные черты, которые наиболее четко проявляются для надмайкопского водоносного этажа. Области питания в Альминском бассейне расположены в предгорьях, на высоких абсолютных отметках, где выпадает значительное количество атмосферных осадков. Поэтому водоносные комплексы неогеновых отложений получают здесь обильное питание, а движение вод происходит под действием высоких напорных градиентов. Воды неогеновых отложений Северо-Сивашского бассейна получают основное питание на сравнительно невысоком Тарханкутском плато, где осадков выпадает гораздо меньше, чем в предгорьях. Различие в гидродинамической обстановке сказывается и на химическом составе вод, которые в Северо-Сивашском бассейне имеют большую минерализацию, чем в Альминском.

В пределах складчатой области Горного Крыма в подземных водах растворены газы азотного и углекислого состава, глубокие водоносные горизонты содержат углеводородные газы. Углекислые воды в районе г. Симферополя содержат (по С. В. Альбову) 1315 мг/л свободной CO_2. Наличие углекислоты С. В. Альбов связывает с проявлениями молодого вулканизма в южной части мегантиклинория, погрузившейся в море. В подземных водах Западно-Крымского артезианского бассейна растворенные газы имеют азотно-углеводородный состав.

Геотермические условия Горного и Равнинного Крыма существенно различны. В пределах Горного Крыма наблюдаются невысокие температуры недр, что, видимо, обусловлено охлаждающим действием карстовых вод, проникающих по трещинам на большую глубину, и высокой теплопроводностью пород. По данным В. А. Куришко, температура в Ялтинском гидротуннеле на глубине около 1000 м составляет 17—18° С.

В платформенной части Крыма температуры выше. Так, на глубинах 1000 м — от 43,3 до 69,2° С; 1500 м — от 55,7 до 87,0° С; 2500 м — от 85 до 104° С; 3000 м — от 103 до 116° С. Величина геотермической ступени колеблется от 19,7 до 53 м/° С. Минимальные значения ступени (около 15 м/° С) известны на Новоселовском поднятии в пределах геотермического максимума. Значения теплового потока, по данным Института геофизики АН УССР, для разных районов Крыма составляют $0{,}84 \cdot 10^{-6}$—$1{,}82 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с.

Сложная система бассейнов подземных вод Большого Кавказа (II—2в)

Сложность и разнообразие гидрогеологических обстановок Большого Кавказа определяются широким диапазоном изменений важнейших орографических, климатических, геолого-структурных и других факторов, влияющих на эти обстановки.

Грунтовые воды в четвертичной толще не пользуются сплошным распространением. Воды элювиально-делювиальных отложений получают питание за счет атмосферных осадков и талых вод. Они образуют многочисленные, чаще всего малодебитные источники. Наиболее крупные источники с расходом десятки литров в секунду выходят из скоплений обломочных продуктов выветривания коренных пород.

Хорошими коллекторами являются лавы и туфы в районах молодой эффузивной деятельности. При наличии водоупорных пород в основании лавовые покровы содержат водоносные горизонты. В пределах речных долин обводнены валунно-галечниковые и песчаные аллювиальные и ледниковые отложения, основным источником питания их являются речные воды и родниковые воды коренных пород (М. И. Врублевский, 1962 г.). Воды четвертичных отложений пресные с минерализацией 0,1—0,9 г/л, чаще гидрокарбонатного кальциевого состава.

В меловых и юрских отложениях подземные воды распространены как в зоне активного водообмена, так и в зоне затрудненной глубокой циркуляции. Воды эти расходуются путем местной разгрузки в виде многочисленных источников в горной области, а также питают глубокие водоносные горизонты артезианских бассейнов, прилегающих к мегантиклинорию Большого Кавказа.

Верхнемеловые породы выступают на дневную поверхность на северном и южном склонах Большого Кавказа и его замыканиях. Наиболее интенсивной трещиноватостью обладают известняки, водообильность которых резко повышается в зонах тектонических нарушений и карста. Режим многочисленных источников, выходящих из этих пород, подвержен влиянию атмосферных осадков и в большинстве случаев быстро реагирует на их изменение, что свидетельствует об интенсивной циркуляции вод. Дебит источников, приуроченных к известнякам верхнего мела на Северном Кавказе, изменяется от долей до десятков и даже первых сотен литров в секунду, а во флишевой толще и известняках Юго-Восточного Кавказа — до 4—6, реже 10—40 л/с. Большинство источников в области активной циркуляции имеет низкую минерализацию (до 0,5 г/л) и гидрокарбонатный кальциевый состав вод. Воды глубокой циркуляции, приуроченные к зонам тектонических нарушений, часто минеральные, углекислые или сероводородные, гидрокарбонатного натриевого, хлоридного натриевого и других типов с минерализацией до 2—3, иногда до 12 г/л.

Нижнемеловые и верхнеюрские отложения занимают обширные территории на склонах и замыканиях Большого Кавказа. Наибольшей водообильностью отличается карбонатная толща верхней юры и нижнего мела, рассматриваемая многими исследователями как единый водоносный комплекс, хотя в ее разрезе имеются относительные водоупоры. Питание вод карбонатной толщи осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также таяния снегов и ледников в высокогорной области. По данным М. И. Врублевского (1962 г.), на северном склоне Центрального Кавказа основным водовмещающим горизонтом в верхнеюрской толще являются известняки титона. Дебит многочисленных источников из карбонатной толщи изменяется в широких пределах и в наиболее крупных источниках достигает сотен литров в секунду. Расход ручья, вытекающего из крупнейшего карстового источника — озера Церик-Кель, в долине Черека достигает 80 000 м³/сут. Терригенные отложения нижнего мела на северном склоне Кавказа характеризуются невысокой водообильностью, а источники, имеющие повышенный расход, по-видимому, связаны с тектоническими нарушениями.

Подобное различие водоносности карбонатных и терригенных отложений наблюдается и на южном склоне Кавказа. В Грузии отложения

юры — нижнего мела, представленные карбонатным флишем, массивными известняками и мергелями, наиболее водоносны в районах развития карста, где нередко встречаются источники с дебитом 10 л/с и более. В восточной части южного склона малодебитные родники приурочены к флишевой толще, а в известняках они более водообильны — до 5—10 л/с.

В карбонатной толще верхней юры — нижнего мела на северном склоне Кавказа преобладают гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 0,5—0,6 г/л. К гипсоносным титонским породам приурочены сульфатные воды повышенной (до 2 г/л) минерализации. Обогащение сульфатами вод валанжинских известняков связывают с гипсоносностью подстилающих титонских отложений. Воды песчаниково-глинистых отложений нижнего мела на северном склоне имеют в большинстве районов гидрокарбонатный кальциевый, реже сульфатный кальциевый состав. По данным Н. А. Григорьева и А. И. Черницова, хлоридные натриевые воды повышенной минерализации распространены в глинистой толще альбских отложений Северной Осетии.

На южном склоне Кавказа воды в карбонатной толще преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией 0,2—0,9 г/л, в зонах тектонических нарушений встречаются гидрокарбонатные натриевые термальные воды более высокой минерализации.

Пластово-трещинные и трещинные воды в нижне-среднеюрской толще приурочены к зоне выветривания и тектоническим нарушениям. В целом водообильность этой толщи невелика, наибольшей водоносностью в нижнеюрских отложениях северного склона, по М. И. Врублевскому (1962 г.), отличаются песчаники тоарского и ааленского ярусов, из которых в бассейне р. Малки местами выходят источники с дебитом сотни литров в секунду. Источники, связанные с аспидными глинистыми сланцами, имеют незначительный расход. Движение вод в нижнеюрской толще происходит к северу, в сторону ее погружения. Очень низкая водообильность характерна для среднеюрских пород, среди которых преобладают глинистые сланцы, а источники, выходящие из песчаников средней юры в бассейне р. Кусарчай имеют дебиты 7—8, местами до 40 л/с.

На южном склоне Центрального Кавказа нижнеюрские аспидные сланцы слабоводоносны, дебит источников 0,01—0,05 л/с. Коллекторами подземных вод являются в основном трещиноватые песчаники, заключенные в сланцевой толще. В западной части южного склона многие источники, связанные с нижнеюрскими сланцами, располагаются вдоль надвига, отделяющего кристаллический массив от полосы юрских отложений.

Воды неглубокой циркуляции, приуроченные к нижне- и среднеюрским отложениям, обычно пресные, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава. Нередко они обогащены сульфатами за счет окисления сульфидных минералов. Углекислые минеральные источники на северном и южном склонах имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриевый, гидрокарбонатный натриево-кальциевый и хлоридный натриевый состав. Минерализация их изменяется в широких пределах — от долей до 22 г/л и более. Например, вода источника Ингушли, расположенного в бассейне р. Малки, имеет следующий состав (М. И. Врублевский, 1962 г.):

$$M_{23}\frac{Cl\,61\ HCO_3\,31}{Na\,90}.$$

Источник Твибрашери в верховьях р. Кодори (Чихелидзе, 1961) характеризуется составом:

$$M_{1,2}\frac{HCO_3\,98}{Na\,42\;Ca\,38\;Mg\,18}.$$

На южном склоне Кавказа широко развита вулканогенная среднеюрская толща (порфириты, туфы, песчаники). Она отличается невысокой водообильностью в верхней трещиноватой зоне выветривания и более значительной в зонах тектонических нарушений. Если в верхней трещиноватой зоне здесь распространены преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, то воды глубокой циркуляции имеют повышенную, нередко высокую минерализацию, хлоридный натриево-кальциевый и даже хлоридный кальциевый состав.

Обширную территорию Центрального Кавказа в области Главного и Передового хребтов занимают докембрийские и палеозойские кристаллические породы. Водоносность их связана с трещинами выветривания и трещинами тектонических нарушений. Глубина трещиноватой зоны выветривания не превышает 80—100 м. Водообильность слабая — дебит источников 0,01—0,05 л/с, а приуроченные к тектоническим трещинам и зонам дробления источники имеют дебит до 2—3 л/с и более. В целом кристаллические породы маловодоносны, и на участках, где они залегают под толщей мезозоя, являются водоупором. Трещинные воды верхней зоны кристаллических пород пресные, минерализация местами менее 0,1 г/л, по составу гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые. В районах, где гранитоиды обогащены сульфидами, воды содержат повышенное количество сульфатов. Повышенную минерализацию имеют воды, циркулирующие в кристаллических сланцах. Минеральные источники, связанные с тектоническими нарушениями и зонами дробления, гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные сложного катионного состава, минерализация 3 г/л и более. Вода Верхне-Баксанского источника характеризуется следующим составом:

$$M_{6,2}\frac{HCO_3\,49\;Cl\,43}{Na\,62\;Ca\,24\;Mg\,12}.$$

Подземный сток в пределах системы бассейнов Большого Кавказа имеет основные направления к северу и югу от осевой части хребта. Глубина зоны активного водообмена определяется литологическими особенностями водовмещающих пород и их тектонической нарушенностью. В районах, где развита интенсивная трещиноватость, она может достигать 1000 м и более. Тектонические нарушения в условиях Большого Кавказа играют первостепенную гидрогеологическую роль как пути разгрузки глубоких подземных вод. Особенно велико их значение в локализации минеральных источников.

В Бельско-Малкинском бассейне на северном склоне Кавказа воды циркулируют в песчано-глинистых и вулканогенных породах нижне- и среднеюрского возраста. Питание их происходит на выходах трещиноватых песчаников, разгрузка — по долинам и ущельям, с глубиной здесь наблюдается довольно быстрое увеличение минерализации вод до 42 г/л (М. И. Врублевский, 1964 г.).

Газовый состав подземных вод. Общая схема зональности природных газов Кавказа была разработана А. М. Овчинниковым (1948 г.), который относит центральную часть Большого Кавказа к зоне углекислых вод. М. Г. Гуревич и И. М. Овчинников выделили в пределах Кавказа помимо зон углекислых и углеводородных газов, участки распространения азотных и гелиеносных газов. Если воды неглубокой циркуляции в складчатой области содержат преимущественно растворенные

газы воздушного происхождения с преобладанием азота, то среди минеральных вод наиболее широким распространением пользуются углекислые с содержанием свободной CO_2 (в водах многих источников), достигающим 2—2,5 г/л.

Геотермические условия. На формирование тепловых полей Большого Кавказа повлияли воздействие мощных тектонических сил в период воздымания мегантиклинория и последствия недавно прекратившейся вулканической деятельности. Высокая теплопроводность пород, горный рельеф, низкие среднегодовые температуры, снеговой покров и ледники на больших высотах способствовали интенсивному рассеиванию тепла.

В горных массивах преобладают источники с температурой 7—18° С. Термальные источники встречаются редко и приурочены главным образом к районам молодого вулканизма — Казбекскому (Кармадонские источники с температурой до 57° С), Эльбрусскому (источники Джилысу с температурой 23° С). Средние величины геотермической ступени по некоторым районам изменяются от 20,6 до 172,4 м/° С (Сухарев и др., 1966).

Азово-Кубанский артезианский бассейн (II—2г)

Грунтовые воды. Преобладающим распространением в пределах бассейна пользуются грунтовые воды в аллювиальных отложениях Кубани, Дона и других рек и покровных лёссовидных суглинках. На минимальных глубинах (1—6 м) залегает водоносный горизонт в песчано-глинистых отложениях пойм Кубани, Дона и в низких террасах степных рек. В древнеаллювиальных песчано-галечниковых отложениях Кубани глубина залегания водоносного горизонта от 5 до 60 м (Романика, Клименко, 1964). Дебит колодцев и скважин изменяется в пределах 0,1—10 л/с. Водоносные горизонты древнего и современного аллювия питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков и паводковых вод. Воды террасовых отложений дренируются речной сетью. В аллювиальных отложениях содержатся пресные, местами солоноватые воды с общей минерализацией чаще всего 0,5—3 г/л.

Малодебитные водоносные горизонты приурочены к лёссовидным суглинкам. Глубина залегания зависит от рельефа местности, питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Производительность колодцев до 0,1—0,3 л/с. Воды суглинков нередко обогащены сульфатами и имеют общую минерализацию 0,3—6 г/л, а в северных районах бассейна — до 8—12 г/л. Грунтовые воды в аллювиальных отложениях и покровных суглинках используются местным населением для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Напорные воды. Мощная толща мезо-кайнозойских отложений Азово-Кубанского артезианского бассейна подразделяется на два водоносных этажа — неоген-четвертичный (надмайкопский) и подмайкопский. Между ними залегает региональный водоупор — майкопская серия, мощность которой в Индоло-Кубанском прогибе и южной части Восточно-Кубанской впадины достигает 1—1,2 км. В северном направлении мощность майкопской толщи сокращается до 100 м и менее и увеличивается относительное содержание песчаного материала, что понижает водоупорную роль этой толщи.

Неоген-четвертичный этаж имеет максимальную мощность порядка 4 км в осевой части Западно-Кубанской впадины, в северных районах бассейна мощность его невелика. В этот этаж входят водоносные комплексы — плиоцен-мэотический, сармат-среднемиоценовый, содержащие воду в песках, песчаниках, алевролитах и известняках. Комплексы раз-

деляются толщей глин сармата и мэотиса, мощность которых изменяется от 5 до 250 м (по Т. А. Ботневой и Г. Н. Молодых). Песчано-алевролитовые слои майкопской толщи составляют майкопский водоносный комплекс.

В подмайкопском этаже заключены палеоцен-эоценовый, верхнемеловой, нижнемеловой, юрский и палеозойский водоносные комплексы *, в которых водовмещающими породами служат песчаники, алевролиты, трещиноватые известняки. Их разделяют водоупоры — мергели и глины верхнего мела и глины альба и юрской толщи. Не все эти водоупоры достаточно регионально выдержаны, поэтому между водоносными комплексами возможна взаимосвязь.

Водообильность пород Азово-Кубанского бассейна изменяется в широких пределах. В водоносных горизонтах надмайкопского этажа производительность скважин 1—5, реже до 10—20 л/с. Дебит скважин, вскрывших воды палеогеновых и мезозойских отложений, обычно исчисляется десятыми долями литра в секунду, но в отдельных случаях, по данным В. С. Котова, достигает 10—50 л/с.

Большое значение в качестве источников водоснабжения Краснодарского края имеют понтический и надпонтический водоносные горизонты. В крымской части бассейна используются воды мэотического и понтического горизонтов, а в северных и северо-восточных районах бассейна — сарматского и среднемиоценового горизонтов. Движение вод неогеновой толщи радиально направлено к Азовскому морю, которое является основной областью разгрузки. Дополнительная их разгрузка происходит в долинах нижних течений Дона, Кубани (Романика, Клименко, 1964) и, вероятно, в долине Маныча.

Гидродинамическая обстановка вод сармат-среднемиоценового комплекса и нижних горизонтов плиоцен-мэотического комплекса определяется не только условиями инфильтрационного питания, но и поступлением вод из уплотняющихся глинистых толщ. В осевой части Западно-Кубанского прогиба (Анастасиевско-Троицкая площадь) вследствие наличия гидродинамических аномалий напоры вод в сарматских и чокракских отложениях значительно превышают отметки областей выходов этих отложений.

Очень сложны гидродинамические условия майкопского комплекса. Большинство исследователей считает, что область инфильтрационного питания комплекса расположена в районе пос. Нефтегорска и в бассейне р. Чекох, где на отметках 230—300 м обнажаются майкопские пески и песчаники. По данным В. С. Котова, Д. И. Рогожина и С. А. Шпака, поток вод направлен к северо-западу от Нефтегорска, что подтверждено изменением пьезометрических уровней. В майкопском комплексе наблюдаются гидродинамические аномалии. Так, по Б. М. Яковлеву, отметки напора вод на Ново-Дмитриевском нефтяном месторождении 575 м, а на Вышестеблиевской площади (Таманский полуостров) 2480 м (П. К. Ляхович, 1965 г.). Однако пока еще неясно, какую площадь занимают зоны гидродинамических аномалий и насколько велико влияние седиментационных вод, отжимаемых из глин, на динамику майкопского водоносного комплекса.

Область современной инфильтрации и создания напоров для вод палеогеновых и мезозойских отложений расположена в полосе их выходов на северных склонах Кавказского хребта, а также в восточных частях Внешней и Предгорной гряд Крымских гор. Здесь же в полосе выходов благодаря наличию источников происходит и местная разгрузка вод.

* Воды фундамента (палеозойский водоносный комплекс) изучены слабо

По данным В. С. Котова и Д. И. Рогожина, поток вод нижнемеловых отложений двигается в общем северо-западном направлении. В районе Березанского нефтяного месторождения он раздваивается на северную и западную ветви (рис. 40). Отметки пьезометрических уровней снижаются от 400—700 м близ области питания до 30 м в районе

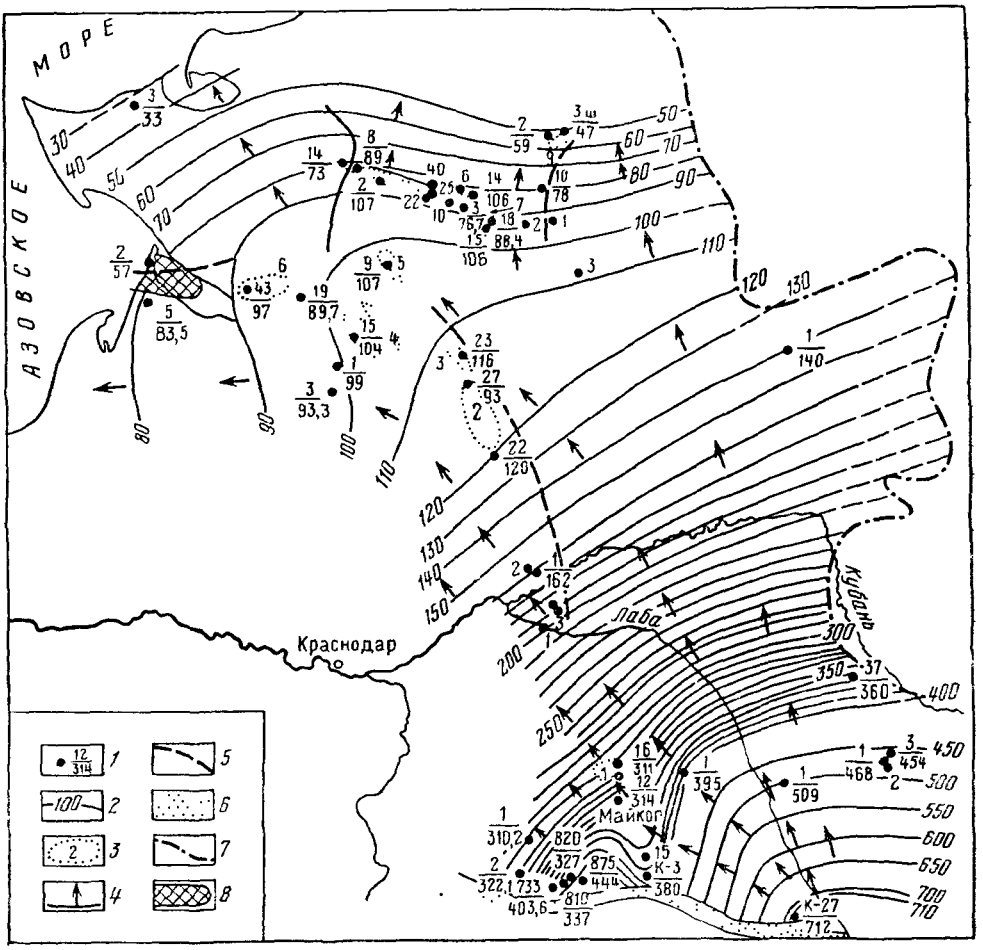


Рис. 40. Схема приведенных напоров нижнемелового водоносного комплекса Западного Предкавказья. По Д. И. Рогожину, 1964.

1 — номер скважины (числитель) и величина напора (знаменатель); *2* — линии равных напоров; *3* — газоконденсатные месторождения: 1 — Майкопское, 2 — Березанское, 3 — Сердюковское, 4 — Челбасское, 5 — Крыловское, 6 — Каневское. 7 — Ленинградское, 8 — Старо-Минское, 9 — Кущевское; *4* — линии токов пластовых вод; *5* — разрывные нарушения; *6* — выходы нижнемеловых песчаников; *7* — нулевая линия нижнемеловых коллекторов; *8* — область отсутствия нижнемеловых коллекторов

Ейска. В нижнемеловом комплексе выделяется зона высоких напорных градиентов (около 0,004), к которой относятся Адыгейский выступ, а также южная часть Восточно-Кубанской впадины, и зона низких градиентов (0,0001—0,0004), охватывающая центральную и северную части бассейна. Областью региональной разгрузки является Таганрогский залив. Подобные гидродинамические условия в общих чертах характерны и для других водоносных комплексов подмайкопского этажа.

Гидродинамические аномалии с присущими им чрезвычайно высокими напорами вод установлены в палеоцен-эоценовом и нижнемеловом водоносных комплексах на Ново-Дмитриевском, Восточно-Северском, Абино-Украинском, Адагумском нефтяных месторождениях. Весьма вы-

сокое давление воды, превышающее $287 \cdot 10^5$Па, отмечено на устье Медведовской скважины, расположенной севернее Краснодара (по Д. И. Рогожину и В. С. Котову).

Для всей водоносной толщи Азово-Кубанского бассейна, в общем, характерно возрастание напоров вод с глубиной, что создает условия для восходящей миграции и разгрузки вод нижележащих горизонтов в вышележащие. Однако на участках, где имеют место гидродинамические аномалии, связанные с уплотнением палеогеновых глин, наиболее высокие напоры отмечены в майкопском и палеоценовом водоносных комплексах. По данным П. К. Ляховича (1965 г.), на некоторых участках Западно-Кубанского прогиба приведенный напор в нижнемеловом водоносном комплексе ниже, чем в палеогеновых.

Все водоносные горизонты в области выходов на поверхность, где происходит инфильтрация, содержат преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, а при более глубокой циркуляции — нередко и минеральные воды. В области стока артезианского бассейна в водоносных горизонтах понтических и надпонтических отложений преобладают гидрокарбонатные воды с минерализацией до 0,5—1 г/л. Лишь на юго-восточной и северо-восточной окраинах бассейна воды эти приобретают сульфатный хлоридный и хлоридный состав и минерализацию до 3—4 г/л. Воды меотических отложений в Индольском бассеине и вдоль полосы выходов этих отложений в Предкавказье пресные, гидрокарбонатные кальциевые, натриевые, а в глубоких частях Западно-Кубанского прогиба — хлоридные натриевые высокой минерализации (до 40—50 г/л).

В сармат-среднемиоценовом водоносном комплексе также наблюдается возрастание минерализации вод от периферии к наиболее погруженным частям бассейна. В водах майкопского комплекса, по А. А. Карцеву и Ф. А. Гришину, возрастают минерализация и содержание хлора по мере удаления от зон инфильтрации в районе Нефтегорска. Однако в районе распространения гидродинамической аномалии (Ново-Дмитриевская площадь) минерализация вод заметно уменьшается.

Общей особенностью вод подмайкопского этажа является их средняя и высокая минерализация в области стока артезианского бассейна и проникновение вод пониженной минерализации от Адыгейского выступа далеко к северо-западу вдоль Каневско-Березанского вала. Эта полоса вод пониженной минерализации, наличие которой отмечено многими исследователями (В. С. Котов, Г. М. Сухарев, М. В. Мирошников и др.), связана с условиями относительно большей проницаемости пород.

Наиболее детально изучена гидрохимическая обстановка альбского водоносного горизонта, для которого В. С. Котов выделяет следующие зоны: гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией до 1 г/л, гидрокарбонатных натриевых вод (до 6 г/л), хлоридных гидрокарбонатно-натриевых вод (10—22 г/л), хлоридных натриевых вод с повышенным содержанием кальция (минерализация 50—80 г/л). Зоны эти чередуются от области питания к северу, причем хлоридные гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией около 20 г/л характерны для полосы Каневско-Березанского вала.

Более древним горизонтам мезозойской толщи в юго-восточной части бассейна присуща аналогичная гидрохимическая зональность, однако возрастание минерализации по мере удаления от области питания происходит более резко, чем для альбского горизонта. Характерный состав подмайкопских комплексов выражается следующими формулами (по материалам Краснодарского филиала ВНИИнефть):

палеоцен-эоценовый комплекс (площадь Холмская, скв. 60)

$$M_{14}\frac{Cl\,70\ HCO_3\,26}{Na\,98};$$

верхнемеловой комплекс (площадь Краснополянская, скв. 1)

$$M_{37}\frac{Cl\,99}{Na\,87\ Ca\,10};$$

нижнемеловой комплекс (площадь Новопокровская, скв. 1)

$$M_{54}\frac{Cl\,99}{Na\,90\ Ca\,8}.$$

Большой интерес представляют крепкие рассолы, выведенные скважинами из галогенной толщи титона западнее г. Лабинска. Минерализация их достигает 420 г/л, состав хлоридный кальциево-магниево-натриевый (Ярославская площадь, скв. 11):

$$M_{415}\frac{Cl\,100}{Ca\,42\ Mg\,33\ Na\,25}.$$

Для большинства районов Азово-Кубанского артезианского бассейна вертикальная гидрохимическая зональность определяется возрастанием минерализации и степени метаморфизации вод с глубиной. Инверсия гидрохимического разреза наблюдается в южных и юго-западных частях Западно-Кубанского прогиба, где воды среднемиоценовых и палеоцен-эоценовых отложений имеют меньшую минерализацию, чем воды сарматского горизонта (С. А. Сухарев, М. В. Мирошников, 1963 г.).

Зона активного водообмена распространяется в надмайкопском водоносном этаже на глубину до 300—400 м. В палеогеновых и мезозойских отложениях условия активного водообмена имеют место только в области их выхода на поверхность, а в юго-восточной части бассейна — и в узкой полосе, окаймляющей с севера эту область.

Индольский артезианский бассейн третьего порядка по гидрогеологическим условиям близок к Западно-Крымскому бассейну, однако сток вод в Индольском бассейне направлен к Азовскому морю, где, очевидно, происходит разгрузка.

Северо-восточную часть Керченского полуострова и Таманский полуостров занимает Керченско-Таманская система малых артезианских бассейнов. К ней относятся небольшие мульды, выполненные неогеновыми отложениями. Меотический водоносный горизонт, распространенный в этих мульдах, является важным источником водоснабжения г. Керчи и прилегающих районов. В Керченско-Таманской зоне находятся многочисленные грязевые вулканы, представляющие собой своеобразные очаги разгрузки глубинных флюидов.

Егорлыкский и Невинномысский артезианские бассейны расположены на западных склонах Ставропольского свода в синклиналях, выполненных неогеновыми отложениями. Согласно С. А. Шагоянцу (1959 г.), в Егорлыкском бассейне основной водоносный горизонт — понтический, в Невинномысском — среднемиоценовый. Эти водоносные горизонты имеют большое практическое значение. Поток вод в Невинномысском бассейне направлен к западу, в Егорлыкском бассейне — к северу и западу.

Газы, растворенные в подземных водах зоны активного водообмена, преимущественно воздушного происхождения. Воды глубоких горизонтов содержат газы углеводородного состава, нередко обогащенные азотом (до 33%) и углекислотой (до 39%). Повышенное содержание

углекислоты, характерное для наиболее глубоких и высокотемпературных зон, В. Н. Корценштейн связывает с миграцией ее из больших глубин по предполагаемым разломам, а В. С. Котов и В. Г. Ермолаев — с термометаморфическими процессами. Подобные процессы при температуре 150° С и выше могут обеспечить накопление значительных количеств CO_2 (Киссин, Пахомов, 1967).

Изучению геотермических условий Азово-Кубанского бассейна посвящены работы многих исследователей. По данным В. С. Котова и В. Н. Матвиенко, наиболее высокие температуры составляют: на глубинах 2000 м — 115° С, 3000 м — 148° С, 5000 м (предположительно) — 184° С. На различных гипсометрических горизонтах температурные максимумы приурочены к Адыгейскому выступу и южной части Восточно-Кубанской впадины. В северных районах бассейна температуры существенно снижаются. Минимальные средние значения геотермической ступени 25,3 м/° С характерны для майкопской толщи.

Восточно-Предкавказский артезианский бассейн (II—2д)

Грунтовые воды. Грунтовые воды содержатся в четвертичных, а в районе Ставропольского свода — в неогеновых и палеогеновых отложениях. В четвертичных отложениях наиболее водоносны горизонты в делювиально-эоловых суглинках, хвалынских и хазарских песчано-глинистых отложениях и в аллювии рек. Глубина залегания грунтовых вод зависит главным образом от рельефа местности; минимальные глубины (до 3—5 м) наблюдаются в долинах рек и в прикаспийских районах. Глубина возрастает к водоразделам до 20 м и более. Дебит колодцев и скважин изменяется в широких пределах. Так, например, слабоводоносен песчано-глинистый аллювий степных рек, а песчано-галечные отложения рек в предгорьях и горных районах отличаются значительной водообильностью. Дебиты колодцев в суглинках определяются сотыми и десятыми долями литра в секунду.

Питание грунтовых вод осуществляется преимущественно за счет атмосферных осадков, а в аллювиальных горизонтах верховьев рек — и за счет речных вод. На некоторых участках грунтовые воды получают дополнительное питание посредством подтока напорных вод. Сток грунтовых вод подчинен уклону рельефа, он направлен к эрозионной сети, рекам и Каспийскому морю. В полупустынной Прикаспийской низменности высокая испаряемость грунтовых вод является важным фактором их разгрузки.

Минерализация грунтовых вод, в общем, возрастает в северо-восточном и восточном направлениях. Высокую минерализацию имеют грунтовые воды в делювии, развитом на майкопских и сарматских глинах. Воды песчано-галечного аллювия обычно пресные, гидрокарбонатные кальциевые и сульфатные кальциевые, а в песчано-глинистом аллювии — повышенной минерализации и пестрого состава. В Прикаспийских степях минерализация грунтовых вод возрастает до 10 и даже 50—100 г/л. На Черных землях широко распространены линзы пресных и солоноватых вод, «плавающие» на соленых водах, приуроченные к депрессиям эоловых форм рельефа. Воды этих линз играют важную роль в местном водоснабжении. Минерализация их в верхней части линз обычно не более 1,5 г/л (по В. И. Дудкину).

На крайнем юго-востоке бассейна, в пределах Кусаро-Дивичинской предгорной равнины, грунтовые воды содержатся в галечниках плиоцена, эоловых и современных морских отложениях. Глубина залегания грунтовых вод уменьшается от верхних частей конусов выноса рек к Каспийскому морю. В северо-западной части равнины воды преиму-

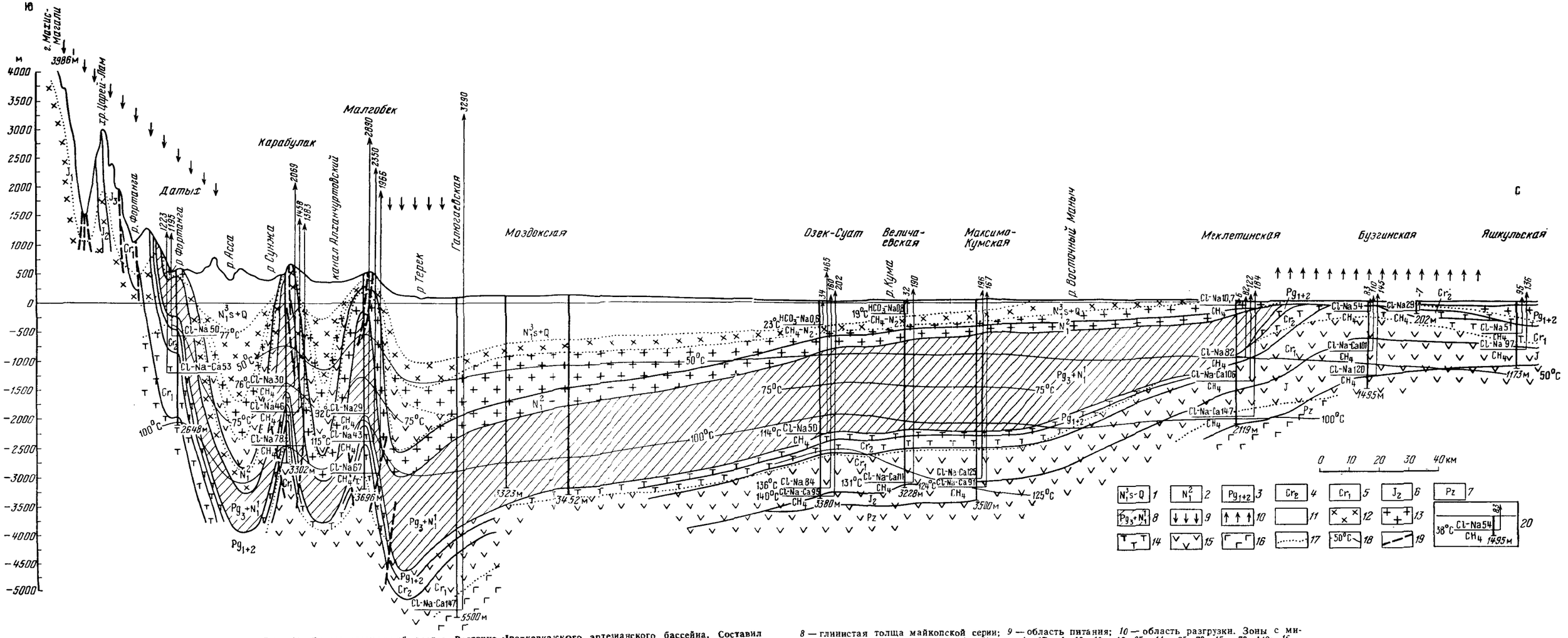


Рис. 41. Гидрогеологический разрез Восточно-Предкавказского артезианского бассейна. Составил И. Г. Киссин.

Водоносные комплексы: *1* — сармат, постплиоценовый, преимущественно песчано-глинистая толща с водоупорными глинами нижнего сармата в основании; *2* — среднемиоценовый, песчано-глинистые отложения; *3* — палеоцен-эоценовый, мергели, песчаники, алевролиты, глины; *4* — верхнемеловой, известняки; *5* — нижнемеловой, переслаивание песчаников, алевролитов и глин; *6* — среднеюрский, песчаниково-глинистая толща; *7* — палеозойский, метаморфические породы. Региональный водоупор; *8* — глинистая толща майкопской серии; *9* — область питания; *10* — область разгрузки. Зоны с минерализацией подземных вод, г/л: *11* — до 1; *12* — 1—10; *13* — 10—35; *14* — 35—70; *15* — 70—140; *16* — свыше 140; *17* — границы распространения вод с различной минерализацией; *18* — изотермы; *19* — тектонические нарушения; *20* — буровая скважина (обобщенные данные). Цифры обозначают: слева — температура воды, в числителе — состав и минерализация воды в г/л; в знаменателе — основной компонент газового состава; справа — вверху — абсолютная отметка пьезометрического напора, внизу — глубина забоя, м

щественно пресные, к юго-востоку минерализация их резко возрастает (по М. М. Мамедъярову).

Напорные воды. Как и другие артезианские бассейны Предкавказья и Крыма, Восточно-Предкавказский бассейн имеет асимметричное строение — крутое южное и пологое северное крылья (рис. 41). В мезо-кайнозойских отложениях Восточно-Предкавказского бассейна еще более четко, чем в Азово-Кубанском бассейне, выделяются два водоносных этажа, между которыми расположена глинистая майкопская толща. Мощность майкопского водоупора на большей части бассейна превышает 1 км, а в центральных его районах достигает 1,5—1,6 км.

Надмайкопский водоносный этаж, сложенный преимущественно песчано-глинистыми породами, имеет наиболее значительную мощность в Терско-Каспийском прогибе (2—4 км). На Ставропольском своде и в зоне вала Карпинского мощность его от 0 до 300 м. Наиболее выдержанным водоупором в надмайкопском водоносном этаже является глинистая толща нижнего сармата (С. А. Сухарев, М. В. Мирошников, 1963 г.), поэтому водоносные горизонты этажа могут быть объединены в два комплекса — среднемиоценовый и сармат-постплиоценовый. Последний включает водоносные горизонты от верхнесарматского до древнекаспийского. К песчано-алевролитовым слоям майкопской серии приурочен одноименный водоносный комплекс.

Подмайкопский водоносный этаж содержит водоносные комплексы: палеоцен-эоценовый, верхнемеловой, верхнеюрско-нижнемеловой, среднеюрский, палеозойский. Они представлены алевролито-глинистыми, карбонатными и метаморфизованными (палеозой) породами. Основные водоупоры подмайкопского этажа — глины среднего и верхнего альба и глины батского яруса; менее выдержанные водоупорные слои содержатся в палеоцене и местами в нижней юре. Водоносность палеозойского фундамента изучена недостаточно, породы фундамента имеют низкую пористость и проницаемость, их обводненность обусловлена лишь наличием трещин.

Дебит самоизливающих скважин из водоносных горизонтов плиоценовых и постплиоценовых отложений Терско-Кумского бассейна, являющихся главным источником водоснабжения, изменяется от долей до 30—40 л/с и в среднем составляет около 2 л/с (по В. В. Лисовину). Скважины, вскрывающие водоносные горизонты подмайкопского этажа, чаще всего имеют производительность 0,1—0,5 л/с. Однако из верхнемеловых известняков на Черногорской моноклинали (Датых) и в Дагестане (Берикей) были получены дебиты скважин до 460—800 л/с (по Г. М. Сухареву). Надо полагать, что высокая проницаемость в кровле верхнемеловой толщи этих районов связана с закарстованностью или зонами тектонического дробления (И. Г. Киссин, 1964 г.).

Области современной инфильтрации и формирования напора вод надмайкопских горизонтов (С. А. Шагоянц, 1959 г.; Г. М. Сухарев, М. В. Мирошников, 1963 г. и др.) приурочены к выходам этих горизонтов на северных склонах и в предгорьях Кавказского хребта и на восточных склонах Ставропольского свода. Кроме того, их питание происходит за счет вод песчано-галечниковых отложений наклонных равнин и древних долин Терека, Сулака, Кумы, а также за счет вод глубоких горизонтов на северо-востоке бассейна. В полосе выходов неогеновых отложений в предгорьях известны многочисленные источники.

Поток вод в надмайкопских отложениях направлен на северо-восток к Каспийскому морю, где происходит их разгрузка. Согласно С. А. Шагоянцу, основным механизмом, обеспечивающим разгрузку вод, является их восходящая миграция через слабопроницаемые слои. В пределах Прикаспийской низменности артезианские воды, поступающие в гори-

зонты грунтовых вод, частично восполняют потери последних на испарение. Большое значение имеет искусственная разгрузка вод сармат-постплиоценового комплекса, широко используемых для водоснабжения.

Воды донеогеновых отложений в центральных районах Восточно-Предкавказского бассейна циркулируют на значительных глубинах — до 3—5 км и более. Области инфильтрационного питания и создания напоров палеогеновых и мезозойских водоносных комплексов располо-

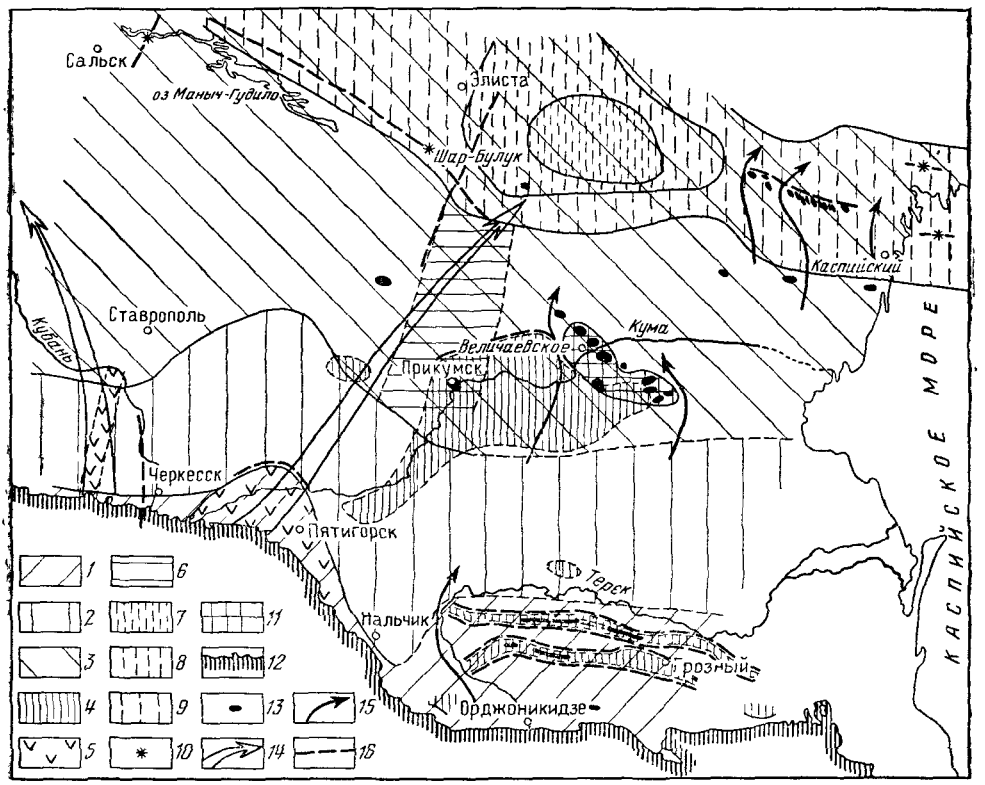


Рис. 42. Гидродинамическая схема мезозойских водоносных комплексов Восточно-Предкавказского бассейна. По И. Г. Киссину, 1964.

Зоны: *1* — высоких напоров; *2* — резкого снижения напоров; *3* — постепенного снижения напоров, *4* — гидродинамических аномалий, *5* — район сравнительно хорошей проточности мезозойских отложений; *6* — полоса несколько повышенной проточности нижнемеловых отложений. Зоны разгрузки. *7* — сравнительно интенсивной; *8* — облегченной; *9* — слабой; *10* — локальной; *11* — искусственной; *12* — северная граница области питания мезозойских водоносных комплексов; *13* — нефтяные и газовые залежи в мезозойских отложениях, *14* — генеральные направления движения подземных вод; *15* — пути движения подземных вод в обход наиболее крупных препятствий; *16* — тектонические нарушения, установленные по гидрогеологическим данным

жены на северных склонах Кавказа, причем гипсометрический уровень их более высокий для более древних комплексов. Так, на моноклинали Черных гор (Чечено-Ингушетия) абсолютные отметки выходов в среднем составляют: для майкопских отложений 800 м, для верхнемеловых 1200 м, для нижнемеловых 1400 м. Общее направление движения потока в водоносных комплексах донеогеновых отложений к северо-северо-востоку (рис. 42), а в Дагестанском и Кусарском артезианских бассейнах — в восток-северо-восточном направлении. Движение вод хадумских отложений на Ставропольском своде направлено с запада, со стороны Азово-Кубанского бассейна, в центральной части свода поток поворачивает к северу (В. Н. Корценштейн, 1960 г.). В нижнемеловом водоносном комплексе бассейна выделяются зоны высоких напоров, резкого снижения напоров, постепенного снижения напоров. Менее четко эти

зоны выражены для верхнемелового и палеоцен-эоценового комплексов (И. Г. Киссин, 1964 г.).

Гидродинамическая зональность для всех водоносных комплексов подмайкопского этажа имеет общие черты, что указывает на наличие гидравлической связи между ними. Средняя скорость движения вод нижнемелового комплекса оценивается величиной 0,3 м/год (И. Г. Киссин, 1964 г.). В области стока и разгрузки артезианского бассейна чаще всего наблюдается увеличение приведенных напоров вод донеогеновых отложений с глубиной. Однако нередки случаи иных соотношений напоров — равенства их или уменьшения с глубиной, что характерно для зон гидродинамических аномалий. Соотношение напоров разных горизонтов определяет направление вертикальной миграции вод через слабопроницаемые слои.

В водоносных горизонтах донеогеновых отложений открытая разгрузка происходит на северных склонах Кавказского хребта, где известны многочисленные источники. Скрытая разгрузка довольно широко распространена в виде восходящей миграции воды на участках повышенной проницаемости кровли водоносных горизонтов и по тектоническим нарушениям. Основная область разгрузки мезозойских водоносных комплексов расположена в пределах вала Карпинского, где глины майкопской серии выклиниваются или имеют малую мощность, а мезозойские отложения залегают неглубоко (см. рис. 41). Важную роль в разгрузке играют и тектонические нарушения. По интенсивности скрытой разгрузки выделены три зоны: сравнительно интенсивной разгрузки, облегченной разгрузки, слабой разгрузки (см. рис. 42). В зонах скрытой разгрузки воды мезозойских комплексов поступают в неглубоко залегающие неоген-четвертичные горизонты, дренируемые Каспийским морем. В районах интенсивной эксплуатации нефтяных и газовых месторождений заметную роль играет искусственная разгрузка.

Влияние многочисленных тектонических нарушений на гидродинамическую обстановку определяется масштабами, ориентировкой и проницаемостью зон нарушений, некоторые из них являются путями циркуляции вод или экранами (В. Н. Корценштейн, 1960 г.; И. Г. Киссин, 1964 г.). В пределах Восточно-Предкавказского артезианского бассейна выделены три зоны и несколько участков гидродинамических аномалий, которые распространены в майкопском, палеоцен-эоценовом, верхнемеловом и верхнеюрско-нижнемеловом водоносных комплексах. Известные участки аномалий занимают территорию свыше 9000 км^2, а с учетом районов, где возможно наличие аномалий, общая площадь их распространения составит около 20 000 км^2 (И. Г. Киссин, 1967 г.). Исключительно высокие напоры вод, достигающие абсолютных отметок 3000—4500 м, установлены в Терском и Сунженском антиклинориях.

В области инфильтрационного питания на северных склонах Кавказского хребта распространены преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые воды. Здесь встречаются и минеральные воды повышенной минерализации. В областях стока и разгрузки пресные воды широко распространены лишь в верхней части надмайкопской толщи. По данным С. А. Шагоянца и других исследователей, воды древнекаспийского, апшеронского и акчагыльского горизонтов в Терско-Кумском междуречье имеют минерализацию до 0,5—1 г/л. Минерализация их начинает существенно возрастать несколько севернее р. Кумы и к востоку от г. Кизляра. Пресные воды имеют состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый, сульфатный натриевый. По мере повышения минерализации они обогащаются хлоридами натрия. Подобная тенденция изменения минерализации и состава вод наблюдается и в водоносных

горизонтах верхнего и среднего миоцена. Однако в этих горизонтах нарастание минерализации происходит более резко, а зона пресных вод ограничена узкой полосой вдоль выходов отложений на поверхность.

Водоносные комплексы донеогеновых отложений за пределами областей питания и района Минераловодского выступа содержат минерализованные воды хлоридного натриевого и хлоридного натриево-кальциевого типов. Минерализация этих вод увеличивается в северо-северо-восточном направлении, достигая максимума в восточной части вала Карпинского и в районе Озек-Суатской зоны поднятий. Характерный состав вод следующий (И. Г. Киссин, 1964 г.):

майкопский комплекс, Прасковейская площадь, скв. 9

$$M_{30}\,\frac{\mathrm{Cl}\,99}{\mathrm{Na}\,95\ \mathrm{Ca}\,3};$$

верхнемеловой комплекс, Серноводская площадь, скв. 10

$$M_{42}\,\frac{\mathrm{Cl}\,97\ \mathrm{SO_4}\,2}{\mathrm{Na}\,92\ \mathrm{Ca}\,6};$$

верхнеюрско-нижнемеловой комплекс, Ики-Бурульская площадь, скв. 1

$$M_{82}\,\frac{\mathrm{Cl}\,99}{\mathrm{Na}\,88\ \mathrm{Ca}\,8\ \mathrm{Mg}\,3};$$

среднеюрский комплекс, Колодезная площадь, скв. 13

$$M_{107}\,\frac{\mathrm{Cl}\,100}{\mathrm{Na}\,84\ \mathrm{Ca}\,15}.$$

Всем водоносным комплексам подмайкопского этажа присущи общие черты гидрохимической зональности, которая определяется изменением в направлении движения вод не только их минерализации, но также состава и степени метаморфизации. Так, в верхнеюрско-нижнемеловом комплексе значения коэффициента $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$ снижаются по мере удаления от области питания, достигая минимума (0,75—0,80) в Озек-Суатской зоне поднятий.

Для большей части артезианского бассейна отмечено увеличение минерализации вод донеогеновых отложений с глубиной. Однако на Минераловодческом выступе и Ставропольском своде часто наблюдаются и иные типы вертикальной гидрохимической зональности — снижение минерализации с глубиной или ее постоянство на определенных участках разреза. Подобная инверсия связана с гидродинамической обстановкой тех или иных водоносных горизонтов — повышенной их проницаемостью и проточностью.

Гидрогеологические структуры третьего порядка, входящие в Восточно-Предкавказский бассейн, имеют определенные особенности, кратко охарактеризованные ниже.

Артезианский склон Минераловодского выступа, где находятся крупные месторождения минеральных вод и известные курорты, изучен достаточно детально многими исследователями. Приподнятое положение Минераловодского выступа, который рассечен зонами дробления северо-северо-восточного простирания, близость обширных областей современной инфильтрации и наличие естественных очагов разгрузки обеспечили достаточно интенсивный водообмен. Формированию различных типов минеральных вод способствовали сложная и многообразная гидрогеохимическая обстановка, высокая насыщенность вод углекислотой, влияние таких факторов, как магматические проявления Эльбруса и лакколитов Пятигорья, с которыми связаны выделение углекислоты и

высокие геотермические градиенты, участие вод морского генезиса, смешение вод разных горизонтов и т. д.

Терско-Кумский артезианский бассейн представляет собой крупную водонапорную систему в миоцен-плиоценовых и древнекаспийских отложениях (С. А. Шагоянц, 1959 г.). Он содержит мощные водоносные горизонты, являющиеся единственным источником водоснабжения обширных засушливых районов Восточного Предкавказья.

Алханчуртский и Сунженский артезианские бассейны содержат ряд водоносных горизонтов в неогеновой толще. Наибольший интерес представляют караганский и чокракский горизонты, с которыми связаны нефтяные воды и месторождения сероводородных минеральных вод.

Особенностью напорных вод мезо-кайнозойских отложений Дагестанского и Кусарского бассейнов являются высокие гидравлические градиенты и сравнительно короткие пути транзита в континентальной части бассейнов. Поток вод направлен к Каспийскому морю, где и происходит скрытая разгрузка глубоких горизонтов. Гравийно-галечниковые и песчаные неоген-четвертичные отложения Кусарского бассейна содержат ряд мощных водоносных горизонтов, которые используются для водоснабжения г. Баку.

Растворенные газы подземных вод артезианского бассейна в областях питания преимущественно воздушного происхождения (азот), а минеральные воды зон глубокой циркуляции чаще всего содержат углекислоту. В областях стока и разгрузки воды донеогеновых отложений и нижних горизонтов надмайкопской толщи содержат углеводородные газы, нередко обогащенные углекислотой и азотом (В. Н. Корценштейн, 1960, 1964 гг.). Повышенное содержание углекислоты (до 30—50%) в водах среднеюрского и верхнеюрско-нижнемелового комплексов наиболее высокотемпературного района Восточного Предкавказья в среднем течении р. Кумы, очевидно, связано с генерацией CO_2 в водоносных пластах.

Восточно-Предкавказский артезианский бассейн отличается исключительно высокими температурами недр. Максимальные температуры на различных глубинах составляют (Киссин, 1964):

Глубина, м	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	375
Температура, °С	55,6	90,9	109,5	127,6	147,7	159,7	169,8	175

Наибольшие температуры на всех гипсометрических горизонтах приурочены к полосе, которая протягивается в широтном направлении от района г. Армавира на западе до поселков Артезиана и Каспийского на востоке (рис. 43). Величины частных значений геотермической ступени равны (м/°С): для отложений среднего и верхнего миоцена 12,1—36.0, майкопа 11,1—36,0, палеоцен-эоцена 21,3—46,8, верхнего мела 26,4—45,9, нижнего мела 28,0—57,0.

Причины высокой напряженности теплового поля в Восточном и Центральном Предкавказье связаны с глубинным строением этого региона и протекающими на глубине тепловыми процессами. Значения теплового потока для различных районов Восточного и Центрального Предкавказья в южной части эпигерцинской платформы изменяются от $1{,}20 \cdot 10^{-6}$ до $2{,}15 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с, причем максимальная величина относится к району г. Прикумска. По определениям А. С. Джамаловой, тепловой поток в районах Терско-Каспийского краевого прогиба, принадлежащих к Дагестанскому артезианскому бассейну, изменяется в пределах $0{,}65 \cdot 10^{-6}$—$1{,}05 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с. Средние значения теплового потока для районов платформы (по И. Г. Киссину) составляют 1,57×

$\times 10^{-6}$ кал/см^2·с, а для районов краевого прогиба (по А. С. Джамаловой) равны $0{,}85 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с.

Сравнение этих величин позволяет предполагать, что наиболее интенсивные тепловые процессы развивались не в геосинклинальных структурах краевых прогибов, а в примыкающих к ним частях платформы. Об этом свидетельствует также приуроченность максимальных

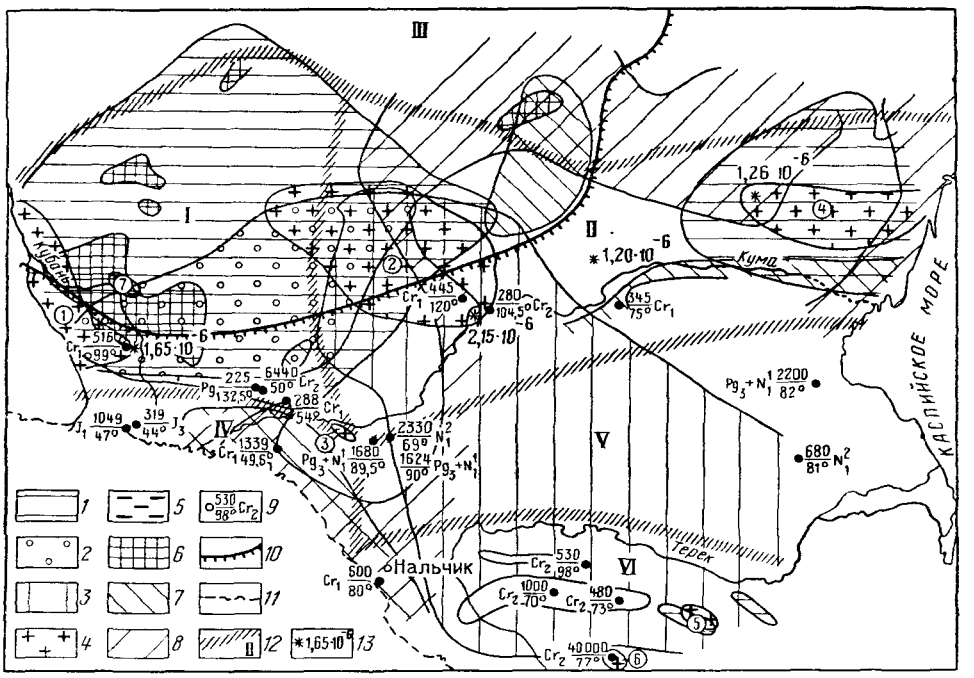


Рис. 43. Геотермическая карта Восточного и Центрального Предкавказья. Составили И. Г. Киссин и Е. А. Казницев, 1962.

1 — область минимальных (менее 800 м) глубин геоизотермической поверхности 50° С; *2* — область минимальных (менее 1600 м) глубин изотермической поверхности 100° С; *3* — область распространения температур более 125° С, ниже кровли меловых отложений; *4* — зоны температурных максимумов; *5* — зоны температурных минимумов; *6* — зоны пониженных геотермических ступеней (менее 14 м/°С) в майкопских отложениях; *7* — зоны пониженных геотермических ступеней (менее 25 м/°С) в плиоцен-эоценовых отложениях; *8* — зоны пониженных геотермических ступеней (менее 32 м/°С) в верхнемеловых отложениях; *9* — скважины, давшие термальную воду: в числителе — дебит, м^3/сут, в знаменателе — температура воды на устье, °С, справа — возраст водовмещающих пород; *10* — северная граница распространения самоизливающихся термальных вод в донеогеновых отложениях; *11* — южная граница бассейна термальных вод; *12* — границы геотермических районов и их номера; *13* — величина теплового потока кал/см^2·с и место его определения

температурных градиентов к периферийным зонам платформы в Восточном и Западном Предкавказье, во Внешней зоне Предкарпатского прогиба, а также в Крыму.

Сложная система бассейнов подземных вод Малого Кавказа (II—2з)

В пределах Малого Кавказа широко распространены различные разновидности трещинных и порово-трещинных вод, которые циркулируют в лавовых покровах и коре выветривания вулканогенно-осадочных, интрузивных и осадочных образований. Поровые воды приурочены к делювиальным, пролювиальным и аллювиальным отложениям.

Лавовые покровы вулканических нагорий сильно трещиноваты и местами имеют высокую пористость, которая в шлаковых конусах достигает 25—50% (по А. А. Тер-Мартиросяну). Мощные потоки подземных вод лавовых покровов образуются на контакте с подстилающими водо-

упорными породами, а также в древних руслах рек. Дебит наиболее крупных источников достигает 1000—2000 л/с. С лавовыми покровами связан ряд вулканогенных супербассейнов, самые значительные из которых Ахалкалакский, Гегамский, Варденисский, Арагацский, Карабахский. Широкое развитие вулканогенных супербассейнов является характерной чертой гидрогеологии Малого Кавказа.

В лавовых покровах Ахалкалакского нагорья (рис. 44) выделяют водоносные горизонты в среднечетвертично-верхнеплиоценовых дацито-базальтовых лавах и верхнеплиоценовых андезито-дацитовых лавах. В Ахалкалакском и Эрушетском нагорьях водоносны также нижнеплиоцен-миоценовые вулканогенно-континентальные отложения, среди которых лавы андезитов и андезит-дацитов более водообильны, чем туфы и туфопесчаники.

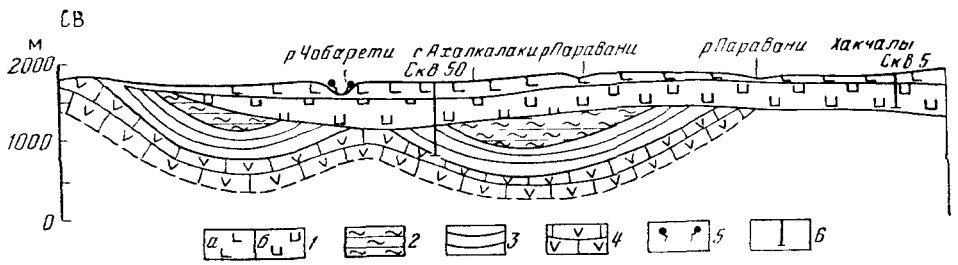


Рис. 44. Схематический гидрогеологический разрез Ахалкалакского лавового нагорья. Составил Т. П. Лазарашвили.

1 — водоносный горизонт лавовых покровов: а — среднечетвертично-верхнеплиоценовых дацито-базальтовых лав; б — верхнеплиоценовых андезито-дацитовых лав; *2* — водоупорные образования верхнего эоцена; *3* — водоносный горизонт вулканогенных образований среднего эоцена; *4* — водоносный горизонт вулканогенно-осадочных образований верхнего мела; *5* — родники; *6* — скважины

Грунтовые воды четвертичных рыхлообломочных отложений (аллювиальных, делювиально-пролювиальных) распространены на склонах гор и в долинах рек. Дебит источников обычно от 0,1 до 1 л/с. Высокую водообильность имеют подрусловые потоки. Источниками питания грунтовых вод служат инфильтрация атмосферных осадков и талых вод, конденсация паров, а в долинах — также инфильтрация из каналов и поливных земель.

Карстовые воды связаны с карбонатными породами мезозоя и палеозоя, которые распространены преимущественно в Сомхет-Кафанской и Даралагезской зонах, где с ними связаны крупные источники. Например, дебит источников у пос. Арарат 30—50 л/с (Л. Н. Барабанов, 1961 г.). Источники, приуроченные к трещиноватой зоне выветривания вулканогенно-осадочных и интрузивных пород, имеют дебит от 0,01 до 1 л/с. Отмечается, что дебит источников увеличивается с абсолютной высотой местности, что объясняется увеличением количества атмосферных осадков.

Среди грунтовых вод преобладают пресные гидрокарбонатные кальциевые. Воды лавовых покровов наименее минерализованные, часто 0,1—0,2 г/л. Температура и минерализация вод лавовых покровов уменьшаются с высотой (по М. П. Казакову и А. А. Тер-Мартиросяну). Несколько повышенную минерализацию имеют карстовые воды. В долине р. Аракса наряду с пресными встречаются солоноватые и соленые грунтовые воды.

Напорные воды Малого Кавказа связаны с артезианскими бассейнами межгорных впадин, а также с системами тектонических трещин. Преобладающая часть территории Малого Кавказа, за исключением северо-западных районов, относится к бассейну Каспийского моря. Основные направления подземного стока контролируются речными систе-

мами Куры и Аракса. Извилистые очертания горных цепей, наличие многочисленных межгорных впадин и вулканических конусов — вся эта сложная морфоструктура Малого Кавказа наряду с интенсивной тектонической нарушенностью определяет сложность гидродинамической обстановки и отличие ее от гидродинамической обстановки Большого Кавказа, где преобладают четко выраженные линейные структуры.

Водоносные комплексы приурочены к песчано-глинистым озерно-речным четвертичным отложениям, вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена, карбонатной толще верхнего мела. Верхнемеловой водоносный комплекс широко распространен в Ардинском и некоторых других артезианских бассейнах. В Аджаро-Триалетской складчатой зоне к данному комплексу относится Боржомское месторождение минеральных вод, приуроченных к трещинам, рассекающим толщи известняков и известковистых мергелей, перекрытых флишем.

В отдельных районах водоносны песчано-глинистые и карбонатные отложения сармата и миоцена, верхнеюрские известняки и терригенно-карбонатные породы палеозоя; относительными водоупорами служат слабопроницаемые породы миоцена, олигоцена и эоцена, метаморфизованная толща нижней юры и нижнепалеозойские кристаллические породы. В Аджаро-Триалетской складчатой зоне водоупорами являются флишевые отложения нижнего эоцена — палеоцена и мергельно-песчанистая толща верхнего эоцена (по И. М. Буачидзе).

По степени водообильности А. А. Тер-Мартиросян разделяет горные породы Малого Кавказа на пять групп — от весьма слабоводообильных (с модулем подземного стока менее 0,1 л/с с 1 км^2 и дебитом родников не выше 0,5 л/с) до сильноводообильных (с модулем подземного стока, превышающим 5 л/с с 1 км^2, и дебитом родников более 10 л/с). К наиболее водообильным относятся лавы вулканических нагорий, низкой водообильностью отличаются породы докембрия и нижнего палеозоя, вулканогенно-осадочная и флишевая толщи палеогена, вулканогенные породы юры и девона.

Важная роль в питании подземных вод Малого Кавказа принадлежит плиоцен-четвертичным лавовым покровам, обладающим хорошими коллекторскими свойствами — они поглощают значительную часть атмосферных осадков. Очагами разгрузки служат многочисленные источники, расположенные на участках, где эрозионная сеть вскрывает антиклинальные складки, вдоль линий тектонических разломов и на контакте интрузий.

Л. Н. Барабанов (1961 г.) выделяет в пределах Малого Кавказа три гидродинамические зоны: верхнюю с интенсивной циркуляцией и непостоянным режимом вод, к которой относятся грунтовые воды; среднюю — зону замедленной циркуляции (артезианские воды гипсометрически приподнятых краевых частей бассейнов) и нижнюю зону относительно застойных вод, водообмен в которой происходит весьма медленно. Общий подземный сток определен им для верхней зоны — 172 м^3/с; средней — 0,7 м^3/с и нижней — 0,1 м^3/с.

Среди артезианских вод Малого Кавказа преобладают воды невысокой минерализации (до 3 г/л). По данным А. А. Тер-Мартиросяна, в пределах Армении воды 222 источников имеют минерализацию до 3 г/л, а 98 источников — 3—10 г/л.

Согласно Л. Н. Барабанову (1961), провинция вод преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 3 г/л занимают Сомхето-Карабахский антиклинорий и краевые части артезианских бассейнов Армении. Так, вода источника Котуристису имеет состав (по М. А. Кашкаю):

$$M_{1,3}\frac{HCO_3\,80\ SO_4\,20}{Ca\,77\ Mg\,22}.$$

Провинция гидрокарбонатных кальциево-натриевых и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод с минерализацией до 5 г/л охватывает широкой полосой первую провинцию. Типичный состав вод — источник Бадамлы (А. А. Флоренский):

$$M_{4,2}\frac{HCO_3\,73\ Cl\,20}{Na\,51\ Ca\,35\ Mg\,13}.$$

Здесь встречаются и воды с минерализацией до 20—37 г/л и выше, связанные с выщелачиванием соленосных пород.

К провинции гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 8 г/л относятся центральные части артезианских бассейнов, примыкающих к Армянскому вулканическому нагорью. Например, вода из скв. 7А Нижн. Истису имеет состав (по В. Т. Кедровой):

$$M_{5,1}\frac{HCO_3\,60\ SO_4\,22\ Cl\,17}{Na\,84}.$$

В Аджаро-Триалетской складчатой зоне (И. М. Буачидзе, 1962 г.) встречаются различные типы вод — гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные.

В пределах Малого Кавказа выделена группа артезианских бассейнов (структуры третьего порядка). Приведем в качестве примера лишь некоторые из них.

Тбилисский артезианский бассейн расположен в восточной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Основными водоносными комплексами являются вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена, с которой связаны тбилисские термальные источники, и карбонатная толща верхнего мела.

Ереванский артезианский бассейн приурочен к одноименному прогибу, выполненному меловыми и третичными отложениями. С выходами разданской песчано-глинистой свиты связаны углекислые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые источники (Арзни и др.). На состав вод этого бассейна влияют соленосные породы среднего миоцена.

Приараксинский артезианский бассейн располагается в пределах Араксинской межгорной впадины, основной водоносный горизонт приурочен к девонским известнякам, которые наиболее водообильны в зонах тектонических нарушений. У ст. Арарат известны выходы крупных источников, изливающих углекислую воду гидрокарбонатного кальциевого состава.

По газовому составу среди артезианских вод Малого Кавказа преобладают углекислые, а в краевых частях мегантиклинория — азотно-углекислые. В восточных районах Аджаро-Триалетской складчатой зоны (Тбилисский артезианский бассейн) растворенные газы представлены метаном и сероводородом, а в западных районах — азотом и сероводородом (И. М. Буачидзе, 1962 г.).

Геотермические условия Малого Кавказа изучены слабо. По данным немногочисленных измерений глубинных температур геотермическая ступень в Ереванском и Севанском прогибах изменяется от 28 до 40 м/°С (по Л. Н. Барабанову). На участках выходов термальных вод величина ступени резко сокращается. По материалам А. Л. Ананяна, в районе геотермической аномалии Джермука температура на глубине 200 м достигает 49,5° С, а на глубине 642 м 62,9° С. Согласно Л. Н. Барабанову (1961 г.), из 220 групп минеральных источников 190 относятся к холодным (до 20° С), 24 — к теплым (20—37° С) и 6 — к горячим (37—64° С).

Куринский артезианский бассейн (II—2ж)

Грунтовые воды. Грунтовые воды содержатся преимущественно в четвертичных отложениях различного возраста и генезиса. Преобладающую роль играют валунно-галечниковые толщи конусов выноса горных рек и временных потоков, пески, супеси и суглинки аллювиально-пролювиального, делювиального и эолового происхождения; в приморской полосе грунтовые воды развиты в песчано-глинистых, местами с галечниками, морских отложениях. В пределах Кобыстана и Апшеронского полуострова грунтовые воды сплошного распространения не имеют.

Грунтовые воды в предгорьях и в верхних частях конусов выноса залегают на больших глубинах (до 50—100 м и более) и неглубоко — в долинах рек и у морского побережья. Преобладающие глубины залегания грунтовых вод в Куринской впадине 1—3 м, на Апшеронском полуострове 5—20 м, на Ленкоранской низменности 1—5 м.

Водообильность горизонтов грунтовых вод изменяется в зависимости от фильтрационных свойств пород в широких пределах. Очень высокие коэффициенты фильтрации (до 60—100 м/сут) имеют валунно-галечниковые отложения верховьев конусов выноса Алазань-Агричайской долины; для водовмещающих пород Ширванской степи величина коэффициента изменяется от 0,03 до 3,0 м/сут.

Источниками питания грунтовых вод служат инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод, конденсация водяных паров, местами поступление напорных вод. Разгрузка грунтовых вод осуществляется путем их дренажа реками, озерами и морем, вследствие испарения, транспирации, а также в искусственных водозаборах — кяризах, колодцах и скважинах. На склонах грунтовые воды разгружаются в источниках, а на равнине — местами образуют заболоченные участки.

Сток грунтовых вод направлен от предгорий к центру Кура-Араксинской низменности и вдоль р. Куры к Каспийскому морю (рис. 45). В предгорьях уклоны зеркала грунтовых вод максимальные, а в центральной части низменности незначительные. На обширной площади Кура-Араксинской низменности, очерченной нулевой отметкой рельефа, горизонтальная составляющая движения грунтовых вод имеет очень низкую величину, а преобладающее направление имеет вертикальное, восходящее движение вод (Роговская, Эфендиева, 1966). Малая мощность относительного водоупора, разделяющего грунтовые воды и первый напорный горизонт, а также небольшое превышение пьезометрической поверхности этого горизонта над уровнем грунтовых вод в центральной части низменности указывают на разгрузку напорных вод в грунтовые.

Гидрохимические условия грунтовых вод очень сложны и разнообразны. На территории бассейна встречаются грунтовые воды от пресных с минерализацией 0,05—0,1 г/л до рассолов с минерализацией до 100 г/л и более, образовавшиеся в условиях континентального засоления. Общей закономерностью является возрастание минерализации по мере увеличения пути движения вод.

Низкую минерализацию (до 0,5 г/л) и гидрокарбонатный кальциевый состав имеют воды в верхних частях конусов выноса. Минерализация грунтовых вод в северо-восточных и центральных районах Кура-Араксинской низменности достигает 50 г/л главным образом под влиянием испарительной концентрации. По мере возрастания минерализации изменяется и состав грунтовых вод в сторону повышения содержания сульфатов, хлоридов, ионов натрия и магния (см. рис. 45).

Напорные воды. Региональным водоупором является майкопская серия, представленная преимущественно глинами (мощность серии в центральных частях впадины достигает 3 км и уменьшается к бортам) и разделяющая толщу мезо-кайнозойских отложений Куринского артезианского бассейна на два водоносных этажа.

В четвертичных отложениях Кура-Араксинской низменности известно несколько напорных водоносных горизонтов, сложенных галечниками, песками, суглинками и супесями, которые переслаиваются с глинами. Отсутствие выдержанных водоупоров между этими горизонтами

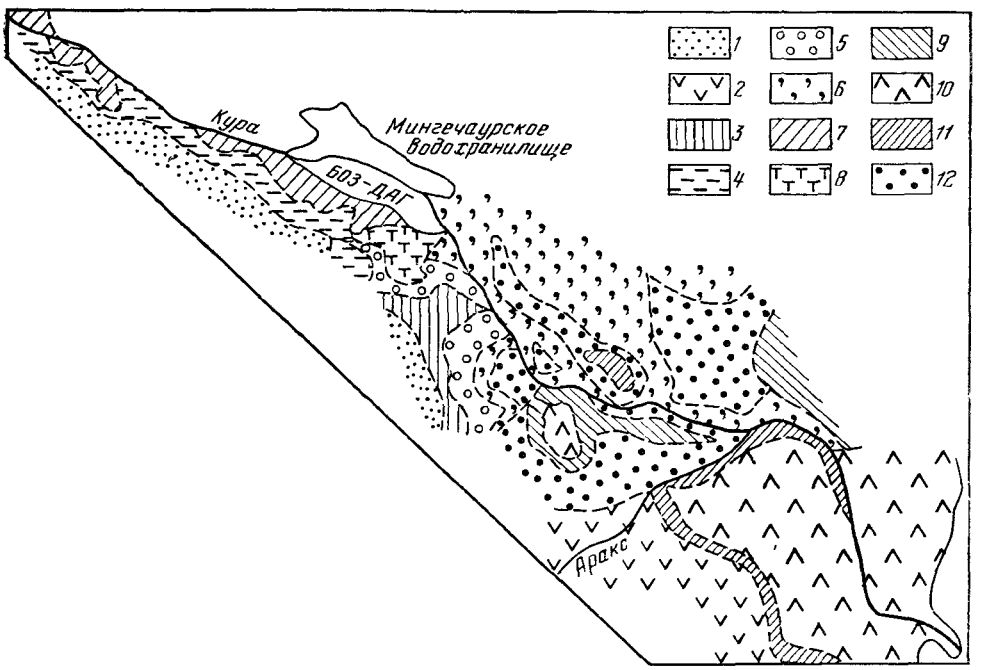


Рис. 45. Схематическая карта химического состава и минерализации грунтовых вод Куринской депрессии («Гидрогеология СССР», т. 12, М., «Недра», 1969).

Районы с различной величиной минерализации и типом химического состава грунтовых вод. Химический состав и минерализация грунтовых вод, г/л: *1* — гидрокарбонатный кальциевый; от 0,5 до 0,7, *2* — гидрокарбонатный сульфатный натриево-магниевый; от 0,7 до 2; *3* — гидрокарбонатный натриевый; от 0,5 до 1; *4* — гидрокарбонатный натриево-кальциевый; от 0,7 до 1; *5* — сульфатно-гидрокарбонатный натриево-магниевый; от 1 до 3; *6* — сульфатный натриево-магниевый; от 1 до 20 (от 1 до 2 — в Ширванской степи, от 3 до 20 — в Карабахской степи); *7* — сульфатный натриево-кальциевый от 1 до 4; *8* — сульфатно-хлоридный натриевый; от 4 до 40; *9* — хлоридный натриево-магниевый; от 2 до 140 (от 50 до 100 — в Мильской степи, от 10 до 100 — в Мугано-Сальянской степи, от 2 до 140 — в Юго-Восточной Ширвани); *10* — хлоридно-сульфатный натриевый; от 2 до 10; *11* — хлоридно-сульфатный натриево-магниевый; от 20 до 100 (20—100 — в Кировабад-Казахском массиве, от 20 до 50 — в Мугано-Сальянской степи, от 55 до 100 — в Ширванской степи), *12* — сульфатно-хлоридный натриево-магниевый; от 2 до 100 (от 20 до 100 — в Карабахской степи, от 2 до 20 — в Мильской степи, от 20 до 55 — в Ширванской степи)

позволяет рассматривать их как единую водонапорную систему. Удельные дебиты скважин для первого напорного горизонта составляют 0,1—0,3 л/с, для второго — 0,05—4,14 л/с, для третьего — 0,01—2,74 л/с. Местами наблюдается самоизлив. В западных частях Куринского артезианского бассейна мощные водоносные горизонты связаны с аллювием Куры и Арагвы в Карталинской впадине, с отложениями конусов выноса в Алазан-Агричайской депрессии (кварельский водоносный горизонт, по И. М. Буачидзе).

От областей питания, расположенных в прибортовых частях Куринской впадины, водоносные горизонты погружаются к центру, в этом же

направлении снижаются и пьезометрические уровни, причем максимальные градиенты напора отмечены близ областей питания, а в центре впадины градиенты незначительные. Основной путь разгрузки напорных вод четвертичных отложений — их миграция в грунтовые горизонты; движение вод в сторону Каспийского моря, видимо, играет меньшую роль.

По химическому составу воды четвертичных отложений на западе бассейна, а также в Карабахской и Мильской степях преимущественно пресные гидрокарбонатного кальциевого или сложного ионного состава. Минерализация вод и содержание натрия возрастают по направлению движения потока. В восточных частях Кура-Араксинской низменности встречаются воды повышенной минерализации, которая достигает местами 50—60 г/л. Состав их хлоридный натриевый, сульфатный натриевый и сульфатно-хлоридный натриево-магниевый. С глубиной минерализация вод здесь понижается, что соответствует их восходящему движению. В прибортовых частях Куринской впадины мощность зоны пресных вод около 300 м. Ширина ее у южного борта впадины до 45 км, у северного 5—7 км.

Водоносность апшеронских и акчагыльских отложений изучена недостаточно. К этим отложениям, представленным известняками, ракушечниками и песчано-глинистыми породами, приурочено несколько водоносных горизонтов. Пьезометрические уровни вод апшеронских и акчагыльских горизонтов снижаются от южного борта Куринской впадины к ее центральной части.

Воды апшеронских и акчагыльских отложений в западных районах бассейна имеют невысокую минерализацию (в Карабахской степи 0,5—1,9 г/л). В юго-восточной части Ширванской степи распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией 13—118 г/л. С глубиной минерализация их повышается. В Кобыстано-Апшеронской области встречаются воды от пресных до высокоминерализованных (90 г/л). Воды продуктивной толщи плиоцена, которая представлена глинами с пачками алеврито-песчанистых пород, охарактеризованы по отдельным нефтяным месторождениям, где подземные воды изучались попутно с разведкой нефти и как сырье для иодо-бромной промышленности. На месторождениях Нефтечалы и Хиллы условно выделены 18 водоносных горизонтов, приуроченных к пачкам алевритов и песчаников. Этот водоносный комплекс имеет региональное распространение, но условия его залегания очень сложны в связи со сложной тектоникой и раздробленностью территории на отдельные блоки. Все водоносные горизонты обладают высокими напорами, увеличивающимися с глубиной. До начала эксплуатации нефтяных месторождений, связанных с этими отложениями, пьезометрические уровни устанавливались выше дневной поверхности; в настоящее время гидродинамический режим нарушен.

Степень минерализации подземных вод продуктивной толщи увеличивается с северо-запада на юго-восток и юг и уменьшается с глубиной. Гидрохимический разрез продуктивной толщи резко делится на две части: верхнюю, содержащую воду с минерализацией 80—200 г/л, и нижнюю, для которой характерна минерализация воды от 10—15 до 70 г/л. В верхних свитах толщи (сураханской и сабунической) распространены жесткие высокоминерализованные воды. Типичный их состав:

$$M_{158}\,\frac{Cl\,99}{Na\,78\ Mg\,12\ Ca\,10}.$$

В нижних частях продуктивной толщи воды щелочные, они имеют минерализацию до 20—30 г/л, обогащены гидрокарбонатами, иодом и бромом. Состав их определяется формулой

$$M_{17}\frac{Cl\,67\ HCO_3\,33}{Na\,68}.$$

Граница между этими типами вод в разных районах проходит по различным стратиграфическим горизонтам. Аналогичная гидрохимическая инверсия наблюдается в продуктивной толще Нижне-Куринской нефтеносной области (Нефтечала).

Глинистая толща майкопа содержит мощные песчанистые пачки, с которыми связаны водоносные горизонты. Дебит скважин из майкопских отложений обычно до 1—2 л/с, но в Кировабадской области отдельные скважины дают до 3,5—6 л/с, а на площади Казанбулак отмечаются дебиты от 3,8 до 25 л/с. Пьезометрические уровни вод майкопских горизонтов снижаются по направлению к Каспийскому морю. Так, в районе Кировабада абсолютная отметка уровня 250 м, а в Агджабеды 42 м.

Воды майкопских отложений Кобыстана и Кировабадской области минерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. Подобный состав имеют воды майкопской толщи Восточной Грузии (Норио, Патардзеули). Гидрохимические особенности вод подмайкопского этажа изучены плохо.

Общее направление стока подземных вод Куринского бассейна — к центру впадины и к Каспийскому морю, которое служит региональным базисом разгрузки. Одиако эти особенности динамики четко проявляются лишь для неглубоких водоносных горизонтов, а более древние горизонты в центральных и восточных районах бассейна, очевидно, не подчиняются простой схеме инфильтрационной водонапорной системы.

В восточных, северо-восточных и западных районах бассейна известно множество грязевых вулканов, через которые осуществляется частичная разгрузка вод глубоких горизонтов.

Расположенные в западной и северной частях Куринского бассейна артезианские бассейны третьего порядка содержат ряд водоносных горизонтов, из которых наиболее изучены плиоцен-четвертичные, широко используемые для водоснабжения. Так, в Алазанском артезианском бассейне к отложениям плиоцена приурочены гурджаанский, телавский и кварельский водоносные горизонты (по И. М. Буачидзе).

В пределах Талышской артезианской зоны, по В. М. Ваидову, в горных районах водоносны туфогенно-осадочные породы палеоцена и эоцена, песчаники и известняки миоцена. Хазарские и хвалынские отложения Ленкоранской низменности содержат напорные воды.

Газовый состав вод. Зональность газового состава подземных вод Куринского артезианского бассейна выражена достаточно четко. В юго-западиой краевой полосе бассейна, вдоль Малого Кавказа, распространены углекислые подземные воды. Минеральные воды Талышской зоны содержат азотные и сероводородные газы. В пределах Куринской впадины и на Апшеронском полуострове подземные воды содержат газы преимущественно углеводородного состава. Углеводородные газы с небольшим количеством углекислоты характерны для грязевых вулканов.

Геотермические условия наиболее изучены в Апшеронской нефтеносной области. По данным Ш. Ф. Мехтиева и др., среднеарифметические значения температур для разных районов полуострова составляют: на глубине 1000 м — 40,9—42,6° С; на глубине 1500 м — 50,6—52,0° С. на глубине 2000 м — 60,2—62,9° С. С глубиной геотермическая ступень возрастает от 20—35 м/° С в интервале 250—500 м до 45—75 м/° С в интервале 2000—2500 м.

М. А. Кашкай и С. А. Алиев (1963 г.) определили следующие средние значения геотермической ступени для нефтяных месторождений: Апшеронской области 21—33 м/°С, Прикуринской области 29—30 м/°С, Кировабадской области 18 м/°С. Согласно М. А. Кашкаю, в центральных частях Кура-Араксинской низменности температура по подошве апшеронского яруса превышает 100°С.

Восточно-Черноморский артезианский бассейн (II—2е)

Грунтовые воды. Грунтовые воды распространены главным образом в аллювиальных и пролювиальных песчано-галечниковых отложениях, элювии коренных пород, в морских и болотных отложениях (Кол-

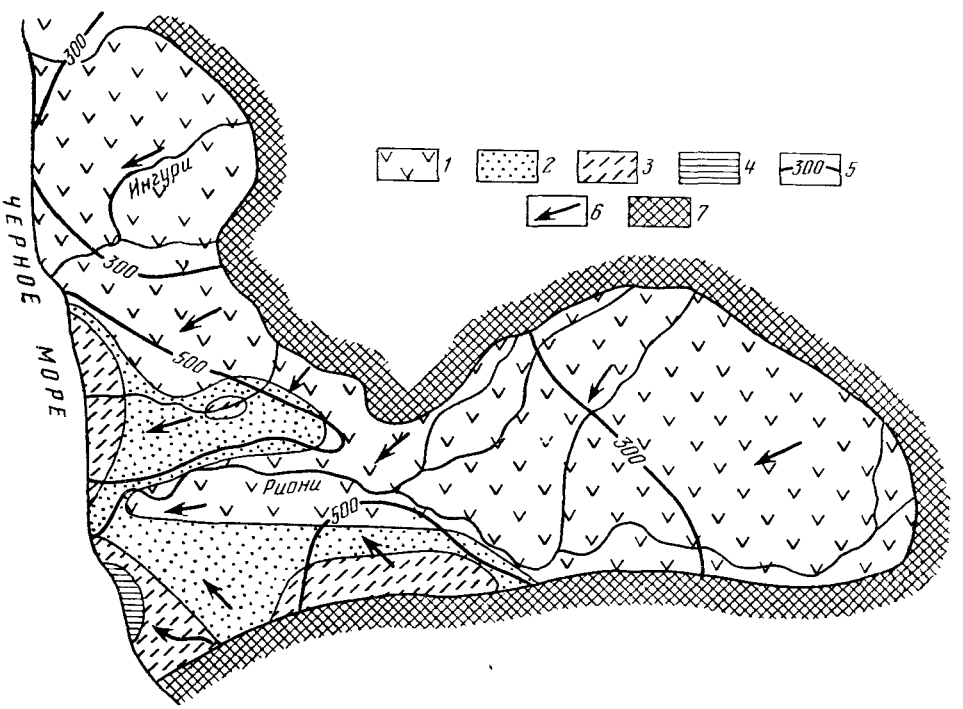


Рис. 46. Схематическая карта химического состава подземных вод четвертичных отложений Колхидской низменности. Составил Л. А. Харатишвили.

Преимущественный состав вод: *1* — гидрокарбонатный кальциевый натриевый; *2* — гидрокарбонатный натриево-кальциевый и натриевый; *3* — гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый; *4* — хлоридный кальциевый; *5* — изолинии минерализации вод, мг/л; *6* — направление движения подземных вод; *7* — выходы дочетвертичных пород

хидская низменность). Наибольшей водообильностью отличается песчано-галечниковый аллювий. Грунтовые воды коренных пород связаны преимущественно с трещинами выветривания. В карбонатных толщах заключены карстовые воды.

Глубина залегания грунтовых вод изменяется в значительных пределах: на междуречье Кудепста—Мзымта она достигает 10—15 м. Высокий уровень вод наблюдается в Колхидской низменности. Значительное количество атмосферных осадков обеспечивает обильное питание.

Сток грунтовых вод направлен к долинам рек и Черному морю (рис. 46). Разгрузка их осуществляется через многочисленные источники, а в районах неглубокого залегания путем испарения. В долине Арагви аллювиальный водоносный горизонт имеет коэффициент фильтрации 100—150 м/сут и используется для водоснабжения г. Тбилиси.

По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые с минерализацией 0,3—0,5 г/л. На восточной окраине бассейна, в трещиноватой зоне выветривания кристаллических пород Дзирульского массива встречаются гидрокарбонатные натриевые воды (по И. М. Буачидзе).

Напорные воды. В отличие от других крупных артезианских бассейнов Кавказа в Восточно-Черноморском бассейне глинистая майкопская серия не имеет повсеместного распространения и толща мезо-кайнозойских отложений не может быть четко разделена на два водоносных этажа. Хотя песчано-глинистые отложения майкопа местами достигают мощности 500—1000 м, они не могут рассматриваться как регионально выдержанный водоупор.

Основные водоносные горизонты связаны с четвертичными песчано-галечниковыми отложениями, песчано-глинистыми породами и конгломератами миоцена и плиоцена, карбонатными отложениями палеогена, верхнего и нижнего мела и верхней юры. Водоупорами служат глины майкопской серии, глины и мергели апта, альба и местами сеномана, песчано-глинистые отложения верхней юры и вулканогенная толща байоса (по И. М. Буачидзе). Все эти водоупоры относительные и местами в связи с литологической изменчивостью или трещиноватостью водоносны.

Мощные водоносные слои в песчано-гравелистых отложениях мэотиса вскрыты буровыми скважинами в Колхидской низменности. В известняках и мергелистых известняках палеогена и верхнего мела распространены карстовые, трещинно-карстовые и трещинно-пластовые воды. Дебит скважин, дренирующих этот водоносный горизонт, в Сухуми и Накалакеви 0,2—5 л/с.

Наиболее высокой водоносностью отличаются трещинно-карстовые воды нижнемеловых известняков. Водообильность известняков определяется развитием тектонической трещиноватости и закарстованностью. Дебит некоторых самоизливающих скважин в Колхиде достигает 100 л/с. В Сухуми скважина глубиной около 2 км дала из нижнемеловых отложений приток горячей воды свыше 20 л/с. Дебит скважин из песчано-галечниковых четвертичных отложений при самоизливе изменяется от 0,5 до 15 л/с.

Водоносные горизонты Колхидского бассейна погружаются к центральной части впадины. Здесь воды нижнемеловых отложений вскрыты на глубине 2,5—3 км. Основная область современной инфильтрации и создания напора располагается на юго-западных склонах Большого Кавказа и обрамляющих его предгорьях, где мезозойские отложения обнажаются на абсолютных высотах до 1,5—2,5 км и более (рис. 47). Внутренними областями питания являются обнажающиеся антиклинальные структуры, иногда они служат очагами разгрузки. Значительное количество осадков, интенсивная трещиноватость и кавернозность карбонатных пород благоприятствуют усиленной инфильтрации. Воды четвертичных отложений Колхидской низменности получают питание и с юга — со стороны Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

Открытая разгрузка подземных вод происходит через многочисленные источники в области выходов на поверхность водоносных горизонтов. Термальные источники располагаются на южных и юго-западных крыльях некоторых артезианских бассейнов третьего порядка. Так, вдоль южной окраины Мегрельского артезианского бассейна протягивается термальная линия Накалакеви — Цаиши (И. М. Буачидзе, С. С. Чихелидзе, 1963 г.), где к вскрытым эрозией брахиантиклиналям приурочены выходы теплых источников из эоценовых и верхнемеловых отложений. Очагом разгрузки являются и известные термы Цхалтубо.

Однако открытая разгрузка не истощает весь подземный поток, и он продолжает движение к Черному морю, где происходит субаквальная разгрузка по тектоническим нарушениям.

Воды напорных горизонтов четвертичных отложений пресные, гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые; широко используются для водоснабжения.

В миоцен-плиоценовых отложениях юго-западной части бассейна в неглубоких горизонтах встречаются пресные, а в глубоких минерализованные хлоридные натриевые воды, нередко с повышенным содержанием кальция. Воды верхнемеловых и палеогеновых отложений в краевых частях бассейна пресные, гидрокарбонатные; с погружением на глубину эти воды приобретают хлоридный натриевый состав и минерализацию 12—16 г/л и выше (Сухуми, Менджи и др.).

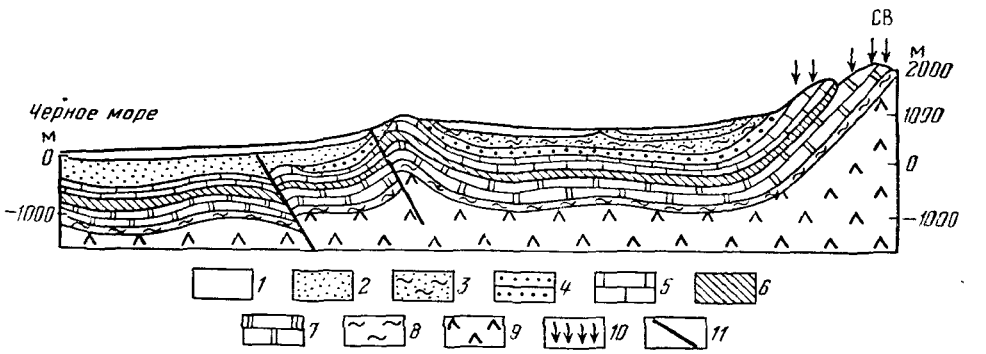


Рис. 47. Схематический гидрогеологический разрез Колхидской низменности. Составил И. М. Буачидзе.

1 — водоносный комплекс средне- и нижнечетвертичных аллювиальных отложений; *2* — водоносный горизонт понтических и мэотических отложений; *3* — спорадически обводненные породы сармата; *4* — водоупорные отложения нижнего миоцена и олигоцена; *5* — водоносный горизонт карбонатных отложений палеогена и верхнего мела; *6* — водоупорные отложения альб-апта; *7* — водоносный горизонт карбонатных отложений нижнего мела; *8* — водоупорные отложения титон-кимериджа; *9* — водоносный комплекс вулканогенных отложений байоса; *10* — область питания меловых горизонтов; *11* — тектонические нарушения

В нижнемеловых известняках широко распространены воды с минерализацией до 1—2 г/л, гидрокарбонатные и сульфатные натриево-кальциевые. Так, вода из скважины вблизи Сухуми (по С. С. Чихелидзе и И. М. Буачидзе) имеет состав:

$$M_{1,3}\frac{SO_4\,42\ Cl\,34\ HCO_3\,24}{Na\,78\ Ca\,14}.$$

В Бзыбском, Кодорском и Мегрельском бассейнах такие воды встречаются на глубине до 2—2,5 км, но глубже их минерализация возрастает. В центральных частях Колхидского и Арагвинского бассейнов минерализация вод нижнемеловых известняков достигает 15—20 г/л, а местами 100 г/л и более, состав хлоридный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый.

Своеобразная гидрохимическая обстановка характеризует воды порфиритовой свиты байоса. В обширной части Западной Грузии встречаются хлоридные кальциево-натриевые и хлоридные кальциевые воды, минерализация которых достигает 257 г/л. Типичный состав вод из скважины Цхункури (по С. С. Чихелидзе):

$$M_{95}\frac{Cl\,99}{Ca\,84\ Na\,15}.$$

Как правило, для артезианского бассейна характерно возрастание минерализации вод с глубиной, однако нередко наблюдается гидрохи-

мическая инверсия — высокоминерализованные воды палеогеновых и верхнемеловых отложений на большой глубине сменяются пресными или маломинерализованными водами нижнемеловой толщи (И. М. Буачидзе, 1962 г.).

Рассмотрим кратко некоторые особенности отдельных артезианских бассейнов третьего порядка, входящих в гидрогеологическую структуру Восточно-Черноморского бассейна.

Новороссийско-Туапсинский артезианский бассейн в своей континентальной части протягивается узкой полосой между осевой зоной Северо-Западного Кавказа и берегом моря. Водоносные горизонты здесь связаны с меловыми и юрскими отложениями. К синклинальным структурам в пределах этого бассейна приурочены небольшие артезианские бассейны (Новороссийский, Геленджикский, Туапсинский).

Сочинский артезианский бассейн приурочен к Сочи-Адлерской депрессии, где основными водоносными горизонтами являются верхнеюрские и меловые известняки, с которыми связаны сероводородные минеральные воды мацестинского типа.

Мегрельский артезианский бассейн занимает одноименный синклинорий (по И. М. Буачидзе). К апт-неокомским известнякам, погружающимся в центральной части бассейна на глубину до 3—3,5 км, приурочен высокодебитный горизонт термальных вод низкой минерализации.

Западно-Грузинский артезианский бассейн является областью распространения преимущественно азотных, сероводородных и метановых газов. Пресные воды в зоне активной циркуляции имеют в своем составе азот воздушного происхождения. Азот служит преобладающим компонентом растворенных газов и многих минеральных вод (Цхалтубо, Цаиши и др.). В северо-западных районах бассейна, особенно в полосе Сочи—Сухуми, встречаются сероводородные воды нередко с метаном. Метаном обычно насыщены хлоридные натриевые и кальциево-натриевые; минерализация высокая.

В пределах Западной Грузии глубинные температуры распределяются следующим образом (по И. М. Буачидзе, Ш. Г. Чихрадзе, Г. М. Сухареву): на глубине 1000 м — 35—49° С, на глубине 2000 м — 60—77° С. Максимальная температура, зафиксированная в Колхидской низменности на глубине 3250 м, равна 104° С; среднее значение геотермической ступени 41,2 м/° С, с глубиной величина ступени заметно сокращается. Ш. Г. Чихрадзе считает, что увеличение геотермической ступени и понижение величины теплового потока с уменьшением глубины объясняется поглощением тепла средой. Это интересное явление, необычное для других бассейнов, возможно, связано с циркуляцией в глубоких горизонтах термальных вод, являющихся дополнительным источником тепла, и охлаждающим влиянием вод четвертичной толщи.

В прибрежных районах наблюдается понижение глубинных температур, что связывают с охлаждающим влиянием моря.

Среднее значение теплового потока в центральной части Колхидской низменности составляет $1{,}38 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с (по Ш. Г. Чихрадзе), а в районе Мацесты — $0{,}82 \cdot 10^{-6}$ кал/см^2·с (по Е. А. Любимовой).

Основные этапы палеогидрогеологического развития и закономерности формирования подземных вод

При рассмотрении условий формирования подземных вод в историческом плане следует особое внимание уделять последним этапам развития гидрогеологической структуры.

Палеогидрогеологическая обстановка неоген-четвертичного времени в областях альпийской складчатости и в молодых платформах играла

очень важную роль в формировании ресурсов, а также химического и газового состава подземных вод.

Карпаты. На трансгрессивных стадиях развития гидрогеологической структуры Украинских Карпат происходили накопление и метаморфизация седиментационных вод. С отступанием моря и воздыманием Карпат началось дренирование и замещение этих вод водами инфильтрационного происхождения (Ткачук, 1955; Романюк, 1963).

На неоген-четвертичном этапе воздымание горных массивов Карпат привело к возникновению высоко приподнятых областей питания. Процесс замещения седиментационных вод инфильтрационными происходил очень медленно из-за слабой проницаемости отложений и экранирующего влияния крупных надвигов. Развитию этого процесса препятствовало погружение Предкарпатского и Закарпатского прогибов, которое сопровождалось выделением значительных масс седиментационных вод из уплотняющихся глинистых толщ. При этом в прогибах возникали весьма высокие давления жидкости, близкие к геостатическому давлению, что исключало поступление туда инфильтрационных вод, мигрирующих под действием гидростатического давления.

Наиболее мощные миоценовые осадки накапливались во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба, что наряду с воздействием интенсивных тектонических напряжений являлось причиной затянувшегося седиментационного водообмена. Проявления седиментационного водообмена в виде гидродинамических аномалий (аномально высоких пластовых давлений) фиксируются в некоторых районах Внутренней зоны и в настоящее время. Можно ожидать, что гидродинамические аномалии будут обнаружены и в глубоких горизонтах Закарпатского артезианского бассейна.

Важная роль в формировании подземных вод Закарпатского бассейна и прилегающих к нему районов складчатой области Карпат принадлежит вулканической деятельности, получившей наибольшее развитие в плиоцене; с ней связывают выделение углекислоты, широко распространенной в подземных водах Закарпатья.

Крым. Особенность рельефа, климата, геологических структур и последних этапов геологического развития обусловили существенные различия гидрогеологических обстановок Горного и Равнинного Крыма. Поднятие Крымских гор, происходившее с конца сарматского времени, сопровождалось развитием эрозионной сети и карстовых явлений и способствовало замещению морских вод водами инфильтрационными и формированию мощной зоны свободного водообмена в известняковых массивах.

Формирование подземных вод Западно-Крымского артезианского бассейна происходило в условиях чередования морского и континентального режимов. Уплотнение мощной толщи глин майкопской серии сопровождалось выделением седиментационных вод, проникавших как в вышележащие, так и в подстилающие водоносные горизонты. Условия седиментационного водообмена, связанного с уплотнением майкопских глин, местами сохранились до настоящего времени, о чем свидетельствует наличие гидродинамической аномалии в дат-палеоценовом водоносном комплексе на Тарханкутском полуострове. Роль седиментационного водообмена при накоплении неогеновых осадков была незначительной из-за сравнительно небольшой мощности и слабой глинистости неогеновых осадков. Неглубокое залегание в некоторых районах Тарханкутско-Новоселовской зоны меловых отложений, размытая поверхность которых покрыта среднемиоценовыми слоями, указывает на то, что эта структура была приподнята в предсреднемиоценовое время. Видимо, здесь в какой-то мере осуществлялось инфильтрационное питание, и

местная разгрузка вод верхне- и нижнемеловых отложений. С. В. Альбов (1961 г.) указывает на роль континентальных перерывов в формировании подземных вод Равнинного Крыма.

При воздымании Крымских гор возникли области инфильтрационного питания глубоких водоносных горизонтов артезианских бассейнов Равнинного Крыма. Ф. П. Самсонов относит начало современного этапа развития гидрогеологической структуры к концу верхнего плиоцена. Затрудненные условия стока и разгрузки вод подмайкопского этажа, а также проникновение в водоносные горизонты седиментационных вод из уплотняющихся майкопских глин препятствовали интенсивному промыванию этих горизонтов инфильтрационными водами. Поэтому воды глубоких горизонтов следует рассматривать как продукт метаморфизации морских вод и смешения их с водами инфильтрационными.

Кавказ. Развитие современной гидрогеологической структуры Большого Кавказа происходило главным образом с верхнемиоценового времени, когда началось воздымание горной системы. Заключенные в осадочных породах древние седиментационные воды были в основном удалены в процессе диастрофизма и развития современного рельефа и замещены водами инфильтрационными. Воды в слабопроницаемых глинистых и сланцевых толщах формировались при участии древних морских вод и связанного с ними солевого комплекса. Физико-геологические процессы приводили к образованию трещиноватой зоны выветривания. Сложная сеть тектонических трещин в значительной степени определяет пути циркуляции подземных вод.

Уже с конца неогена по мере образования высокогорного рельефа Большого Кавказа устанавливается гидродинамическая обстановка, в общих чертах близкая к современной, определяются северный и южный секторы подземного стока, и складчатые сооружения становятся крупнейшей областью питания прилегающих артезианских бассейнов.

А. А. Карцев и С. Б. Вагин (1962 г.), рассматривая палеогидрогеологические условия Предкавказья, выделили четыре гидрогеологических цикла: юрский, нижнемеловой, верхнемеловой и кайнозойский. Для каждого из них определены условия водообмена — седиментационного (во время трансгрессий) и инфильтрационного (в период регрессии).

Новейший этап развития гидрогеологических структур Предкавказья проходил в условиях формирования крупных краевых прогибов и воздымания горной системы Большого Кавказа. Начало этого этапа относится к верхнему миоцену, когда появилась возможность инфильтрации атмосферных вод в мезозойскую толщу на северных склонах Кавказского хребта (Киссин, 1964). Ставропольское поднятие явилось подземным водоразделом, расчленившим поток вод, двигавшийся с Кавказа, на ветви, направленные к Азовскому и Каспийскому морям. Продвижение инфильтрационных вод — чрезвычайно сложный и медленный процесс, который интенсивнее всего происходил в более проницаемых водоносных горизонтах, на положительных структурах.

Реликтами существовавших ранее седиментационных водонапорных систем являются гидродинамические аномалии, широко распространенные в депрессиях Предкавказья.

Анализ палеогидрогеологической обстановки донеогеновых водоносных комплексов Восточно-Предкавказского бассейна на последнем этапе его развития (верхний миоцен — антропоген) позволил установить, что на формирование вод существенно влияли направление и амплитуда неотектонических движений (Киссин, 1964). Интенсивное погружение Терско-Каспийской впадины сопровождалось выделением значительных масс седиментационных вод. Инфильтрационный водообмен был здесь сведен к минимуму. На Ставропольском своде, который испыты-

вал положительные неотектонические движения, инфильтрационный водообмен протекал более активно. Такие палеогидрогеологические условия наряду с различной гидрогеологической закрытостью недр способствовали формированию в депрессиях значительно более минерализованных и метаморфизованных вод, чем на Ставропольском своде. Аналогичная роль неотектонических движений наблюдается и в Азово-Кубанском артезианском бассейне.

Малый Кавказ. Особенности развития гидрогеологической структуры Малого Кавказа в кайнозойское время были рассмотрены Л. Н. Барабановым (1961 г.), придававшим важное значение в формировании терм орогеническим движениям, магматической и вулканической деятельности. Поднятие Малокавказского мегантиклинория сопровождалось замещением седиментационных вод водами инфильтрационными. Процесс этот происходил неравномерно, и положительные структуры промыты лучше, чем депрессии. Внедрение инфильтрационных вод в Араксинском прогибе началось после отступания понтического морского бассейна.

Новейшая вулканическая активность наложила отпечаток на развитие современной гидрогеологической обстановки Малого Кавказа. Интенсивная гидрогермальная деятельность фиксируется по многочисленным проявлениям метаморфизма горных пород в районах крупных интрузий. Плиоцен-четвертичные вулканические процессы сопровождались изменением горных пород под воздействием термальных вод. При излияниях углекислых терм отлагались травертины. Последние образуются и в настоящее время у минеральных источников Джермука, Анкавана и др.

На фоне воздымания горных массивов Большого и Малого Кавказа и погружения Куринской впадины происходило развитие структуры Куринского артезианского бассейна в неоген-четвертичное время. В горных массивах формируются области инфильтрационного питания и создания напоров. Погружение Куринской впадины неодинаковое в различных частях, местами достигает огромной амплитуды — до 7 км. Оно сопровождалось выделением значительных масс седиментационных вод из уплотняющихся глинистых толщ. Результаты воздействия противоположно направленных процессов инфильтрационного и седиментационного водообмена были различны в разных частях артезианского бассейна. В краевых зонах бассейна, где преобладали положительные неотектонические движения, и в наложенных артезианских бассейнах на западе Куринской впадины, где отрицательные движения имели небольшую амплитуду, преимущественное развитие получил инфильтрационный водообмен, в то время как в центральных и восточных частях впадины преобладал седиментационный водообмен, проявления которого сохранились до настоящего времени.

В Восточно-Черноморском артезианском бассейне, несмотря на то, что в неоген-четвертичное время центральные районы Рионской впадины испытывали довольно значительное погружение, это не повлекло за собой столь большого и длительного выделения седиментационных вод из уплотняющихся глин, как в Куринском бассейне или в артезианских бассейнах Предкавказья. Причины такого различия заключаются в сравнительно небольшой площади зоны интенсивного прогибания, меньшей глинистости пород и довольно благоприятных условиях оттока седиментационных вод в Рионской впадине, что, видимо, исключает в Рионской впадине широкое развитие гидродинамических аномалий.

Системы бассейнов подземных вод горно-складчатых сооружений отличаются по размерам — от небольших (Горный Крым) до обширных (Большой Кавказ). По рельефу можно выделить высокогорные системы бассейнов подземных вод (Большого и Малого Кавказа) и среднегор-

ные (Карпат и Горного Крыма). Особенности рельефа определяют высотную гидрогеологическую зональность и условия поверхностного и подземного стока. С высотой местности увеличивается количество атмосферных осадков, снижаются температуры, изменяется характер растительности. Все это влияет на модули стока, которые обычно возрастают с высотой. Однако в высокогорных районах, в зоне вечных снегов, инфильтрация возможна лишь в летние месяцы, а наличие постоянного ледникового и снегового покрова препятствует развитию экзогенной трещиноватости. Поэтому более благоприятные условия для подземного стока имеют место ниже снеговой линии. Для расчлененного горного рельефа с большими перепадами высот характерны хороший дренаж и значительные скорости движения подземных вод, обилие источников, трансформация поверхностного стока в подземный и подземного в поверхностный. Основными путями движения подземных вод здесь являются трещины выветривания, тектонические трещины и карстовые полости.

Естественные ресурсы подземных вод горно-складчатых сооружений распределяются в зависимости от рельефа, геолого-структурных и климатических условий. Среднегодовые модули подземного стока оцениваются следующими величинами (л/с с 1 км^2): Горные Карпаты — 4—8, верхнеюрский водоносный комплекс Горного Крыма — 5—20, комплекс нижне-среднеюрских терригенных отложений на северном склоне Большого Кавказа — 8, а на южном — 16, вулканические нагорья Малого Кавказа — 5,1. На южном склоне Кавказа выпадает значительно бо́льшее количество осадков, чем на северном, что сказывается на величине подземного стока. М. И. Врублевский (1962 г.) и другие исследователи отмечают существенное различие гидрогеологии северного и южного склонов Большого Кавказа, связанное с особенностями их строения — относительно спокойными моноклинальными структурами северного склона и интенсивной складчатостью, обилием тектонических нарушений и проявлении магматической деятельности на южном склоне. В зоне активного водообмена горных областей формируются пресные или слабоминерализованные воды. Пресные воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава распространены в некоторых районах Карпат, Горного Крыма и Кавказа на глубину до 1000 м и более. Однако на участках, где развиты глинистые или соленосные породы, например, в Карпатах, мощность зоны пресных вод невелика и местами не превышает 100 м. В зоне замедленной циркуляции наблюдается повышение минерализации и возрастание роли хлоридов натрия в подземных водах с глубиной. Так, по данным Ю. И. Шутова (1966), в слабо промытых морских глинистых отложениях Главной гряды Крымских гор встречены хлоридные гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 9 г/л. Еще более высокую минерализацию (до 20—40 г/л) имеют хлоридные натриевые воды, циркулирующие в мелких трещинах глубоких горизонтов сланцевой толщи Большого Кавказа. Концентрированные рассолы в горных массивах встречаются лишь на участках распространения галогенных фаций (Карпаты).

Многими исследователями отмечалась непосредственная связь химических типов вод в зоне замедленной циркуляции с литологическим составом вмещающих пород, что позволило установить соответствующую поясность минеральных вод Кавказа. Градиент возрастания минерализации с глубиной в системах бассейнов подземных вод горно-складчатых сооружений, как правило, значительно ниже, чем в артезианских бассейнах предгорных и межгорных впадин. Характерная для горно-складчатых сооружений вертикальная гидрохимическая зональность может быть нарушена на участках разбития крупных тектониче-

ских нарушений, оказывающих существенное влияние на условия циркуляции подземных вод. Масштабы молодой вулканической деятельности также существенно влияют на условия циркуляции и газовый состав подземных вод. На Малом Кавказе, в центральных районах Большого Кавказа к лавовым покровам приурочены бассейны трещинных и трещинно-поровых вод. Подземные воды глубокой циркуляции обычно насыщены углекислотой. Углекислые воды обладают повышенной химической активностью, что влияет на процесс взаимодействия вод с вмещающими породами. Углекислота преобладает и в газовом составе вод глубокой циркуляции ряда районов Горного Крыма и Карпат, где проявления молодого вулканизма не получили столь широкого развития, как на Кавказе.

Повышенные значения теплового потока, связанные с молодой вулканической деятельностью, также повлияли на формирование подземных вод, так как высокие температуры усиливают выщелачивающую способность подземных вод. Особенно широко распространены термы на Малом Кавказе, в Казбекском и Эльбрусском районах Большого Кавказа.

Условия формирования подземных вод в горно-складчатых сооружениях Большого и Малого Кавказа имеют общие черты, что выражается в широком распространении углекислых вод, наличии многочисленных выходов разнообразных минеральных вод, влиянии молодого вулканизма. Отличия этих условий на Малом Кавказе заключаются в меньшем количестве атмосферных осадков, меньшем значении модуля подземного стока, значительно большей интенсивности вулканической деятельности, широком распространении лавовых покровов, повышенной напряженности теплового поля.

Среди артезианских бассейнов сравнительно малые площади занимают Закарпатский и Предкарпатский бассейны, значительные — Восточно-Предкавказский и Азово-Кубанский бассейны. Выделяются предгорные и межгорные артезианские бассейны. К первым относятся артезианские бассейны Северного Кавказа, Крыма и Карпат. Восточно-Черноморский и Куринский артезианские бассейны, заключенные между Большим и Малым Кавказом, являются межгорными бассейнами. Более мелкие межгорные артезианские бассейны распространены в пределах горно-складчатых областей.

Основные области инфильтрации и формирования напора в артезианских бассейнах расположены в соответствующих горных массивах. Некоторые межгорные бассейны имеют две области питания. Это характерно для Куринского артезианского бассейна.

Для артезианских бассейнов Предкавказья, Крыма, а также Куринского бассейна характерно наличие двух водоносных этажей, разделенных мощной глинистой толщей майкопской серии. Оба этажа содержат главным образом напорные воды. Подмайкопский этаж отличается значительной гидрогеологической закрытостью, весьма замедленным стоком, затрудненной разгрузкой вод. В большинстве артезианских бассейнов имеет место скрытая разгрузка глубоких водоносных горизонтов — в морских акваториях и посредством миграции воды в вышележащие горизонты через слабопроницаемые слои по тектоническим нарушениям. Лишь в Восточно-Черноморском бассейне наблюдается достаточно интенсивная открытая разгрузка. В Куринском артезианском бассейне важными факторами разгрузки подземных вод верхней части надмайкопского этажа служат дренирующее влияние р. Куры, испарение и транспирация. Разгрузка глубоких водоносных горизонтов подмайкопского этажа здесь связана с деятельностью грязевых вулканов, восходящей миграцией глубинных вод по тектоническим нарушениям.

Надо полагать, что разгрузка по разломам происходит и в акватории Каспия, в зоне Апшеронского порога.

На динамику подземных вод существенно влияют литологические особенности и тектоническая нарушенность пород. Это отчетливо проявляется на примере артезианских бассейнов Карпат. В Предкарпатском бассейне, где преобладают глинистые отложения, а тектонические нарушения чаще всего играют роль экранов, условия водообмена более затруднены, чем в Закарпатском бассейне, где содержатся породы с лучшими коллекторскими свойствами, а зоны тектонических нарушений нередко имеют повышенную водообильность.

Несмотря на общность структурного положения Восточно-Черноморского и Куринского артезианских бассейнов, гидрогеологические условия их существенно отличаются. Подземные воды Восточно-Черноморского бассейна характеризуются сравнительно большей динамичностью, что определяется небольшим расстоянием между высоко приподнятыми областями питания и очагами разгрузки, а также хорошими коллекторскими свойствами водовмещающих пород и ограниченным распространением мощных глинистых толщ, в частности глин майкопской серии. Это способствовало развитию преимущественно инфильтрационного водообмена и формированию вод невысокой минерализации. Лишь в редких случаях в глубоко погруженных частях структур встречаются измененные седиментационные воды. И. М. Буачидзе указывает на четко выраженную вертикальную гидрохимическую зональность — смену с глубиной гидрокарбонатных вод на сульфатные и затем хлоридные.

Для современной гидрогеологической обстановки Куринского бассейна характерны весьма затрудненные условия стока и разгрузки подземных вод и исключительное разнообразие степени минерализации и состава подземных вод.

В пределах Азово-Кубанского, Восточно-Предкавказского и Куринского артезианских бассейнов широко распространены гидродинамические аномалии. В Азово-Кубанском бассейне гидродинамические аномалии известны в интервале разреза от понта до нижнего мела (по Б. А. Тхостову, П. К. Ляховичу, Б. М. Яковлеву). Они локализуются преимущественно вдоль южного борта Западно-Кубанской впадины, в Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоне и на Таманском полуострове. Основная причина возникновения аномалий — гравитационное и тектоническое уплотнение глин, прежде всего палеогеновых. Аномалия в глубоких горизонтах меловых отложений (Медведовская площадь), по-видимому, связана с уплотнением мезозойских глин или с эпигенетическими процессами в нижнемеловых коллекторах. Подобное происхождение имеют и гидродинамические аномалии Восточно-Предкавказского бассейна (Киссин, 1967). Водонефтеносные горизонты в зонах аномалий недоступны для вод, движущихся из областей инфильтрационного питания. Таким образом, в зонах аномалий и смежных районах создаются условия практически застойного водного режима, и региональный поток вод, движущихся с юга, обходит эти зоны (см. рис. 42). Анализ истории гидрогеологической структуры Куринского бассейна на последних этапах ее развития и наличие грязевых вулканов указывают на значительное развитие гидродинамических аномалий в центральных и восточных районах бассейна.

В общем для всех рассматриваемых бассейнов характерно более или менее значительное повышение минерализации вод с глубиной и по направлению подземного потока. Эта закономерность нарушается условиями местного водообмена, наличием галогенных толщ, условиями тектоники.

В Западно-Крымском бассейне гидрогеологическая раскрытость водоносных комплексов надмайкопского этажа, наличие двух областей питания и возможность сравнительно интенсивной разгрузки обусловили довольно активную циркуляцию подземных вод. Поэтому на значительной территории Равнинного Крыма в неогеновых водоносных комплексах сформировались пресные и слабоминерализованные воды. В Куринском и Восточно-Предкавказском бассейнах процессы континентального засоления и выщелачивания пород морского генезиса привели к формированию соленых вод в верхних горизонтах районов, удаленных от областей инфильтрационного питания.

Воды подмайкопского этажа в артезианских бассейнах Крыма, Предкавказья и в Куринском бассейне сформировались в результате метаморфизации седиментационных и инфильтрационных вод. Однако соотношение тех и других в различных структурах неодинаково. Роль инфильтрационных вод снижается по мере удаления от областей питания, что определяет зональное повышение минерализации и изменение состава вод. Однако в положительных структурах с более благоприятными условиями стока и инфильтрации минерализация вод понижается, что отмечено в районах Адыгейского выступа и Каневско-Березанского вала (Азово-Кубанский бассейн).

Формирование концентрированных хлоридных натриевых и хлоридных натриево-кальциевых рассолов связано с выщелачиванием галогенных пород. В Предкарпатском и Закарпатском бассейнах это подтверждается весьма высокими значениями хлор-бромного коэффициента — 1000—3000 и более (В. Г. Ткачук, 1955 г.; Н. И. Радько, 1961 г.). В Предкавказье крепкие рассолы (300—400 г/л) обнаружены на участках распространения галогенных толщ титона.

Инверсия гидрохимического разреза наблюдается в Восточно-Черноморском, Куринском и некоторых других артезианских бассейнах. Наличие в ряде районов Восточно-Черноморского бассейна маломинерализованных вод в глубоких горизонтах нижнемеловых отложений, залегающих под верхнемеловыми и палеогеновыми горизонтами, которые содержат воды высокой минерализации, может быть объяснено разной проницаемостью указанных горизонтов и более благоприятными условиями проникновения вод от областей питания в нижнемеловой толще (Г. М. Сухарев, М. В. Мирошников, 1963 г.).

Инверсия гидрохимического разреза в Апшеронской и Нижне-Куринской нефтеносных областях явилась предметом многочисленных исследований, но до сих пор не получила общепризнанного объяснения. А. А. Карцев (1963 г.) полагает, что источником щелочных вод нижних горизонтов продуктивной толщи служили седиментационные воды, отжимаемые из глин при погружении Южно-Каспийской впадины; по мнению Б. И. Султанова, воды глубоких горизонтов продуктивной толщи подвергались дистилляции, а затем в процессе движения к Апшеронскому полуострову метаморфизовались и приобрели хлоридный гидрокарбонатный натриевый состав. Воды верхних горизонтов продуктивной толщи А. А. Карцев и некоторые другие исследователи считают метаморфизованными рассолами инфильтрационного происхождения.

С молодой вулканической деятельностью связано формирование углекислых минеральных вод на Минераловодском выступе, в Закарпатском и других бассейнах. На состав подземных вод наложили отпечаток и древние вулканические проявления. Так, формирование в байосской вулканогенной толще Восточно-Черноморского бассейна хлоридных кальциево-натриевых рассолов А. М. Овчинников, И. М. Буачидзе и другие исследователи связывают с метаморфизацией морских седиментационных вод, а Ю. Н. Пастушенко и Л. Н. Капченко считают, что

хлоридные кальциево-натриевые рассолы образовались в результате взаимодействия хлоридных натриевых вод с породами байосской порфиритовой толщи, сопровождающегося процессами альбитизации, доломитизации, хлоритизации и др. С юрскими эффузивными образованиями связано обогащение кальцием глубинных вод на некоторых участках Восточно-Предкавказского бассейна.

Своеобразная гидрохимическая обстановка имеет место в глубоких высокотемпературных зонах (150—200° С) артезианских бассейнов. Как показали экспериментальные исследования, высокие температуры изменяют и убыстряют процессы взаимодействия вод и пород. В зонах затрудненного и весьма затрудненного водообмена в газовом составе вод преобладает метан. Однако в ряде районов глубинные воды обогащены углекислотой, происхождение которой связано как с магматическими процессами, так и с возможной генерацией ее в условиях повышенных температур при взаимодействии воды и породы, содержащей карбонаты (Киссин, Пахомов, 1967).

Анализ условий формирования подземных вод Карпатской и Крымско-Карпатской гидрогеологических областей позволяет сформулировать некоторые общие выводы.

1. Современная динамика подземных вод указанных структур определяется наличием высоко приподнятых областей питания, а также областей разгрузки, приуроченных к эрозионной сети, крупным депрессиям рельефа и морским бассейнам. Преобладание в геологическом разрезе слабопроницаемых пород и большое количество экранирующих тектонических нарушений затрудняют движение вод (Предкарпатский артезианский бассейн). В низменностях с аридным и полуаридным климатом (Прикаспийская, Кура-Араксинская) испарение и транспирация являются важными факторами разгрузки подземных вод.

2. В Крымско-Кавказской области большинство артезианских бассейнов имеет двухэтажное строение благодаря мощному региональному водоупору — майкопской толще, изолирующей водоносные этажи друг от друга. Неоген-антропогеновый и подмайкопский водоносные этажи резко отличаются по гидродинамической и гидрохимической обстановкам.

3. В структурах, принадлежащих альпийской складчатой зоне и молодой платформе, современные подземные воды сформировались главным образом на последнем, неотектоническом этапе развития (неоген-четвертичный). Этот этап ознаменовался как воздымание крупных горных массивов, что привело к активизации инфильтрационного водообмена, так и накоплением мощных толщ осадков в предгорных прогибах, сопровождавшимся интенсивным седиментационным водообменом, что проявляется в настоящее время в виде гидродинамических аномалий.

4. В артезианских бассейнах современный водообмен, обусловленный воздействием целого ряда факторов, изменяется в широких пределах — от сравнительно интенсивного (Восточно-Черноморский бассейн) до весьма затрудненного (Предкарпатский и Куринский бассейны).

5. В сложных системах бассейнов подземных вод горных массивов четко прослеживается высотная зональность — с высотой увеличивается модуль подземного стока, уменьшается минерализация и температура подземных вод.

6. В соответствии с динамикой подземных вод, особенностями геологического разреза и палеогидрогеологической обстановки в артезианских бассейнах наблюдаются различные типы вертикальной гидрохимической зональности. Постепенное увеличение минерализации с глуби-

ной с градиентом до 10 г/л на 1 км имеет место в большей части Восточно-Черноморского бассейна. Средний градиент роста минерализации (10—40 г/л на 1 км) характерен для областей стока Закарпатского, Западно-Крымского, Азово-Кубанского, Восточно-Предкавказского бассейнов, области разгрузки Восточно-Черноморского бассейна и некоторых районов Куринского бассейна. Высокий градиент роста минерализации (свыше 40 г/л на 1 км) присущ районам развития галогенных фаций (Предкарпатский бассейн) и областям разгрузки некоторых бассейнов, где происходит восходящее движение рассолов из глубоких горизонтов (Восточно-Предкавказский бассейн).

Инверсионный тип гидрохимического разреза — уменьшение минерализации с глубиной — наблюдается в определенных районах большинства артезианских бассейнов и широко распространен в восточной части Куринского бассейна.

7. Под влиянием молодой вулканической деятельности в горных массивах Карпат и Кавказа получили широкое распространение углекислые воды. Формирование подземных вод в глубоких зонах артезианских бассейнов происходило в условиях воздействия высоких температур.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Подземные воды Карпатской и Крымско-Кавказской гидрогеологических областей широко используются в качестве источников водоснабжения и для лечебных целей. Находят также применение термальные и промышленные воды.

В пределах Карпатской области важным источником водоснабжения являются воды аллювиальных отложений. Модули эксплуатационных ресурсов этих вод оцениваются величиной 1—2 л/с с 1 км² в Предкарпатском бассейне, 0,75—4,45 л/с с 1 км² в Закарпатском бассейне, а среднее значение модуля эксплуатационных ресурсов вод горной части Карпат 0,05 л/с с 1 км².

В Украинских Карпатах известны многочисленные месторождения минеральных вод — углекислых, азотных, метановых, сероводородных. Большую бальнеологическую ценность представляют воды типа «Нафтуся» (Трускавец), целебные качества которых определяются комплексом растворенных органических веществ. Высокие температуры недр Закарпатского артезианского бассейна создают перспективы для использования термальных вод. Рассолы из отложений воротыщенской серии (Предкарпатский бассейн) используются для выварки соли. Воды миоценовых отложений содержат высокие концентрации (30—100 мг/л) иода и в случае обнаружения высокодебитных горизонтов могут иметь промышленное значение (В. М. Щепак).

Равнинная часть Крыма бедна водными ресурсами. В горной части Крыма для водоснабжения широко используются воды верхнеюрских известняков, в степной части — водоносные горизонты мэотиса и понта.

В Крыму встречаются минеральные воды разнообразных типов — сероводородные, радиоактивные, азотные. Минеральные воды широко используются в Евпатории и на курорте Саки. Большой интерес представляют имеющие довольно крупные дебиты при сравнительно невысоких температурах термальные воды Крыма.

Очень богаты подземными водами массивы Большого Кавказа. Общий подземный сток на его территории (площадь 126,8 тыс. км²) равен 962,6 м³/с, или 30,3 км³ в год. Большой Кавказ является средоточием многочисленных месторождений разнообразных типов минеральных вод, изучению которых посвящены труды нескольких поколений

гидрогеологов. Широким распространением здесь пользуются углекислые, сероводородные, сульфатные воды, азотные щелочные термы, холодные кислородно-азотные и азотные радоновые воды. В настоящее время используется лишь небольшая часть известных месторождений минеральных вод.

В Азово-Кубанском артезианском бассейне естественные ресурсы водоносных горизонтов неогеновых отложений для южной (основной) области питания равны $9{,}96 \cdot 10^8$ м³ в год, а общий отбор вод из этих горизонтов для водоснабжения достигает 40% естественных ресурсов. Средний модуль подземного стока для Азово-Кубанского бассейна составляет 0,6 л/с с 1 км² (по В. И. Клименко). Здесь находится ряд месторождений минеральных азотных, метановых и сероводородных вод — Ейск, Горячий Ключ, Майкоп и др. Многочисленные сероводородные источники известны на Керченском полуострове, большинство их связано с чокракским водоносным горизонтом. Глубоким бурением в Азово-Кубанском бассейне вскрыты термальные воды, которые могут быть использованы для теплофикации, обогрева теплиц и в лечебных целях. По данным В. С. Котова и В. Н. Матвиенко (1967), в пределах Адыгейского выступа наибольший интерес представляют воды аптских отложений (дебит до 2000 м³/сут, температура на выходе 80—90° С).

В Восточно-Предкавказском артезианском бассейне эксплуатационные ресурсы пресных вод Ставропольского края для площади 92 000 км² до глубин 220—250 м равны 63,4 м³/с (по В. А. Дукмасовой). Эксплуатационные ресурсы вод Кусаро-Дивичинской предгорной равнины составляют 40,3 м³/с.

Наиболее крупные месторождения минеральных вод расположены в районе Кавказских Минеральных Вод. Это пользующиеся широкой известностью углекислые, углекисло-сероводородные и сероводородные воды (Кисловодск, Пятигорск, Ессентуки и др.); кроме них известны месторождения сероводородных минеральных вод (Серноводск, Талги), метановых хлоридных натриевых вод (Нальчик).

Широко распространены в Восточно-Предкавказском бассейне термальные воды. В некоторых районах перегретые воды с температурой более 100° С могут быть встречены уже на глубине 2 км (Киссин, 1964). Наибольшее практическое значение имеют термальные воды среднемиоценового, майкопского, верхне- и нижнемелового комплексов. Дебиты некоторых скважин, вскрывших эти воды, достигают сотен и тысяч кубических метров в сутки, температура воды на устье скважин нередко приближается к 100° С, а в районе г. Прикумска 120° С. В районах Махачкалы и Грозного термальные воды среднемиоценового комплекса используются для теплофикации, горячего водоснабжения, обогрева парников.

В горном массиве Малого Кавказа большое значение для водоснабжения имеют воды лавовых покровов. Л. А. Барабанов (1961 г.) оценивает расход грунтовых вод лавовых покровов величиной 100 м³/с, а весь подземный сток Малого Кавказа (на территории 40 000 км²) — 172,8 м³/с.

Среди многих месторождений углекислых минеральных вод Малого Кавказа нужно отметить такие, как Боржоми, Арзни, Дилижан, Джермук. Повышенные значения геотермического градиента в некоторых районах Малого Кавказа и наличие водообильных горизонтов создают предпосылки к получению в глубоких зонах артезианских бассейнов высокотермальных вод, пригодных для теплофикации.

В Куринском артезианском бассейне общие эксплуатационные ресурсы подземных вод (в пределах Азербайджана) составляют 84 м³/с (по Я. Р. Геокчайскому). Из минеральных вод бассейна наибольшее значение имеют азотные термы Массалы, вблизи Ленкорани, и сероводородно-метановые воды Апшеронского полуострова (Сураханы). Зна-

чительные притоки высокотермальных вод могут быть получены в зонах тектонических нарушений, которые выводят воды с больших глубин. По А. Г. Аскерову и А. Г. Дурмишьяну (1967), дебит таких вод может достигать 2—10 тыс. м³/сут, температура 75—100° С и более, давление на устье 200 кгс/см².

Водоносные горизонты Восточно-Черноморского артезианского бассейна отличаются довольно высокой водообильностью. Естественные ресурсы подземных вод части бассейна, расположенной на территории Грузии (исключая горные районы Большого Кавказа), превышают 113,7 м³/с. Бассейн очень богат минеральными водами. Наибольшей известностью пользуются сероводородные воды Мацесты, радоновые воды Цхалтубо. Сероводородные воды выведены глубокими скважинами в Хосте, Гагре, Сухуми и в некоторых других районах. Термальные воды с температурой 80—85° С и более получены из нижнемеловых отложений (Цаиши, Накалакеви, Квалони). Термальные воды Западной Грузии имеют чаще всего невысокую минерализацию и значительные дебиты, что позволяет очень высоко оценивать перспективы их практического использования. Так, из трех скважин в районе Цаиши — Накалакеви получено в сумме около 3000 м³/сут воды (по И. М. Буачидзе, С. С. Чихелидзе). Наибольшее значение могут иметь термальные воды нижнемеловых отложений.

Помимо упомянутых широко известных месторождений минеральных вод в Карпатах, Крыму и особенно на Кавказе имеются многочисленные минеральные источники, которые пока недостаточно используются. На их базе могут быть созданы новые бальнеологические курорты. Промышленные воды с высоким содержанием иода распространены в ряде районов Краснодарского края, Дагестана и Азербайджана.

Глава 2

КОПЕТДАГСКО-БОЛЬШЕБАЛХАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (IV)

Физико-географические и геологические условия

В описываемой территории выделяются следующие ландшафтно-климатические зоны.

Высокогорная зона (с высотами 1000—3000 м) включает хребты главного антиклинория Копет-Дага, большую часть Передовой цепи, Малый и Большой Балхан. Хребты сложены обнаженными известняками и песчаниками, сильнотрещиноватыми в сводовых частях антиклиналей и вблизи крупных разрывов. Склоны изрезаны глубокими и разветвленными саями и ущельями.

Среднемесячная температура трех зимних месяцев, когда выпадает основная часть осадков, ниже нуля или близка к нему. Среднегодовое количество осадков составляет 250—400 мм.

Высокогорные участки Большого Балхана и Копет-Дага являются основными областями инфильтрации вод в наиболее водообильные водоносные комплексы, а также областями формирования почти всего постоянного поверхностного стока. Там берут начало около 30 горных речек с пресной и солоноватой водой, стекающих на равнину, где их меженный расход целиком используется для орошения. Среднегодовой расход всех речек превышает 50 м^3/с, основное участие в их питании принимают подземные воды. Только реки Теджен и Атрек, а также речки Восточного Копет-Дага и некоторые речки Центрального Копет-Дага получают дополнительное питание за счет талых снеговых вод и дождей. Атрек доносит часть своих паводковых вод в море, остальные речки теряются в песках или полностью используются на орошение.

Зона низкогорий и предгорных возвышенностей (с высотами 150—1000 м) охватывает низкогорья Западного Копет-Дага, пояс предгорных возвышенностей вдоль северо-восточных склонов Копет-Дага, Малого и Большого Балхана и почти всю территорию Горного Бадхыза.

Среднегодовая температура воздуха составляет 10—16° С; количество осадков колеблется от 150 до 250 мм. Весной и летом нередки кратковременные ливни, формирующие паводки.

Ландшафты этой зоны разнообразны и зависят главным образом от геологического строения и рельефа. При пологом падении слоев (Cr_1, N_1) наблюдается холмистый рельеф «адыров», при более крутом — на крыльях складок развиты куэсты, а в зоне развития глинистых пород верхнего мела, палеогена и плиоцена наблюдается мелкорасчлененный рельеф, почти лишенный растительности. Слабая проницаемость распространенных в этой зоне пород препятствует инфильтрации, а густая гидрографическая сеть обеспечивает интенсивный поверхностный сток.

Зона предгорных равнин включает Западно-Туркменскую низменность и Предкопетдагскую равнину (абс. отм. от —28 до +250 м). Климат зоны аридный, среднегодовые температуры воздуха достигают 14—17° С. Количество атмосферных осадков составляет всего лишь 100—150 мм. Ландшафты этой зоны разнообразны. Большие пространства заняты такырами и пухлыми солончаками с участками эоловых песков. У северо-восточных склонов Передовых хребтов прослеживается мощный подгорный пролювиальный шлейф, изрезанный сухими руслами и оврагами.

Территория предгорной равнины и обширные такырные пространства Западно-Туркменской низменности почти ежегодно заливаются ливневыми водами, которые, фильтруясь в рыхлые отложения подгорной равнины, пополняют поток грунтовых вод пролювиальной толщи и образуют в песках по периферии предгорной равнины обширные линзы и горизонты пресных вод.

Участки эоловых барханных и грядовых песков, а также прибрежные (пляжные и дюнные) пески являются очагами инфильтрации и конденсации атмосферных осадков. Здесь происходит дополнительное питание линз пресных и слабосоленых вод.

Общая характеристика рельефа. Западно-Туркменская низменность занята такырами, солончаками, грядовыми и барханными песками, среди которых местами поднимаются небольшие возвышенности и сопки грязевых вулканов. На севере и северо-востоке среди солончака Келькер возвышается платообразная вершина горы НебитДаг (45 м); восточнее — горы Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли с высотными отметками до 100—134 м. Поверхность равнины изрезана руслами временных потоков, стекающих с Западного Копет-Дага. По ним стекает на равнину и разливается на солончаках и такырах огромное количество дождевых (селевых) вод. Наиболее крупное русло — «овраг» Гяурли (глубина до 16 м).

Чередование цепей антиклинальных хребтов и разделяющих их синклинальных долин является характерной особенностью Копет-Дага, Большого Балхана и частично Малого Балхана. Встречаются элементы обращенного (инверсионного) рельефа, распространенного как в Копет-Даге, так и на Большом Балхане. Южные склоны хребтов более пологие, северные — крутые, часто образуют вертикальные и ступенчатые обрывы высотой до 250—300 м и более. Мощные известняковые хребты (Мессенев, Хейрабадский, Гауданский и др.), гребни которых возвышаются до 2000—3000 м, являются главными водосборами советского Центрального Копет-Дага, формирующими основную часть его подземного стока. Большинство хребтов Передовой цепи сложены известняками, доломитизированными известняками и доломитами неокомского и частично мальмского возраста. Вдоль северных склонов протягивается система крупных разрывов термальной зоны — основной зоны подземного дренажа Копет-Дага. Густая гидрографическая сеть, обладающая в верховьях большими уклонами, способствует формированию мощных кратковременных паводков.

В западной погруженной части Копет-Дага наиболее крупные хребты (Малый Балхан, Обойский, Данатинский) располагаются только в северо-западной части, а в остальной части развит сформированный в слабопроницаемых верхнемеловых и палеогеновых отложениях сильно расчлененный рельеф «бедленд», не благоприятствующий инфильтрации даже того незначительного количества осадков, которое здесь выпадает. Осадки расходуются на формирование временного поверхностного стока. Возвышенности предгорий носят характер невысоких гряд, холмов или небольших плоскогорий с превышением их над равниной на 200—

300 м. Только в районе Кызыл-Арвата можно встретить хребты (Ак-Даг, Диоджи), достигающие 700 м высоты.

Предкопетдагская предгорная равнина образована слиянием древних и современных конусов выноса из горных долин и ущелей. Она располагается на высотах от 300 до 50 м, имеет слабый уклон к северу и северо-западу, увеличивающийся по мере приближения к подошве горных склонов. Уклоны поверхности изменяются от 0,003 на севере до 0,06—0,08 на юге. Высотные отметки снижаются с с востока на запад. Периферическая часть предгорного шлейфа занята шорами и такырами, перекрытыми местами языками наступающих с севера эоловых песков. Здесь осадки, просачиваясь в пески каракумской свиты и эоловые пески, образуют линзы пресных вод, «плавающих» на соленых. Пониженные участки местами заболочены вследствие неглубокого залегания подземных вод.

В системе Балхана хребты Большой Балхан и Коша-Сейра-Порсух сложены известняками неокома и верхней юры. Они соединяются на востоке и разделены антиклинальной долиной Курт-Любиль в центральной части мегантиклинали. Хорошие условия инфильтрации имеются в пределах хребтов Большого Балхана, южный склон которого разбит многочисленными тектоническими трещинами. Юго-западные склоны Большого Балхана и бо́льшая часть долины Курт-Любиль, сложенные слабопроницаемыми глинами средней юры, при ливнях являются очагом мощных паводков, устремляющихся к югу в область Предгорной равнины и к руслу нижнего течения Узбоя (Ак-Там).

Рельеф Горного Бадхыза определяется цепью моноклинальных хребтов, образованных верхнемеловыми и палеоценовыми породами северного крыла Герирудской антиклинали. С юга хребты ограничиваются долиной р. Теджена, а с севера — зоной предгорных возвышенностей, среди которых расположено соленое оз. Ер-Ойлан-Дуз. Высотные отметки отдельных хребтов Бадхыза достигают 1255 м, а предгорных возвышенностей до 800 м. Пустынные возвышенности отличаются мягкими формами рельефа.

Геологическое строение. Палеозойские отложения выходят на поверхность на северо-западе (Большой Балхан, южный склон Куба-Дага, п-ов Дарджа) и представлены разного рода гранитоидами и их производными. Условия залегания их недостаточно выяснены. На остальной же территории палеозойский комплекс залегает на больших глубинах, и достоверных данных о его строении не имеется.

Пермо-триас обнажается в Туаркыре, где он представлен толщей конгломератов, песчаников и аргиллитов («аманбулакская свита») мощностью более 3000 м. По геофизическим данным можно предполагать присутствие пермо-триаса («промежуточного этажа») в области Большебалханской мегантиклинали, где мощность его предположительно составляет 1—1,5 м.

Верхний триас и лейас распространены лишь в сопредельных территориях, а в Копет-Даге и Западно-Туркменской низменности аналогичные отложения распространены, видимо, на значительных глубинах. В Большом Балхане они залегают неглубоко, их мощность не превышает 1,5—2 тыс. м.

Среднеюрские отложения выступают в ядре большебалханской антиклинали. Выделяются нижний байос, представленный сланцеватыми черными аргиллитами, и верхний байос и бат, сложенные преимущественно песчаниками и алевролитами. Общая мощность средней юры достигает 4,5 тыс. м. В пределах Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба суммарная мощность нижней и средней юры достигает 6—7 тыс. м.

В основании верхней юры Копет-Дага располагается мощная пачка глин и глинистых алевролитов. Средняя и верхняя части келловея, оксфорда, кимериджа и титона образованы доломитизированными известняками и доломитами; местами присутствуют ангидриты, которые обнажаются или вскрыты скважинами в Передовом хребте Центрального Копет-Дага и в Гяурс-Даге Видимая мощность верхней юры в Копет-Даге достигает 1000 м, а на Большом Балхане — 500 м.

Нижний мел представлен всеми ярусами и обнажается в Копет-Даге, Малом Балхане, а также в Горном Бадхызе преимущественно в ядрах крупных антиклиналей; на Большом Балхане он выступает на крыльях мегантиклинали. В основании нижнемелового разреза расположена мощная карбонатная серия неокома, в составе которой преобладают известняки и доломитовые известняки. Подчиненное положение занимают известковые песчаники и алевролиты, а в Восточном Копет-Даге — также гипсы (ангидриты). Эта толща (мощность от 500 до 1500 м) вместе с охарактеризованной выше мальмской карбонатной толщей образует мальм-неокомскую карбонатную серию. Плотные, трудно поддающиеся размыву породы этой серии слагают наиболее возвышенные части Центрального и Восточного Копет-Дага, а также хребты Передовой антиклинальной цепи.

Толща верхнемеловых отложений в разных районах Копет-Дага имеет мощность от 1000 до 2000 м. В ней можно выделить две серии: нижнюю глинисто-песчаную и алевритовую, богатую глауконитом, в которую входит сеноманский ярус, а также верхнюю, преимущественно глинисто-карбонатную, которая в Восточном Копет-Даге и Горном Бадхызе венчается мощными песчаниками, мелководными раковинными и мшанковыми известняками.

Эоцен и олигоцен в Западно-Туркменской низменности вскрыты скважинами на глубине свыше 1500 м на структурах Сыртланлы, Боя-Даг, в Большом Балхане и Предкопетдагском прогибе, в Копет-Даге и Горном Бадхызе. Повсюду преобладают глины, известковые и алевролитовые глины с подчиненными прослоями песчаников (котурские песчаники), алевролитов и мергелей (верхнеданатинская подсвита и др.). Глинистые породы эоцена и олигоцена, имеющие мощность от 700 до 2000 м, являются региональным водоупором.

Неоген представлен на западе (Западно-Туркменская низменность, Западный Копет-Даг и Малый Балхан) морскими и солоноватоводными отложениями заливов, в центральных районах — чередованием морских и континентальных отложений На востоке повсюду преобладают континентальные фации. В горных районах (за исключением западных районов Копет-Дага и предгорий) распространены только континентальные фации

Среди морских отложений выделяют нижний, средний и верхний миоцен, а также нижний, средний и верхний плиоцен. Нижний и средний миоцен, общая мощность которых не превышает 200 м, образованы чередованием песков, мергелей, ракушечников, известковых глин, реже песчаников и гипсов. В верхнем миоцене преобладают раковинные известняки, мергели и глины с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Верхняя часть сарматского яруса и актепинские слои образованы преимущественно песчаниками и алевролитами.

Породы нижнего плиоцена (понтический ярус) обнаружены главным образом в скважинах и в выбросах некоторых грязевых вулканов в Западно-Туркменской низменности. Судя по немногим кернам, в его составе присутствуют глины и алевролиты. Мощность достигает 500 м, водоносность не исследована.

Средний плиоцен («красноцветная» челекенская свита) — комплекс преимущественно песков и глин непостоянной мощности, которая превышает на западе 2500 м.

Верхний плиоцен — акчагыльские (до 700 м) и апшеронские (до 1600 м) отложения — имеет мощность, превышающую местами 1000 м. Состав пород сильно изменчив, преобладают пески и песчаники, мергели, известковые глины, известняки. Акчагыльские отложения распространены в равнинной Туркмении далеко на восток до р. Теджен. Апшеронские морские отложения, по-видимому, не отлагались восточнее Ашхабада.

В толще континентального неогена выделяются три свиты: 1) карагауданская (нижний? — средний миоцен), представленная красноцветными, иногда гипсоносными глинами, алевролитами, а также песчаниками и конгломератами; 2) казганчайская (верхний миоцен — средний? плиоцен), образованная конгломератами, песчаниками и алевролитами, и 3) кешинынбаирская (верхний плиоцен), сложенная алевролитами и конгломератами. Суммарная мощность отложений увеличивается к востоку с 1 до 2 тыс. м.

Четвертичные отложения на западе выражены морскими фациями, в восточной части — континентальными. В толще морских отложений выделены бакинский, хазарский, хвалынский и современный (новокаспийский) ярусы, представленные известковыми песками, рыхлыми известковыми песчаниками, ракушняками и глинами. Аллювий сформирован осадками древних течений Амударьи, Теджена, Атрека, Сумбара и их современными отложениями. Наиболее мощными (до 600 м) являются отложения пра-Амударьи — пески и глины каракумской свиты, распространенные в периферийных участках предгорной равнины. Большое гидрогеологическое значение имеют пролювиальные суглинки, супеси и рыхлообломочные породы, широко распространенные в предгорной равнине и в наиболее крупных горных долинах. Мощность их обычно не превышает 100—150 м, местами достигая 300 м и более.

Вдоль берега Каспия и в предгорной равнине широко распространены песчаные эоловые отложения, имеющие мощность не более 15—30 м, но иногда (Барса-Гельмес, Котур-Тепе) достигающие 75 м.

Тектоника. Копетдагское складчатое сооружение и структура Большого Балхана сформировались на месте альпийского миогеосинклинального прогиба, который заложился, вероятно, в конце триасового или в начале юрского периода.

Малый Балхан и молодая складчатость Западно-Туркменской низменности формировались на погружающейся структуре Копет-Дага и тесно с нею связаны. Западно-Туркменской низменности в структурном плане территории отвечает часть сравнительно крутого восточного склона Южно-Каспийской впадины, осложненного рядом крупных локальных поднятий и депрессий и расчлененного разрывами на ряд «ступеней». Южно-Туркменский глубинный разлом и Предкопетдагский прогиб ограничивают Копетдагское складчатое сооружение. На северо-западе большим межгорным прогибом (Межбалханский коридор) Копет-Даг отделяется от Большебалханской мегантиклинали, которая отделена от юго-западной оконечности Туранской плиты Предбольшебалханским предгорным прогибом, образующим единый Предкопетдагско-Предбольшебалханский прогиб.

Геосинклинальный этап завершился к концу палеогена, однако процессы новоальпийского складкообразования начались значительно раньше.

Строение кристаллического основания слабо выяснено. Его поверхность обнажается только на крайнем северо-западе и в западной части

Большого Балхана, у Красноводска, на п-ове Дарджа, в основании южного склона Куба-Дага, на мысе Уфра. В восточной части Большого Балхана кристаллический фундамент залегает на глубине до 6 тыс. м. В целом Большой Балхан представляет обширную горст-антиклиналь, восточная периклиналь которой отсечена разрывом и глубоко погружена.

В районе Большого Балхана фундамент разбит меридионально и субширотно направленными трещинами на ряд крупных блоков.

В пределах Копет-Дага, Западно-Туркменской низменности и Предкопетдагской равнины палеозойское основание погружено на глубину более 10—12 тыс. м. Судя по данным гравиметрии, сейсмопрофилирования и аэромагнитных исследований, его поверхность сильно расчленена.

Гидродинамическая и гидрохимическая зональность, характеристика водоносных комплексов, гидрогеологическое районирование

Доступный визуальному наблюдению геологический разрез территории в основных чертах одинаков. В нем можно выделить по литологическим признакам комплексы водопроницаемых пород, разделенные мощными водоупорными толщами. Каждый комплекс водопроницаемых пород состоит из нескольких водоносных горизонтов, гидравлически связанных между собой. Большая часть водоносных комплексов прослеживается и сохраняет характерные особенности на всей территории, однако в связи с фациально-литологическими изменениями пород в некоторых ярусах мела и палеогена стратиграфический объем отдельных водоносных комплексов и водоупоров несколько различается в разных районах (табл. 8). Выделяются «региональные водоносные комплексы» и «региональные водоупоры», распространенные на всей территории.

Региональные водоносные комплексы, погружаясь под водоупорные, обычно приобретают характер напорных. К таким региональным водоносным комплексам принадлежат мальм-неокомский, аптский, альб-сеноманский и датско-палеоценовый. Региональными водоупорами являются: верхнебарремский и нижнеаптский, сенонский и палеогеновый.

Наименее постоянны водоносные комплексы, выделенные в палеогеновых, неогеновых и особенно в четвертичных отложениях, поскольку мощность, состав пород и фаций в этих отложениях наиболее изменчивы.

В Копетдагско-Большебалханской горно-складчатой области основными водоносными комплексами являются следующие отложения: 1) морские четвертичные; 2) морские неогеновые; 3) маастрихтские, датские и палеоценовые; 4) альб-сеноманские; 5) аптские; 6) мальма и неокома; 7) верхнебайосские и батские; 8) водоносный комплекс палеозоя.

Все указанные водоносные комплексы распространены довольно широко по территории региона, кроме палеозойского, имеющего крайне ограниченное распространение лишь на Большом Балхане и на Куба-Даге.

Характеристика водоносных и водоупорных комплексов приводится при описании гидрогеологического районирования, там, где они имеют распространение, поскольку мощности и состав водосодержащих пород в разных районах различны. Такая изменчивость особенно характерна для отложений палеогена, неогена и четвертичных пород.

Таблица 8

Водоносные комплексы и водоупоры мезо-кайнозоя Южного и Юго-Западного Туркменистана

Районы	Возраст отложений и генезис	
	водоносных комплексов	водоупорных толщ
Большой Балхан	Альбский Аптский Мальмский и неокомский Верхнебайосский и батский	Верхнеаптский Верхнебарремский и нижнемальмский Рэтский, лейасовый и нижнебайосский
Западно-Туркменская низменность	Морской четвертичный Морской неогеновый Маастрихтский, датский и моитский Верхнесеноманско-туронский Альбский Аптский Мальмский и неокомский Верхнебайосский и батский	Апшеронский и бакинский Палеогеновый Сенонский Нижнесеноманский Верхнеаптский Верхнебарремский и нижнеаптский Нижнемальмский Рэтский, лейасовый и нижнебайосский
Западный Копет-Даг и Малый Балхан	Морской неогеновый Маастрихтский, датский и моитский Верхнесеноманско-туронский Альбский Аптский Мальмский и неокомский Верхнебайосский и батский	Апшеронский и бакинский Палеогеновый Сенонский Нижнесеноманский Верхнеаптский Верхнебарремский и нижнеаптский Нижнемальмский Рэтский, лейасовый и нижнебайосский
Центральный Копет-Даг	Неогеновый и четвертичный Мальмский и неокомский Верхнебайосский и батский	Верхнеаптский Верхнебарремский и нижнеаптский Нижнемальмский Рэтский, лейасовый и нижнебайосский
Гяурский Копет-Даг	Континентальный неогеновый и четвертичный Маастрихтский, датский, монтский и тенетский Альбский и сеноманский Мальмский и неокомский	Эоцен-олигоценовый Туронский и сенонский Верхнеаптский Верхнебарремский и нижнеаптский
Горный Бадхыз	Маастрихтский, датский, монтский и танетский Альбский и сеноманский	Туронский и сенонский Верхнеаптский

Гидродинамическая и гидрогеохимическая зональность. В обводненной толще выделяются три гидродинамические зоны, отличающиеся друг от друга и гидрохимической обстановкой.

Зона свободного водообмена для наиболее водообильных водоносных комплексов обычно включает область питания, часто участки региональной и местной разгрузки и всю или большую часть территории, расположенной между ними.

Максимальная глубина циркуляции вод в зоне свободного водообмена неодинакова для разных водоносных комплексов. Наибольшая глубина зоны свободного водообмена отмечена для водоносного комплекса мальм-неокомских отложений, достигающая 1000 м. Для менее трещиноватых пород глубина циркуляции вод зоны свободного водообмена значительно уменьшается и не превышает первых десятков метров.

Гидрохимически зона свободного водообмена характеризуется окислительной обстановкой. Минерализация вод не превышает 1—2 г/л, иногда 3 г/л. Воды преимущественно гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые. Микрокомпоненты присутствуют в незначительных количествах. Воды эти атмосферного генезиса, для них $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$ изменяется от 0,9 до 12 и более. В водах обычно растворены кислород и азот воздушного происхождения.

Зона замедленного (затрудненного) водообмена. По мере погружения пород комплекса под водоупор и затруднения его связи с поверхностью зона активного водообмена постепенно сменяется зоной замедленного (затрудненного) водообмена, уменьшаются скорости движения вод. Эта зона характерна почти для всех водоносных комплексов. Гидрохимически переход к зоне замедленного водообмена фиксируется появлением сульфатно-хлоридных, хлоридно-сульфатных и хлоридных вод пестрого катионного состава, при этом начинают преобладать ионы натрия. Минерализация вод изменяется в широких пределах — от 2 до 15—20 г/л. Часто отмечается присутствие сероводорода, азота биогенного происхождения, углекислого газа, углеводородных газов, а в Западном Копет-Даге весьма высокие концентрации иода, брома и других микрокомпонентов. Иногда присутствуют нафтеновые кислоты. Температура воды повышается до 20—40° С. Окислительно-восстановительный потенциал *Eh* указывает на восстановительную обстановку (*Eh* от —97 до —144 *mv*).

Зона весьма замедленного (затрудненного) водообмена характерна также почти для всех водоносных комплексов. Воды этой зоны вскрыты незначительным числом скважин в кампанских, мальм-неокомских и альб-сеноманских отложениях в Копет-Даге и Предкопетдагском прогибе, а также в комплексе байос-батском на Большом Балхане и в неогене Западно-Туркменской низменности. Воды зоны, как правило, обладают большими напорами и высокой температурой. Они находятся в условиях еще более затрудненного водообмена и незначительного дренажа. В Западно-Туркменской низменности преобладают хлоридные-натриевые рассолы (до 300 г/л) седиментационного генезиса. Широко распространены в растворе азот и углеводородные газы. Эти воды часто связаны с нефтяными и газовыми залежами, сильно минерализованы (20—60 г/л), хлоридные-натриевые. В незначительном количестве присутствует ион Ca^{2+}, изредка встречается SO_4 в небольших количествах. Отношение $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$ чаще $\leqslant 0{,}87$ и лишь для сильнометаморфизованных вод может быть $> 0{,}87$. В составе раство-

ренных газов кроме биогенного азота распространены углеводороды метанового ряда; часто присутствуют нафтеновые кислоты.

Гидрогеохимические свойства подземных вод характеризуются табл. 9, в которой освещен состав воды каждого водоносного комплекса в различных гидродинамических условиях.

Гидрогеологическое районирование. В основу гидрогеологического районирования описываемой территории положен геоструктурный принцип. Основные геоструктурные подразделения различных порядков рас-

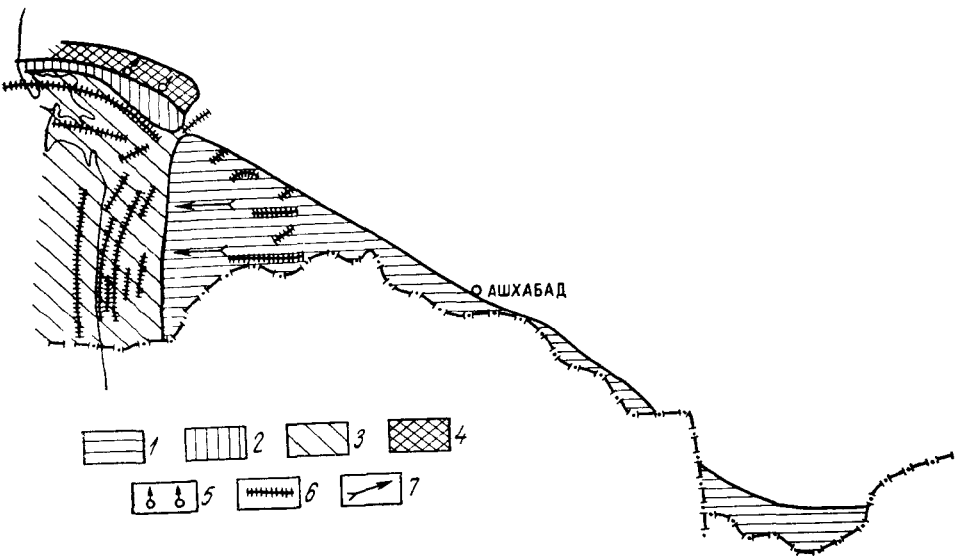


Рис. 48 Схема гидрогеологического районирования Копетдагско-Большебалханской складчатой области:

1 — система бассейнов трещинных вод Копет-Дага (область питания артезианских бассейнов первого порядка), *2* — Большебалханский бассейн трещинных вод (область питания), *3* — Западно-Туркменский склон Южно-Каспийского артезианского бассейна (Западно-Туркменский артезианский бассейн), *4* — Предбольшебалханский артезианский бассейн, *5* — зона региональной разгрузки подземных вод, *6* — зоны предполагаемой скрытой разгрузки и участки локальной разгрузки подземных вод; *7* — направление движения подземных вод основных водоносных комплексов

сматриваются как гидрогеологические структуры соответствующих порядков

В Копетдагско-Большебалханской горно-складчатой области можно выделить следующие структуры первого порядка, внутри которых описываются и более дробные подразделения, не выделяемые на схеме в связи с незначительными размерами (рис. 48). Такими структурами являются: 1) система бассейнов трещинных вод и межгорных бассейнов Копет-Даг; 2) Большебалханский бассейн трещинных вод; 3) Западно-Туркменский артезианский бассейн (Западно-Туркменский артезианский склон Южно-Каспийского артезианского бассейна).

Система бассейнов трещинных вод и межгорных бассейнов Копет-Дага. Для Копет-Дага характерно чередование бассейнов трещинных вод, отвечающих в основном цепям антиклинальных хребтов и межгорных артезианских бассейнов, приуроченных к синклинальным понижениям. Бассейны трещинных вод Копет-Дага являются областью современной инфильтрации и представляют собой мощную толщу трещиноватых пород в пределах высотных отметок 1000—2500 м и более.

В Копет-Даге выделяются водоносные комплексы всех стратиграфических подразделений: от мальм-неокомского до четвертичного.

Таблица 9

Гидрогеохимическая характеристика основных водоносных комплексов

Водоносные комплексы (отложения)	Гидрогеохимическая зона водообмена		
	свободного	замедленного (затрудненного)	весьма замедленного
Морские четвертичные			$M_{20-100}\ \frac{Cl\ 99}{Na\ 80-70\ Ca\ 24-16}$
Морские неогеновые	$M_{0,8-2,2}\ \frac{SO_4\ 48-34\ Cl\ 40-34\ HCO_3\ 18}{Na\ 56-36\ Ca\ 40-18\ Mg\ 38-20}$		$M_{20-300}\ \frac{Cl\ 100-92}{Na\ 86-76\ Ca\ 24\ Mg\ 24-14}$
Маастрихтские, датские и палеоценовые	$M_{0,6-6}\ \frac{SO_4\ 80-34\ HCO_3\ 50-18\ Cl\ 32-10}{Na\ 96-90\ Ca\ 26-6\ Mg\ 20-6}$	$M_{6-30}\ \frac{Cl\ 96-50\ SO_4\ 42-14\ HCO_3\ 14-6}{Na\ 94-86\ Mg\ 12-6\ Ca\ 8-6}$	$M_{30-60}\ \frac{Cl\ 96-36\ SO_4\ 60-4\ HCO_3\ 12-0}{Na\ 96-68\ Ca\ 18-2\ Mg\ 14-2}$
Альб-сеноманские	$M_{0,2-4,1}\ \frac{SO_4\ 72-10\ HCO_3\ 38-10\ Cl\ 46-8}{Na\ 72-16\ Ca\ 54-10\ Mg\ 44-8}$	$M_{1-10}\ \frac{Cl\ 94-90\ SO_4\ 6-4}{Na\ 96-92}$	$M_{10-100}\ \frac{Cl\ 100-90\ SO_4\ 6-4}{Na\ 90-80\ Ca\ 10}$
Аптские	$M_{0,4-2,4}\ \frac{SO_4\ 72-36\ HCO_3\ 44-16\ Cl\ 20-16}{Ca\ 70\ Mg\ 28-10\ Na\ 12-8}$	$M_{3-10}\ \frac{Cl\ 90-86\ SO_4\ 14-10}{Na\ 92-90}$	$M_{10-130}\ \frac{Cl\ 100}{Na\ 74-70\ Ca\ 18-14\ Mg\ 12-8}$
Мальм-неокомские	$M_{0,2-3}\ \frac{HCO_3\ 96-14\ SO_4\ 44-26\ Cl\ 14-4}{Ca\ 72-22\ Mg\ 52-10\ Na\ 50-10}$	$M_{3-15}\ \frac{SO_4\ 54-30\ Cl\ 44-40\ HCO_3\ 6-4}{Na\ 56-52\ Ca\ 24-20\ Mg\ 20}$	$M_{15-60}\ \frac{Cl\ 100-98}{Na\ 88-72\ Ca\ 18-10\ Mg\ 10-4}$
Верхнебайосские и батские	$M_{0,7-5}\ \frac{SO_4\ 50-40\ Cl\ 42-36\ HCO_3\ 34-14}{Na\ 62-26\ Mg\ 46-18\ Ca\ 28-20}$ Температура воды 19—40°С В водах растворены CO_2; Na_2 (возд.). У границы зоны свободного и замедленного водообмена в водах появляется H_2S В небольших количествах иногда присутствуют I, Br $\frac{r\,Na}{r\,Cl}=1,0-13,6$ $\frac{r\,Cl}{r\,Br}>400-500$	Температура воды 20—60°С В значительном количестве H_2S+CO_2; встречены: нафтеновые кислоты, CH_4+высшие углеводороды, N_2—биогенный Для отдельных участков наблюдается большое содержание I и Br $\frac{r\,Na}{r\,Cl}=0,9-1,2$ $\frac{r\,Cl}{r\,Br}=300-500$	$M_{130-180}\ \frac{Cl\ 100}{Na\ 80-76\ Ca\ 24-14\ Mg\ 6-0}$ Температура воды 40—100°С и выше; CO_2 (растворенные); нафтеновые кислоты, CH_4 и высшие углеводороды, нейтральные и кислые смолы, масла $\frac{r\,Na}{r\,Cl}<0,87$ $\frac{r\,Cl}{r\,Br}<200-300$

В пределах западного погружения воды мезо-кайнозоя становятся напорными. Водоносность связана преимущественно с макро- и микротрещиноватостью, сопровождающей зоны тектонических разрывов в горах и на равнине.

О связи между Копет-Дагом и Предкопетдагским артезианским бассейном, от которого Копет-Даг отделен мощным «экраном» разрывов термальной зоны, имеется распространенная точка зрения (А. В. Кудельский, Л. Г. Соколовский, Я. А. Ходжакулиев и др.), отрицающая возможность подземного стока от Копет-Дага в сторону Каракумов в дочетвертичных отложениях.

Вопрос о количественном выражении подземного стока из Копет-Дага в Предкопетдагский бассейн не изучен. По весьма приближенным подсчетам, водоносные горизонты Копет-Дага получают за счет инфильтрации атмосферной влаги около 60 м³/с. Водоносные горизонты межгорных синклинальных долин Копет-Дага, являющиеся бассейнами второго и более дробных порядков, иногда эксплуатируются для целей ирригации. Такими являются артезианские бассейны обширной синклинальной Сумбарской долины и «Главной синклинали», вытянутой вдоль южных склонов Передового хребта. В наиболее крупных из них бурением вскрыты напорные воды. Это межгорные бассейны (в скобках показаны вскрытые водоносные отложения): Манышский (датско-сенонские), Яблоновский (апт-неокомские), Скобелевский (неокомские), Аджидеринский (акчагыльские) и др.

Бассейны трещинных вод составляют основную область питания. В питании подземных вод Копет-Дага наиболее важную роль играют мощные известковые хребты Центрального Копет-Дага. Низкая температура, относительно большое количество атмосферных осадков, раздробленность пород на сводах антиклиналей благоприятствуют инфильтрации значительной части осадков. Большие абсолютные высоты обусловливают создание значительных напоров в областях глубокого погружения водоносных горизонтов. Область распространения напорных вод включает не только синклинальные долины, но и область юго-западного погружения Копет-Дага в Южно-Каспийский прогиб.

В питании подземных вод Копет-Дага участвуют воды поверхностных водотоков: горных рек и речек, селевые и ирригационные, а также паводковые.

В Копет-Даге можно выделить следующие типы разгрузки подземных вод:

1. Источники, связанные с поверхностной трещиноватостью. Это источники с холодной водой, температура которой изменяется в связи с колебаниями температуры воздуха. Зимой многие из источников полностью замерзают, а летом пересыхают. Вода в источниках пресная гидрокарбонатная или гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая или кальциево-магниевая с минерализацией до 0,5 г/л.

2. Участки локальной разгрузки, связанные с крупными тектоническими разрывами или системами диагональных разрывов. Сюда относятся крупные источники, дающие начало горным речкам (Фирюзинка, Алты-Яб, Секиз-Яб и др.). К этому типу принадлежат все крупные источники срединных областей Копет-Дага, имеющие пресную холодную воду, не отражающие суточного хода температуры воздуха и обладающие гидрокарбонатной и гидрокарбонатно-сульфатной минерализацией.

3. Область региональной разгрузки, связанная с системой тектонических разрывов «термальной зоны» и протягивающаяся вдоль Копет-Дага на 500 км. Здесь имеется несколько сот естественных и искусственных выходов с суммарным расходом около 6500 л/с. Температура большинства источников составляет 20—26° С. Поскольку геотермиче-

ская ступень вдоль северных склонов Копет-Дага близка к 40, такие температуры указывают на глубокую циркуляцию вод, близкую к 1000—1500 м. В центральных районах Копет-Дага геотермическая ступень, вероятно, меньше, о чем свидетельствуют источники Роз-Чешме с температурой воды 60° С, вытекающие из неокомских известняков.

Кроме того, на Копет-Даге, вероятно, существуют области скрытой разгрузки вдоль глубинных разломов.

В режиме источников, расположенных в области питания или вблизи к ней, отмечается синхронность с внутригодовым распределением осадков. Для источников, удаленных от области питания, связь режима с атмосферными осадками проявляется с некоторым запаздыванием, которое тем больше, чем дальше расположен источник от области питания. Для источников «термальной зоны» и скважин, пробуренных в непосредственной близости к ней, это запаздывание достигает 10—12 мес. и более.

Сейсмические явления существенным образом влияют на расход источников, приуроченных к крупным тектоническим разрывам. Так, землетрясение 1 мая 1929 г вызвало значительное уменьшение расходов источников, питающих р. Фирюзинку, и увеличение дебитов Гермабских источников — истоков р. Секиз-Яб. Ашхабадское землетрясение 5 октября 1948 г. особенно сильно отразилось на расходах источников «термальной зоны». Многие источники и кяризы увеличили свой дебит очень существенно, причем увеличение расходов продолжалось и в последующие 3—4 года после землетрясения, а затем началось падение расходов с небольшими колебаниями до прежнего уровня и даже ниже. Так, например, кяризы Геами-Су к юго-востоку от Ашхабада, дававшие в 1947 г. 37 л/с, увеличили свой расход в 1949—1951 гг. до 230 л/с.

Воды континентальных четвертичных отложений распространены на предгорной равнине и в крупных речных долинах (долины рек Сумбара, Чандыра, Аджи-Дере, Арваза, Секиз-Яб, Алты-Яб, Фирюзинки, Кельте-Чинер, Артыка, речек Восточного Копет-Дага, долина р. Теджена в Бадхызе). В долинах, дренирующих мощные известняковые массивы срединных областей Копет-Дага, в составе аллювия преобладает крупный обломочный материал с незначительной примесью мелкозема. Таков аллювий горных речек Арчиньян-Су, Лаин-Су, Казган-Чая и др.

Здесь наблюдаются мощные потоки вод с минерализацией до 1 г/л, питаемые преимущественно атмосферными и речными водами (в долинах речек Казган-Чая, Лаин-Су), или водами дочетвертичных пород (долины рек Фирюзинки, Алты-Яб, Секиз-Яб, Сумбара и др.).

Речки и ручьи, протекающие в области преимущественного распространения глинистых верхнемеловых и палеогеновых пород, отлагают много мелкозема, преобладающего в составе аллювия (долины рек Аджи-Дере, Терсакана в Западном Копет-Даге; Арваза в Центральном Копет-Даге; Шурджа в Восточном Копет-Даге), который является маловодообильным, а воды более минерализованными (более 1 г/л). Аллювий некоторых речек (Терсакан, Шурджа, Келата-Чай) содержит солоноватую, непригодную для питья воду. По составу это воды преимущественно сульфатные натриевые, сульфатно-хлоридные натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые. Дебиты скважин и кяризов, заложенных в аллювиальных отложениях, значительны и достигают нередко нескольких десятков литров в секунду. Так, скважина в долине Лаин-Су дала 70 л/с; кяризы в долине р. Фирюзинки в 1957 г. изливали свыше 100 л/с, в аллювиальных отложениях р. Сумбара динамические запасы достигают 400 л/с.

Водоносный комплекс морских неогеновых отложений распространен в погруженной части Западного Копет-Дага и в пределах предгорных возвышенностей. Источники, связанные с водоносными горизонтами неогена, обычно малодебитные В некоторых синклинальных долинах с неогеновыми отложениями связаны напорные воды. Скважины в долине р. Аджи-Дере в районе Ходжа-Кала вскрыли в акчагыле самоизливающуюся пресную и солоноватую воду с минерализацией до 1,4 г/л и расходом от 1 до 3 л/с. В районе распространения глинистых пород или вблизи залежей соли и гипса вскрываются рассолы с минерализацией до 100 и даже 250 г/л (группы источников Дуз-Лак в Западном Копет-Даге).

Воды сарматских отложений распространены в Западном Копет-Даге в районе хребтов Ак-Даг, Безымянного, Эзет, Иланлы и др. Они нередко были солоноватыми (2—3 г/л), но при отсутствии другой воды используются для питья. Воды, связанные с континентальными неогеновыми отложениями, распространены в Гяурском и Восточном Копет-Даге; они слабосолоноватые (1,5—3 г/л) сульфатно-хлоридные или сульфатные натриевые, выходы этих вод немногочисленны.

Региональный водоупор палеогеновых отложений представлен толщей (от 1000 до 2000 м) глинистых, часто гипсоносных отложений эоцена и олигоцена. Следует иметь в виду наличие слабоводоносных горизонтов в данатинской и обойской свитах (средний эоцен), а также в котурской свите (верхний эоцен).

Суммарный расход источников не превышает несколько литров в секунду, воды сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и хлоридные натриевые с минерализацией 25—70 г/л. В котурских песчаниках иногда можно встретить пресные сульфатные натриевые воды.

Водоносный комплекс маастрихтских, датских, монских и тенетских отложений Объем этого комплекса различен в разных районах. В Западном и Центральном Копет-Даге в него входят маастрихт и даний-монс (сумбарский горизонт и чаалджинская свита); в Гяурском Копет-Даге, а также Бадхызе описываемый комплекс включает маастрихт, даний-монс и тенет; в Гяурском Копет-Даге — зиракевскую, наутилидовую, шамлинскую и манышскую свиты; в Восточном Копет-Даге и Бадхызе — каратекинскую, меанинскую, чаачинскую, гезгядыкскую, ходжабулакскую, соризорскую, дагмансянгскую и зарминскую свиты Хивеабадская толща в районе между Гяурским и Восточным Копет-Дагом также входит в этот комплекс, который имеет надежную водоупорную покрышку — толщу эоценовых и олигоценовых глин.

В зоне свободного водообмена — в горах из некоторых свит (из шамлинской свиты в Гяурском Копет-Даге, меанинской и каратекинской свит в Восточном Копет-Даге и Бадхызе) — вытекают источники с холодной пресной или слабосолоноватой гидрокарбонатно-сульфатной, сульфатной или сульфатно-хлоридной водой, имеющей пестрый катионный состав и минерализацию 1—3 г/л Воды зон замедленного и весьма замедленного водообмена, т. е. воды глубоких слоев, изучены слабо. Имеющиеся немногочисленные данные буровых скважин свидетельствуют о том, что эти воды соленые, преимущественно хлоридные-натриевые, содержащие иод и бром. Нередко в растворе присутствуют сероводород и газы метанового ряда.

Водоупорная толща тенонских (туронских и сенонских) отложений. Мощная толща мергелей и известковых глин (коньяк, сантон, кампан), а в Центральном, Гяурском и Восточном Копет-Даге также и туронский ярус являются для Копет-Дага региональным водоупором. Мощность его изменяется в разных районах от 300 до 750 м. В разрезе

водоупорного комплекса присутствуют пачки трещиноватых глинистых известняков, с которыми связаны местами выходы малодебитных источников с солоноватой водой. Эти источники, нередко пересыхающие в летнее время, в основном связаны с корой выветривания.

Водоносный комплекс верхнесеноманских и туронских отложений. В пределах Западного Копет-Дага и Малого Балхана туронский ярус представлен водопроницаемыми алевролитами, которые вместе с песчаниками и алевролитами верхних горизонтов сеномана формируют локальный водоносный комплекс мощностью от 150 до 200 м. Источники, вытекающие из песчаников верхних горизонтов сеномана или туронских алевролитов, содержат обычно пресные или слабосолоноватые сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные натриевые или кальциево-натриевые воды. В зоне затрудненного водообмена минерализация вод более высокая, часто присутствует в свободном состоянии сероводород. В некоторых синклинальных долинах или на крыльях антиклиналей из сеноманских отложений получены напорные воды (Шерлоук, Обой, Даната и др.), большей частью сероводородные, иногда содержащие в растворенном и свободном состоянии углеводородные газы. Скважина в Шерлоуке вскрыла в сеномане три горизонта с газирующей (метан) водой с минерализацией 0,7; 2,1; 1,9 г/л.

Водоупорная толща нижнесеноманских отложений. Нижние горизонты мощной толщи сеноманского яруса в Западном Копет-Даге и Малом Балхане повсюду представлены глинами или глинистыми алевролитами, образующими водоупор мощностью от 500 до 1000 м. Вероятно, нижние и средние горизонты сеномана сохраняют водоупорные свойства и в значительной части Западно-Туркменской низменности.

Водоносный комплекс альбских и сеноманских отложений широко распространен во всех районах Копет-Дага, особенно в Западном Копет-Даге, где он имеет большую область питания и большую мощность (до 750 м). В Гяурском и Восточном Копет-Даге, а также в Горном Бадхызе мощность водоносного комплекса меньше.

Гидродинамическая связь отдельных водоносных горизонтов альба осуществляется по многочисленным тектоническим нарушениям. Пористость пород уменьшается к востоку и к юго-западу, но везде присутствуют как гранулярные, так и трещинные коллекторы.

Источники, связанные с водоносными горизонтами альба и сеномана, имеют нередко дебит от 1 до 10 л/с. В зоне свободного водообмена преобладают гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные воды пестрого катионного состава с минерализацией 0,5 г/л. При этом гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды с минерализацией ~0,5 г/л (помимо вод другого состава) встречены только в водоносных горизонтах песчаников верхнего и среднего альба. Для большинства источников с водой такого состава имеет место соотношение между анионами и катионами $HCO_3 > SO_4 > Cl$ и $Ca > Mg > Na$. Это соотношение показывает, что воды циркулируют в хорошо промытых породах. Переход от гидрокарбонатных в гидрокарбонатно-сульфатные и далее в сульфатные типы происходит при минерализации от 0,5 до 1,0 г/л, что наблюдается в направлении с востока на юго-запад и северо-запад.

Для большинства источников в области свободного водообмена коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ превышает 0,87, изменяясь от 0,87 до 13,7 и более, что свидетельствует о хорошей промытости пород и подтверждает инфильтрационное происхождение вод. Воды слабощелочные: pH=7,4—7,8, температура 16—18° С.

Для Западного Копет-Дага зона замедленного водообмена характеризуется появлением значительного числа сероводородных источников.

Наибольшее количество сероводородных вод зафиксировано в Кюрен-Даге и в Сумбарской долине. Они вскрыты также многими скважинами в областях погружения пород альбского комплекса в Центральном, Гяурском и Восточном Копет-Даге. По данным П. Е. Граждан, для Кюрендагских сероводородных источников *Eh* колеблется от 111 до 169 *mv*, что указывает на восстановительную обстановку.

В водах зоны замедленного водообмена нередко присутствуют в значительных количествах иод, бром и другие микрокомпоненты. В воде растворены углекислый газ и азот, а также нередко встречаются газы метанового ряда. По химическому составу это сульфатные, сульфатно-хлоридные, а также хлоридные натриевые или натриево-кальциевые воды с минерализацией 3—15 г/л.

Водоупорная толща верхнеаптских отложений. Черные аргиллиты и глины клансейского подъяруса апта («септариевая свита») повсеместно сохраняют свой литологический характер. Мощность их в разных районах изменяется от 250 до 600 м. Местами из аргиллитов вытекают малодебитные роднички солоноватой или соленой воды, связанные с корой выветривания, но в целом септариевая свита практически водонепроницаема.

Водоносный комплекс средне- и нижнеаптских отложений. Верхние горизонты нижнего апта и весь средний апт представлены хорошо проницаемыми песчаниками и алевролитами, с которыми связано на территории Копет-Дага много источников. Дебиты их большей частью не превышают 1 л/с, так как водосборная площадь аптских отложений, распространенных на крыльях антиклиналей, обычно невелика. Мощность аптского комплекса в разных районах изменяется от 500 до 1000 м, местами он покрывается мощной толщей клансейских водоупорных глин.

Зона свободного водообмена распространяется до глубины 600—700 м. Воды этой зоны обычно пресные с минерализацией 0,4—2,0 г/л, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатные. В катионном составе преобладают Ca и Na. Содержание хлора относительно невелико (4—18%); $\frac{rNa}{rCl} = 1{,}1—9{,}0$.

Воды зоны замедленного водообмена вскрыты рядом скважин в Копет-Даге и Предкопетдагском прогибе. Они соленые, реже солоноватые с минерализацией до 10 г/л и выше, чаще хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные натриевые и натриево-кальциевые, температура вод до 34° С. В воде растворены сероводород, азот и углекислый газ.

Водоупорная толща верхнебарремских и нижнеаптских отложений. Между аптским и мальм-неокомским водоносными комплексами залегает толща водоупорных пород верхнего баррема и апта. Мощность этой толщи в разных районах изменяется от 175 до 300 м. С ней в Копет-Даге связаны многочисленные, обычно пресные источники, однако дебиты их незначительны и составляют сотые, реже десятые доли литра в секунду. Сильная трещиноватость пород этой толщи приурочена к поверхностным слоям, затронутым выветриванием. В большинстве случаев богатые глиной породы верхнего баррема и нижнего апта практически водонепроницаемы. Большая мощность, постоянство состава пород и повсеместное распространение их позволяют считать толщу региональным водоупором.

Водоносный комплекс мальмских и неокомских отложений. Мощная толща известняков, доломитов и доломитовых известняков, зале-

гающая в основании видимого разреза Копет-Дага, дает большую часть вод на поверхность в Копет-Даге и вдоль его северо-восточного склона. Мощность комплекса колеблется от 1800 до 2500 м.

Водоносность известняков обусловлена сильной раздробленностью и трещиноватостью вдоль крупных разрывов и в шарнирных перегибах антиклиналей и синклиналей. Все крупные источники приурочены к зонам тектонических нарушений, а наиболее обильные выходят вдоль разрывов термальной зоны (Ашхабадка, Кешинка, Багирка, Кара-Су, Готур-Ата, Сунча, Пантыш, Коу, Арчман и др.). С диагональными разломами связаны источники Гермаб, питающие р. Секиз-Яб (1000 л/с), родник Козолухисток р. Алты-Яб (700 л/с), истоки р. Фирюзинки (192 л/с) и др. Выходы источников, не связанных с тектоническими нарушениями, имеют очень незначительные дебиты. Общая площадь питания мальм-неокомского комплекса Копет-Дага, Большого Балхана и Горного Бадхыза составляет около 20 тыс. км^2, из них более 11 тыс. км^2 являются областью питания восточного склона Южно-Каспийского артезианского бассейна. Большая часть этой площади расположена на отметках 1000—3000 м при средней высоте 1500 м. Ориентировочная средняя величина ежегодного пополнения подземного стока за счет атмосферных осадков с площади 20 000 км^2 составляет примерно 46 м^3/с.

Суммарный дебит всех источников из мальм-неокома в пределах Копет-Дага не превышает 30—33 м^3/с, а неиспользованные динамические запасы вод мальм-неокомской известняковой толщи на всей территории составляют 13—15 м^3/с. Однако следует учитывать, что существенная часть этих вод переливается в другие водоносные горизонты.

Химический состав и температура воды мальм-неокомского комплекса изменяются в значительных пределах и в первую очередь зависят от глубины циркуляции вод.

В зоне свободного водообмена воды циркулируют на глубинах до 1000 м. Это преимущественно пресные и солоноватые воды с минерализацией до 1—2 г/л гидрокарбонатного-кальциевого и кальциево-магниевого состава. Хлор и натрий присутствуют в них в небольших количествах. Здесь можно выделить следующие воды:

1. Холодные нисходящие местного питания, связанные с корой выветривания и имеющие дебит 1—2 л/с. Минерализация воды изменяется от 0,2 до 0,5 г/л, состав ее является гидрокарбонатным кальциевым или гидрокарбонатным-кальциево-магниевым. Для этих вод $\frac{rNa}{rCl}=1{,}1-3{,}2$, а для источников, связанных с доломитами, это отношение понижается до 0,7—0,9.

2. Холодные восходящие источники, связанные с крупными тектоническими разломами. Температура вод этих источников не обнаруживает тесной зависимости от суточных колебаний температуры воздуха. Это гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, кальциево-натриевые воды с минерализацией до 1,2 г/л.

3. Термальные источники. Система крупных нарушений, обрывающих с северо-востока складчатую область Копет-Дага, является главной системой регионального дренажа — термальной зоной. Почти на всем протяжении от Казанджика до Душака вдоль надвигов термальной зоны из раздробленных пород тектонических брекчий и пролювия вытекают сотни больших и малых источников с теплой водой. Многие десятки скважин эксплуатируют воды «термальной зоны». Они имеют постоянную температуру, всегда превышающую среднюю температуру воздуха (16—17° С), но различную у разных источников (от 18 до 40° С). Воды большинства источников по химическому составу пресные гидро-

карбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и кальциево-магниевые. Водные ресурсы термальной зоны эксплуатируются также посредством кяризов и буровых скважин. Хозяйственное значение термальной зоны очень велико. Суммарный расход связанных с ней источников, кяризов и скважин составляет около 6500 л/с, это большая часть водных ресурсов предгорной равнины.

Воды более глубокой циркуляции (свыше 1000 м) вскрыты скважинами в неокомских и верхнеюрских отложениях в Центральном Копет-Даге, в Гяурс-Даге, в ущелье Карахан-Дере и др. Температура вод 20—37° С, минерализация 2,9—15 г/л. Ими питаются источники Арчман, Иджири, подземное оз. Коу, источник Ходжа; воды преимущественно сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и хлоридные большей частью натриевые и натриево-кальциевые. Нередко содержат сероводород, иод и бром.

Величина окислительно-восстановительного потенциала *Eh* в скважине Фюрюзинки составляет — 142 *mv*; в источниках Иджири — 97 *mv*; в источнике Арчман —144 *mv*; в Бахарденском озере —127 *mv*. Эти величины указывают на восстановительную обстановку в зоне циркуляции описываемых вод.

Большебалханский бассейн трещинных вод. Строение бассейна трещинных вод Балхана и Куба-Дага выяснено еще недостаточно полно. По новейшим исследованиям он представляет антиклинальную структуру, ограниченную крупными разрывами субширотного и субмеридионального простирания, разбитую на ряд блоков. Водные ресурсы, связанные с крупным тектоническим нарушением, проходящим вдоль южного крыла структуры, частично разведаны и эксплуатируются скважинами для водоснабжения г. Небит-Дага и железной дороги.

Формирование подземных вод в пределах Балхана связано с выходящими в ядре антиклинали мощными толщами глин и аргиллитов регионального водоупора рэт-лейаса и низов доггера. Плотные песчаники и алевролиты верхнего байоса и бата обнажаются лишь на небольшой площади, а многочисленные слабопроницаемые прослои не способствуют образованию единого водоносного горизонта. Пласты мальма и неокома поставлены на голову или опрокинуты (хр. Кошa-Сейра-Порсух), а на западе круто наклонены к северу, что значительно уменьшает площадь их выхода на поверхность, а инфильтрующиеся в эти отложения атмосферные осадки в большей части просачиваются на глубину. Залегающие вдоль северного склона крутопадающие пласты аптского, альбского, сеноманского и датско-монского комплексов также имеют ограниченные площади питания и не дают крупных источников.

В пределах Большого Балхана и Межбалханской равнины практически водоносными являются комплекс континентальных четвертичных отложений, мальм-неокомский и комплекс отложений верхнего байоса и бата; некоторое значение имеют воды «коры выветривания», особенно глинистых пород нижнего байоса.

Водоносный комплекс континентальных четвертичных отложений частично разведан и эксплуатируется вдоль южного склона Большого Балхана в районе Джебель—Небит-Даг. Это воды пролювиальной толщи, солоноватые, с минерализацией 2—3 г/л, хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые и кальциевые. В некоторых скважинах вскрыты сероводородные воды. Дебит скважин колеблется от 1 до 15—20 л/с.

Возможно, что не весь подземный сток Большого Балхана разгружается в пролювий Межбалханского коридора. Одним из очагов раз-

грузки, вероятно, является обширный солончак Баба-Ходжа, расположенный к юго-западу от гор Небит-Дага.

Более пресную воду дают пролювиальные отложения долин, прорезающих известняки мальм-неокомской толщи.

Водоносный комплекс мальмских и неокомских отложений. Известняки мальм-неокомского комплекса обнажаются вдоль гребня и по южному и юго-восточному склону хр. Большой Балхан. Однако сравнительно крутой наклон пластов и густая изрезанность склонов способствуют образованию поверхностного стока.

На всей территории Большебалханской горст-антиклинали нет крупного источника, вытекающего из мальм-неокомских пород, но по южному склону Большого Балхана имеется множество мелких родников, связанных с зоной поверхностной трещиноватости. Их дебит не превышает несколько сотых или десятых литра в секунду. Воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые или кальциево-магниевые с минерализацией от 0,2 до 0,5 г/л. Так, например, свойство вод более водообильных родников Дюйнек характеризуется следующей формулой:

$$M_{0,2}\,\frac{HCO_3\,59\ SO_4\,28\ Cl\,13}{Ca\,38\ Mg\,33\ Na\,29},$$

при этом воды мальмских отложений содержат больше Mg, чем неокомские.

Водоносный комплекс верхнего байоса и бата распространен в антиклинальном понижении Курт-Любиль, в своде Большебалханской мегантиклинали. Общая площадь выходов среднеюрского водоносного комплекса около 350 км². Здесь вытекает около полутора десятков источников с дебитами порядка 0,1 л/с, в большинстве связанных с зоной поверхностной трещиноватости. Качество воды пестрое: наряду с пресными водами с минерализацией 1 г/л встречаются соленые с минерализацией от 3—4 до 6—7 г/л сульфатно-хлоридные, реже хлоридно-сульфатные и гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

Водоупорная толща рэтских, лейасовых и нижнебайосских отложений. В основании видимого разреза осадочного комплекса Большого Балхана лежат черные сланцевые глины нижних и средних горизонтов байоса, выступающие в ядре мегантиклинали.

Из глинистых пород вытекает множество мелких источников, связанных с зоной экзогенной трещиноватости, мощность которой не превышает 10—15 м. Температура источников отражает суточный ход температуры воздуха. Минерализация воды различна, но часто встречаются пресные и солоноватые воды с минерализацией, не превышающей 1,5—2 г/л. Дебит колодцев измеряется десятыми, сотыми и даже тысячными долями литра в секунду.

Таким образом, «региональный водоупор» рэт-лейаса и нижнего байоса, выступающий на площади порядка 150 км², в пределах коры выветривания является «водоносным».

Скважина в районе колодца Кара-Чагыл на глубине 300—600 м встретила напорные воды с температурой 46° С, с установившимся дебитом около 5 л/с. Вода поступает из раздробленных пород крупного тектонического нарушения. По данным В. Ф. Людвига, химические свойства воды могут быть выражены формулой

$$M_{12-18}\,\frac{Cl\,83—14\ SO_4\,26—17}{Na\,97—94}.$$

Это воды зоны затрудненного водообмена.

Водоносный комплекс палеозоя представлен трещиноватыми с поверхности кислыми магматическими породами. Выходы воды палеозойских отложений Большого Балхана и Куба-Дага не исследованы, если не считать нескольких мелких источников Шах-Адама с дебитами до сотых долей литра в секунду. Вода слабосолоноватая и соленая, гидрокарбонатная натриевая или сульфатная натриевая, с минерализацией 2—15 г/л.

Западно-Туркменский артезианский бассейн является частью Южно-Каспийского артезианского бассейна, его западным склоном. Центральная часть Южно-Каспийского артезианского бассейна выполнена толщей мезо-кайнозойских отложений мощностью до 19—20 тыс. м.

Западно-Туркменский артезианский бассейн расположен в пределах Западно-Туркменской низменности, являющейся одним из крупных нефтегазоносных районов страны. Геофизическими исследованиями в его пределах обнаружено свыше 60 закрытых погребенных структур, из них 34—40 считаются перспективными на нефть и газ. Ряд структур (Челекен, Котур-Тепе, Комсомольская, Небит-Даг, Монжуклы, Кум-Даг, Камышлджа, Окарем, Барса-Гельмес, Гоган-Даг и др.) имеет промышленное значение.

Поверхностные водопроявления в пределах низменности редки. Это или источники, вытекающие из неогеновых отложений (Челекен, Небит-Даг), или колодцы, эксплуатирующие линзы пресных вод, «плавающих» на соленых в современных и древнечетвертичных отложениях. Некоторые количества подземной воды выбрасываются на поверхность многочисленными грязевыми вулканами и скважинами, расположенными не только на суше, но и в прибрежных зонах Каспийской акватории. Эти водопроявления лишь в небольшой степени освещают водоносность недр Западно-Туркменской низменности. Однако множество пробуренных скважин (глубиной почти до 5 км) позволяют судить о водоносных комплексах морских четвертичных и неогеновых отложений.

Водоносный комплекс морских четвертичных отложений. Морские четвертичные отложения в значительной части представлены песчаными образованиями с хорошей проницаемостью (300—400 мД). Концентрация вод новокаспийского, хвалынского, хазарского и бакинского ярусов (в основном седиментационного генезиса) возросла вследствие испарения в процессе многочисленных регрессий в условиях аридного климата, вызвавших образование соленых реликтовых бассейнов, лагун и солончаков. На отдельных участках наблюдается опреснение соленых вод поверхностными ливневыми водами, стекающими с гор, а также непосредственно атмосферными осадками и, вероятно, в незначительном количестве за счет конденсации водяных паров. Линзы пресных вод, формирующиеся в прибрежных песках, имеют мощность 10—25 см, содержат незначительные ресурсы и требуют специального режима эксплуатации для своего сохранения. Эти ресурсы были, вероятно, гораздо больше, о чем свидетельствуют остатки крупных садов и древонасаждений в районе Чикишляра. Минерализация этих вод изменяется в широких пределах — от 0,5 до 3—4 г/л. В различных участках Западно-Туркменской низменности имеется несколько десятков «линз», большей частью искусственно созданных, с пресной и солоноватой водой, с минерализацией 0,5—3,0 г/л. Наиболее крупная из них (Восточно-Каракульская) имеет площадь около 225 км^2 (минерализация воды до 2 г/л). Статические запасы пресных и солоноватых вод (с минерализацией до 2 г/л) по трем каракульским линзам составляют 50 млн. м^3, а динамические — 23 л/с.

Воды древних и в особенности новокаспийских отложений на участках, ставших сушей в последние десятилетия в связи с сокращением акватории Каспия, имеют непосредственную связь с морем и их уровенный режим отражает колебания уровня Каспия.

В хазарских и хвалынских отложениях присутствуют воды пестрой минерализации и химического состава, сходные иногда с водами новокаспийских отложений. Их минерализация изменяется от 5—7 до 70 г/л. Нередко можно встретить гидрокарбонатные магниевые воды с незначительным содержанием кальция, натрия и хлора. Коэффициент метаморфизации этих вод $\frac{rNa}{rCl}$ =0,5—0,7. Встречаются также менее минерализованные хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые воды. Аллювиальные отложения Атрек-Сумбарской дельты (в пределах Массерианской равнины Q_{III-IV}) представлены тонко- и мелкозернистыми песками мощностью от 40 до 400 м с прослойками глин и суглинков. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 2 до 50 м. Уклон незначительный, j=0,003—0,006. Воды соленые (от 30 до 150 г/л) хлоридно-сульфатные натриевые и хлоридные натриевые. Встречаются искусственно созданные линзы более пресных вод, используемых для водопоя скота и питья. Питание аллювиальных отложений осуществляется за счет атмосферных осадков поверхностных и ирригационных вод, а также вод, поступающих из пролювия.

Хвалынские отложения представлены песками с прослоями глин мощностью до 60 м. Воды хвалынских отложений преимущественно грунтовые, залегающие на глубине от 5 до 50 м. Минерализация вод пестрая. Встречаются линзы пресных вод с минерализацией от 0,5 до 1,5 г/л, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и кальциевые, а также солоноватые, соленые воды и рассолы.

Хазарские отложения имеют мощность от 2 до 120 м. Они представлены песками с прослоями глин и ракушечников. Воды в них часто напорные и иногда самоизливающиеся. Глубина до воды около 200 м. Воды большей частью хлоридные натриевые с минерализацией от 7 до 40 г/л. По газовому составу это кислородно-азотные воды, в которых иногда присутствуют и высшие углеводороды.

Воды хазарских отложений гидравлически связаны с водоносными горизонтами бакинских отложений, которые имеют мощность от 80 до 500 м. Естественные выходы известны только на Челекене. На остальной территории воды бакинских отложений вскрываются скважинами на глубинах от 150 до 400 м (Худай-Даг, Камышлджа, Окарем, Адам-Кудук). Воды напорные с расходом от 0,3 до 2,3 л/с, а в Мессарианском районе величина напора достигает 100 м. В бакинских отложениях преобладают седиментационные воды хлоридно-натриевого состава с минерализацией от 50 до 100 г/л.

Литологический состав и мощность неогеновых отложений изменяются по разрезу и по площади, что отражается на условиях их водоносности. Многочисленные тектонические нарушения разного возраста и ориентировки способствуют гидравлической связи между различными водоносными горизонтами. Подстилаются неогеновые отложения мощной водоупорной толщей палеогеновых глин. Они перекрыты глинистыми породами апшеронского и местами бакинского ярусов и представляют самостоятельный водоносный комплекс. В настоящее время более изучены только воды плиоцена (апшерона, акчагыла, челекенской свиты, «понта») суммарной мощностью до 4500 м, в основном представленные песчаными породами. Средняя проницаемость песчаных пород красноцветной толщи до 400 мД, акчагыла и апшерона до 300 мД.

Западно-Туркменская низменность стала сушей сравнительно недавно, поэтому процесс проникновения инфильтрационных вод в отложения мезо-кайнозоя находится в самой начальной стадии. Особенно водоносны горизонты неогена, некоторые из которых вообще не имеют областей питания (челекенская свита, понт), так как в горах данные отложения не обнажаются. Миоценовые и верхнеплиоценовые отложения обнажаются в области питания на сравнительно небольших участках. В неогене сохранились седиментационные воды, которые, как и воды морских четвертичных отложений, сильно концентрированы. Чаще всего в плиоценовой толще встречаются очень крепкие рассолы с минерализацией от 50 до 200 г/л, а в челекенской свите даже до 300 г/л. Эти воды в некоторых местах изливаются в виде источников (Челекен, Боя-Даг, Сыртланли, Небит-Даг, Ялма-Куи). В водах отсутствуют сульфаты и гидрокарбонаты. Температура вод в скважинах и источниках достигает 40—60° С. Это типичные хлоридные-натриево-кальциевые воды, характерные для многих нефтяных месторождений. В большинстве скважин, вскрывающих воды челекенской свиты, наблюдается уменьшение минерализации сверху вниз и увеличение ее с запада на восток и с юга на север.

Воды более глубоких горизонтов разреза, поступающие в плиоцен (в первую очередь в челекенскую свиту) по тектоническим разрывам, характеризуются сравнительно слабой минерализацией (15—40 г/л), присутствием значительных количеств сульфатов, небольших количеств гидрокарбонатов, а также более высокой температурой (60—90° С). К участкам поступления этих вод в толщу неогена приурочены не только гидрохимические, но и гидродинамические и геотермические аномалии.

Существует и иная точка зрения на генезис этих вод. В. В. Колодий считает, что они образовались путем разбавления вод седиментационных водами, конденсировавшимися из углеводородных газов в процессе прохождения последних через челекенскую свиту.

Воды челекенской свиты являются напорными. Дебиты скважин колеблются от 200 до 2000 м³/сут. Большие дебиты сохраняются длительное время (на Челекене некоторые скважины фонтанируют с дебитом 1000 м³/сут уже более 10 лет).

Из акчагыльских и апшеронских отложений получены фонтанные притоки воды с дебитом 20—30 м³/сут. В апшеронских отложениях распространены, как правило, безнапорные воды, и только на крайнем юге отдельные скважины фонтанируют. Средний дебит скважин из апшерона составляет около 100 м³/сут.

Следует отметить экранирующую роль Прибалханского разлома (возможно, он связан с Южно-Туркменским глубинным разломом). К северу от него дебиты скважин значительно меньше и не превышают в челекенской свите 200—250 м³/сут.

Суммарный расход вод, вытекающих из плиоцена (источники и скважины), составляет около 25 млн. м³/год.

О свойствах донеогеновых водоносных комплексов можно судить только по водопроявлениям современных и древних грязевых вулканов, приуроченных к крупным тектоническим разломам. Расположенные в пределах Западно-Туркменской низменности грязевые вулканы бездействуют или изливают небольшие количества грязи и воды, гидрохимические свойства которой обычно сходны со свойствами «экзотических» гидрокарбонатных и сульфатно-натриевых вод плиоценовых отложений. В сальзовых «озерах» (Кеймир, Западный Порсугель, Розовый Порсугель), приуроченных к кратерам грязевых вулканов, воды также имеют гидрокарбонатный-натриевый состав. Характерно, что с

ослаблением деятельности грязевых вулканов из них начинают изливаться хлоридные-натриевые (хлоридные-кальциевые) воды, типичные для челекенской свиты. По данным Г. И. Смолко (1929), суммарный расход вод грязевых вулканов и источников составлял 4 млн. м³/год.

Предбольшебалханский артезианский бассейн. Предбольшебалханский прогиб исследован главным образом геофизическими методами, в связи с чем достаточно надежных сведений о его гидрогеологических условиях не имеется. На его описании мы останавливаться не будем.

Вопросы палеогидрогеологии и основные закономерности формирования подземных вод

Формирование Копетдагского миогеосинклинального прогиба началось, вероятно, в конце триаса. В конце или даже в середине лейаса следует предполагать существование нормального морского бассейна и развитие седиментационного этапа формирования подземных вод, который на западе с незначительными перерывами продолжался до конца палеогена, а на востоке до маастрихта. Небольшие перерывы в осадконакоплении имели, по-видимому, локальный характер и не вносили существенных изменений в гидрогеологическую обстановку. В этот длительный этап формировались седиментационные воды нормальной солености, претерпевшие с течением времени соответствующую метаморфизацию в процессе диагенеза.

Предкампанский размыв, охвативший большие территории на юге, в пределах Ирана, сопровождался поднятиями на северо-западе территории, где образовался более и менее обширный участок суши, сложенный, вероятно, сеноманскими и досеноманскими отложениями, уничтоженными затем эрозией.

В маастрихте на месте восточной и центральной частей Копет-Дага возникла суша, вокруг которой на юго-востоке отлагались красноцветные и лагунные осадки. Тепловодные фауны окружающей акватории указывают на жаркий климат, а наличие гипса говорит о существовании аридных условий, способствовавших формированию соленых седиментационных вод.

На западе еще длительное время продолжали формироваться седиментационные воды нормальной солености (маастрихтский, датско-монский век, палеогеновая, эоценовая эпохи). На востоке нормальный морской режим существовал только еще сравнительно короткое время в эоцене.

Начало орогенного этапа альпийского периода (конец палеогена) характеризуется: 1) прекращением нормального морского режима на всей территории; 2) освобождением от воды всей территории Горного Бадхыза, Восточного, Гяурского, Центрального Копет-Дага, Большого и Малого Балхана; 3) периодическими трансгрессиями солоноватых и соленых вод неогеновых бассейнов в области Западного Копет-Дага, Западно-Туркменской низменности и Низменных Каракумов; 4) образованием предгорного прогиба, Предкопетдагского артезианского бассейна и его южного обрамления; 5) образованием и формированием Южно-Каспийского артезианского бассейна и его горного обрамления.

На территории горно-складчатой области (кроме Западного Копет-Дага) седиментационный этап формирования подземных вод сменяется инфильтрационным. В меловых и палеогеновых отложениях седиментационные воды постепенно заменяются атмосферными. В высоко поднятых в концу неогена горных складках Копет-Дага и Большого Балхана седиментационные воды из пределов современной зоны свободного

водообмена были почти полностью вытеснены на всю глубину дренажа тектонических нарушений, так как здесь во всех комплексах присутствуют пресные или солоноватые воды. Коэффициенты метаморфизации верхнеюрских или меловых водоносных комплексов подтверждают, что до уровня глубокого дренажа циркулируют только инфильтрационные воды. Коэффициент $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$, как правило, превышает 0,87 (иногда в несколько раз). Нормально-морской характер отложения указывает на инфильтрационное происхождение вод и на относительно недавнее время метаморфизации. Величина хлор-бромного коэффициента, как правило, значительно превышает 300.

В зоне затрудненного и весьма затрудненного водообмена коэффициент $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$ в водах мела и палеогена меньше 0,87, что говорит о смешении седиментационных вод с водами инфильтрационного генезиса.

Инфильтрационные воды резко преобладают в копетдагском миоцене, породы которого выступают на поверхность или залегают на сравнительно небольших глубинах. Хлор-бромный коэффициент почти всегда превышает 300, а иногда достигает 155; $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} > 0{,}87$.

Иная картина наблюдается в плиоцене. В челекенской свите в Западно-Туркменской низменности отношение $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0{,}87$ (в Копет-Даге эта свита не распространена). Хлор-бромный коэффициент в большинстве случаев превышает 300. Здесь, видимо, сохранились сильнометаморфизованные седиментационные воды с коэффициентом $\frac{r(\text{Cl}-\text{Na})}{r\text{Mg}}$ больше единицы. Воды верхнего плиоцена имеют пестрый состав.

В горной части территории в акчагыльских отложениях присутствуют слабоминерализованные воды инфильтрационного генезиса и даже пресные (районы Ашхабада и Казанджика). Отношение $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0{,}87$. В пределах Западно-Туркменской низменности воды верхнеплиоценовых отложений высокоминерализованные (соленые или рассолы). Коэффициент $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0{,}64—0{,}80$; хлор-бромный коэффициент значительно выше 300, отношение $\frac{2(\text{Cl}-\text{Na})}{r\text{Mg}} > 1$, что свидетельствует о большой метаморфизации вод.

На территории западных районов Западного Копет-Дага в неогене периоды формирования седиментационных вод чередовались с тремя крупными периодами регрессий, соответствующих: 1) раннему миоцену; 2) концу позднего миоцена — раннему и среднему плиоцену; 3) самому концу позднего плиоцена. Были, по-видимому, и менее продолжительные регрессии, с которыми связаны отложения караганских гипсов или акчагыльских галитов и тенардитов. В пределах предгорной равнины и Низменных Каракумов седиментационный режим формирования подземных вод периодически восстанавливался во время неогеновых и четвертичных трансгрессий (до хвалынского века включительно), а в послехвалынское время одновременно с образованием каракумской свиты в ней захоронялись пресные воды пра-Амударьи.

Территория Западно-Туркменской низменности окончательно освободилась от морских вод в историческое время. Процессы захоронения каспийских вод здесь происходили еще в начале текущего столетия, перед крупным снижением уровня Каспия, который наблюдался в конце тридцатых годов.

Развитие Южно-Русского неогенового бассейна определялось многократными соединениями и разобщениями с Тетисом. В периоды связи

с океаном в неогеновом бассейне Прикаспия господствовал нормально-морской режим и формировались хлоридные натриевые соленые подземные воды (тарханское, конкское и, возможно, частью акчагыльское время). Когда связь с океаном нарушалась, воды Южно-Русского неогенового бассейна быстро опреснялись (караганское, сарматское, понтическое, апшеронское ранне- и среднечетвертичное время). Однако в настоящее время воды акчагыльских, понтических и миоценовых отложений и воды древнекаспийских слоев Западно-Туркменской низменности имеют минерализацию, намного превышающую минерализацию нормальной морской воды. Это можно объяснить последующей метаморфизацией и засолением в условиях аридного климата, когда регрессии сопровождались образованием реликтовых лагун, солончаков и интенсивным внутригрунтовым испарением с поверхности неглубоко залегающих, захороненных вод.

Высокая минерализация вод каракумской толщи, вероятно, обусловлена «бессточностью» Низменных Каракумов и накоплением солей в процессе испарения вод временных потоков с Копет-Дага и паводковых вод Теджена. Вполне допустимо, что в засолении потока грунтовых вод каракумской толщи сыграл роль размыв мощных толщ верхнеюрских галитов в бассейне Амударьи, а также процессы внутригрунтового испарения.

Водоносные комплексы геосинклинальной части разреза (юра, мел, палеоген) в целом можно рассматривать как самостоятельные артезианские бассейны, отделенные от выше- и нижележащих комплексов мощными водоупорными толщами. Каждый такой бассейн имеет область: а) питания или современной инфильтрации и создания напора; б) распространения напорных вод вне областей питания; в) разгрузок.

Водоносные комплексы горно-складчатой части разреза (неогеновые и постплиоценовые), в особенности водоносные горизонты плиоцена, не имеют достаточно обширных выходов в областях горного обрамления. На территории Западно-Туркменской низменности они содержат главным образом седиментационные воды или воды, поступающие из других комплексов в результате протекания по сообщающимся нарушениям. Эти процессы могут играть значительную роль в формировании подземных вод, их химического и газового состава и термического режима.

Примером таких явлений могут служить гидрокарбонатные-натриевые и сульфатные-натриевые воды плиоценовых отложений нефтяных месторождений Западно-Туркменской низменности, где разгрузка осуществляется по разломам, дробящим территорию на ряд блоков-ступеней, опускающихся к Южно-Каспийской впадине, а также по тектоническим нарушениям отдельных структур и жерлам грязевых вулканов, приуроченных к сбросам. Участки гидродинамических и гидрогеохимических аномалий на поверхности иногда фиксируются солончаками или устанавливаются скважинами.

Подтверждением такого способа формирования «экзотических» гидрокарбонатных-натриевых и сульфатных-натриевых вод неогеновых отложений Западно-Туркменской низменности являются и геотермические аномалии, приуроченные к области их распространения.

В Западно-Туркменской низменности, по данным С. С. Джибути, «геотермический рельеф» осложняется образованием геотермических куполов, соответствующих структурам, выраженным в неогеновых аномальных отложениях (Челекен, Небит-Даг, Боя-Даг и др.). Для них характерны аномальные геотермические ступени (28—31 м/°С) и аномальные геотермические градиенты (3—5,6°). Это связано с проникновением в толщу плиоцена (челекенская свита, акчагыл, апшерон) ме-

зозойских слабоминерализованных гидрокарбонатных натриевых и сульфатных натриевых вод по крупным разломам с больших глубин. Температура этих вод (70—90°) выше температуры рассолов, характерных для челекенской свиты (40—60°). Геотермические условия различных гидрогеологических районов неодинаковы: наиболее высокие значения геотермического градиента, достигающие 3,8—4° С/100 м при значениях геотермической ступени 25—26 м/° С, установлены в пределах Западно-Туркменской низменности.

Геотермические аномалии, возможно, связаны с близким залеганием кристаллического фундамента. Так, скважина, пробуренная в основании юго-западных склонов Большого Балхана (вблизи выходов магматических пород) на глубине 380 м, дала воду с температурой 46° С; следовательно, геотермическая ступень в этом районе составляет около 10 м/° С.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Подходя к оценке ресурсов подземных вод, отметим следующее:

Общие естественные ресурсы подземных вод Копет-Дага, Горного Бадхыза и Большого Балхана составляют около 20 м³/с. Воды в основном пресные.

Для Западно-Туркменской низменности статические запасы воды толщи мезо-кайнозойских отложений (без триаса) составляют около 60—65 тыс. км³. Это воды зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена — соленые рассолы. В настоящее время из источников, скважин и грязевых вулканов на этой территории вытекает около 1000 л/с. Значительная часть этих вод имеет промышленное содержание ценных микрокомпонентов. Воды в основном термальные с температурой выше 50° С.

Для бальнеологических целей в Туркмении используются сульфидные воды с содержанием сероводорода порядка 10 мг/л и запасами по нашим подсчетам около 300 л/с.

В пределах описываемой территории подземные воды широко использовались еще в глубокой древности. Тысячелетия в предгорной равнине существуют десятки кяризов, построенных по принципу самотечного извлечения воды с глубин 100 м и более (кяризы Джанахир, Ак-Мейдан и др.).

Жителей Туркмении следует считать пионерами в создании «чирлевых» колодцев, куда путем устройства разного рода земляных сооружений собираются с такыров дождевые и талые воды и создаются искусственно линзы пресных вод, «плавающих» на соленых. В районах с солеными водами эти колодцы закладываются в пониженных местах такыров. Их проходят до уровня соленых вод и заполняют выпадающими дождевыми водами.

За годы Советской власти в пределах описываемой территории введено в эксплуатацию не менее 1000 скважин на воду, используемую для хозяйственного и промышленного водоснабжения, а также в бальнеологических целях. Эксплуатационные скважины вызывают понижение уровня грунтовых вод предгорной полосы. Существенные изменения в гидрогеологическую обстановку предгорной равнины вносит введенная в эксплуатацию третья очередь Каракумского канала. Воды канала, фильтруясь в рыхлые грунты, способствуют повышению уровня грунтовых вод предгорной равнины (вблизи Ашхабада уровень грунтовых вод повысился от 1 до 7 м, на Фирюзинском конусе выноса на 2 м). Большое влияние на изменение гидрогеологических условий Западно-Туркменской низменности оказывают также разведка и эксплуатация нефтяных месторождений.

Глава 3

КАМЧАТСКО-КУРИЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (XV—3)

Физико-географические и геолого-структурные условия

Рассматриваемый регион включает Камчатку, о. Карагинский, а также Командорские и Курильские острова.

Рельеф его характеризуется очень большим разнообразием, обусловленным сложностью процессов формирования. Основными рельефообразующими факторами в пределах Курило-Камчатской дуги являются: интенсивная тектоническая деятельность и процессы новейшего вулканизма, а также разнообразные явления денудации (речная эрозия, ледниковая деятельность, физическое выветривание пород) и морской аккумуляции. Различная интенсивность, направленность и скорость этих процессов в разных районах предопределили создание сложного строения всей территории, в пределах которой выделяется девять крупных, четко ограниченных горных и равнинных областей.

I. Срединный хребет Камчатки занимает осевую часть полуострова, протягиваясь в северном и северо-восточном направлениях почти на 900 км при ширине от 90—100 до 140 км. В высокогорных частях хребта (1700—2000 м) развиты острые, скалистые, альпийские формы рельефа; по периферии хребта рельеф среднегорный (1000—1200 м), с более мягкими очертаниями. Эрозионная расчлененность рельефа в северных и южных частях достигает 400—800 м, иногда до 1500 м. Основными формами рельефа в центральной части являются вулканические платообразные поверхности (от 1100—1300 до 1800 м высоты) и древние вулканические конусы. Западный склон хребта постепенно переходит в Западно-Камчатскую равнину, восточный — уступами обрывается к Центрально-Камчатской депрессии.

II. Восточный хребет состоит из четырех кулисорасположенных хребтов — Ганальского, Валагинского, Тумрок и Кумроч, имеющих северо-восточное простирание. Преобладающие высоты горных вершин — 1000—1800 м, максимальные превышают 2000 м. Гребни хребтов острые, скалистые, особенно хр. Ганальские Востряки, отличающегося типично альпийским рельефом. Поперечный профиль хребта асимметричный; западный — крутой, опускается по тектоническому уступу к Центрально-Камчатской низменности, восточный — на юге полого подходит к вулканическим плато Восточной вулканической области. Хребты по глубоким узким каньонам рассекаются реками, с максимальным врезом в Ганальском и Валагинских хребтах до 800—1000 м.

III. Восточная вулканическая область занимает обширную юго-восточную часть полуострова. Она разделяется на три части: 1) южную — к югу от Авачинского залива; 2) центральную — между Авачинско-Корякской грядой вулканов на юге и сопками Кроноцкой и Кихпиныч на севере и 3) северную, включающую крупнейшую группу

действующих вулканов — Ключевский, Безымянный, Шеьелуч и др. Характерной формой рельефа области являются вулканические плато — долы (600—1000 м высоты), сложенные мощными толщами четвертичных вулканических пород, с расположенными на них крупными вулканами и многочисленными вулканическими конусами. Расчлененность плато весьма различна, фальтрационная способность пород обычно хорошая.

IV. Восточные полуострова (Шипунский, Кроноцкий, Камчатский мыс) характеризуются среднегорным рельефом, с преобладающими высотами 600—1000 м и максимальными до 1200—1600 м. Рельеф преимущественно скалистый, обусловленный главным образом распространением плотных вулканических пород олигоцен-миоцена.

V. Западно-Камчатская равнина протягивается вдоль всего Охотского побережья полуострова. Южная часть равнины — плоская или слабо всхолмленная заболоченная низменность, с преобладающими высотами морских террас до 70 м, полого наклонена на запад. Северная часть — возвышенная, холмисто-увалистая равнина с высотами до 200—300 м и отдельными грядами меридионального или северо-восточного направления, сложенными крепкими палеоген-миоценовыми вулканогенными отложениями или верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными образованиями.

VI. Центрально-Камчатская низменность начинается в виде узкой межгорной впадины на участке водораздела рек Камчатки и Быстрой и протягивается в северо-восточном направлении почти на 700 км В бассейне рек Озерной и Уки ширина ее достигает 100—120 км. Южная часть низменности известна под названием Центрально-Камчатской депрессии. По ней протекает основная река полуострова — Камчатка, разграничивающая Срединный и Восточный хребты Депрессия ограничена прямолинейными тектоническими уступами. Высоты дна депрессии составляют 100—200 м. Современный рельеф обусловлен водно-ледниковой аккумуляцией и эрозионно-аккумулятивной деятельностью р. Камчатки.

Центральную часть низменности занимают крупные вулканические сооружения — Ключевая группа вулканов и вулкан Шевелуч, между которыми р. Камчатка резко поворачивает на восток, а поверхность депрессии переходит в заболоченную равнину с отметками не более 50 м.

VII. Парапольский дол представляет собой в южной своей части узкую полого наклоненную к северо-востоку межгорную депрессию — заболоченную равнину с высотами 50—90 м, ограниченную с запада и юго-запада отрогами Срединного хребта. Характерной особенностью рельефа является наличие термокарстовых воронок, связанных с развитием многолетней мерзлоты.

VIII. Курильские острова представляют собой островную дугу, образованную двумя антиклинальными структурами — Большой (внутренней) и Малой (внешней) Курильскими грядами, разделенными пологим прогибом. С северо-запада Курильские острова ограничиваются Курильской котловиной Охотского моря глубиной до 3000—3370 м, а к юго-востоку располагается глубочайшая (более 10 км) океаническая Курило-Камчатская впадина.

Большая Курильская гряда — крупный подводный хребет, наиболее высокие части которого поднимаются над поверхностью океана. Антиклинальная структура гряды осложнена рядом крупных продольных и поперечных разломов, которые разграничивают ее на ряд звеньев, смещенных по мере движения на север в юго-восточном направлении (до 15—40 км), создавая характерное, кулисообразное расположение. Почти все острова имеют резко выраженный горный характер, обу-

словленный мощными проявлениями четвертичного и современного вулканизма и широким развитием молодых тектонических движений. Четвертичные вулканические сооружения островов имеют сложное строение и расположны на палеоген-неогеновом складчатом основании, большая часть которого находится в настоящее время ниже уровня моря. Преобладающие высоты островов до 500—1000 м, высоты большинства вулканов — 1100—1800 м. Форма вулканов весьма разнообразна, однако преобладают вулканы типа Сомма-Везувий; много одиночных вулканических конусов; кальдеро-вулканы сравнительно редки. Общая плотность расположения вулканов на Больших Курильских островах очень значительна.

На многих островах отмечается несколько уровней денудационного среза складчатого фундамента (например, на о. Парамушир на высотах 300—500, 500—700 и 700—1000 м). Наиболее высокие поверхности, выровненные эрозионной деятельностью, образуют низкогорный, а местами и высокогорный денудационно-тектонический рельеф. Большинство островов сильно расчленены эрозией. Особый характер имеет небольшой северный о. Шумшу, на котором вулканы отсутствуют, а слабоволнистая денудационная поверхность (100—120 м) сложена вулканогенно-осадочными неогеновыми породами.

Малая Курильская гряда образована несколькими островами, сложенными в основном верхнемеловыми и палеогеновыми породами. Эти острова возвышаются над уровнем океана на 170—240 м, представляют наиболее возвышенные южные части крупного подводного хр. Витязь, протягивающегося параллельно Большой Курильской гряде почти до Камчатки.

IX. Командорские острова представлены двумя островами (Беринга и Медный), образующими западное окончание Алеутской островной дуги. Проявления четвертичного вулканизма на островах отсутствуют, а преимущественно горный рельеф обусловлен новейшими тектоническими движениями. Рельеф островов сильно расчлененный, высоты водоразделов достигают 600—700 м. Лишь северная часть о. Беринга низменная, образованная серией морских террас с высотами до 150—160 м.

Климат. Расположение описываемого региона на границе обширных холодных континентальных материковых областей и Охотского моря, с одной стороны, и огромного Тихоокеанского бассейна — с другой, создают исключительное разнообразие и сложность климатических условий.

Климат большей части Камчатки и Курильских островов благоприятен для накопления подземных вод. Он формируется под влиянием алеутского барического минимума (с сентября по июнь), по западной периферии которого развивается интенсивная циклоническая деятельность, и в меньшей степени — под воздействием азиатского максимума, приносящего холодные арктические массы воздуха с Чукотки и отчасти из Сибири. В летнее время значительно влияние тихоокеанского максимума, приносящего влажный морской воздух с юго-востока. Обширные холодные водные массы Охотского и Берингова морей оказывают охлаждающее влияние на прибрежные районы Камчатки и Курильских островов. Вдоль восточного побережья Камчатки проходит холодное Анадырское течение, переходящее южнее в Курильское. Западные побережья Южных Курильских островов находятся под отепляющим воздействием Цусимского течения.

В целом климат рассматриваемой территории характеризуется умеренно суровой и продолжительной зимой, холодной весной, пасмурным летом и сравнительно теплой осенью. Для большей части Камчатки ха-

рактерен холодный, а для Центрально-Камчатской депрессии и Курильских островов — умеренно теплый термический режим. Наблюдается увеличение средней годовой (от —3,3 до +5,5°) и средних месячных температур воздуха в юго-восточном и отчасти в южном направлениях, а также нарастание годовой и суточной амплитуд колебаний температур к северу и западу. Среднегодовое количество осадков на Курильских островах и на Юго-Восточной Камчатке достигает 1200—1500 мм, на восточном побережье 750—850 мм, на западе Камчатки 520—675 и на севере — 350—550 мм. Юго-восточная часть Камчатского полуострова и Курильские острова относятся к наиболее увлажняемым районам СССР, здесь число дней с осадками достигает 200—240 в год.

Выпадение значительной части осадков в зимнее время года обусловливает значительную высоту снежного покрова, достигающую на большей части Камчатки 80—120 см и более. Продолжительность залегания снежного покрова колеблется от 222 дней на севере Камчатки до 112 дней на Южных Курильских островах. Наибольшие запасы воды в снеге (до 400—550 мм) наблюдаются на юге Камчатки.

Абсолютная влажность воздуха вследствие сравнительно низких температур небольшая — от 4,9 до 8,4 мб; относительная влажность высокая — от 74 до 89%. Дефицит влажности приближается к наименьшим значениям в СССР. В течение почти всего года воздух на большей части региона близок к состоянию насыщения водяными парами. Величина испаряемости очень невелика и колеблется от 180—250 мм (на севере Камчатки) до 350—400 мм (на юге Камчатки и на Курильских островах). Отношение количества осадков к величине испаряемости изменяется от 1,0—1,3 (в Центрально-Камчатской депрессии) до 6,0—8,6 (на юго-востоке полуострова и на Курильских островах). Таким образом, большая часть рассматриваемой территории относится к области значительного избыточного увлажнения.

Геологическое строение. Геологическая история и сложная современная структура Камчатки и Курильских островов, находящихся в пределах крупнейшей современной геосинклинальной области, во многом определяются крупными тектоническими движениями и мощными вулканическими процессами, которые продолжаются и в настоящее время. Многократная складчатость различных орогенических эпох, интенсивные явления новейшего вулканизма и широкое развитие молодых тектонических разломов обусловливают важнейшие геоструктурные особенности и характерные гидрогеологические черты.

Рассматриваемая территория сложена весьма разнообразными по геологическому возрасту, составу, степени дислоцированности и метаморфизованности породами — протерозойскими, палеозойскими, мезозойскими, палеоген-неогеновыми и четвертичными, из которых главное значение имеют кайнозойские отложения.

Крупная Курило-Камчатская двойная островная дуга и ее сочленение с Алеутской дугой определяют положение многих основных структурных и тектонических элементов этой территории.

В пределах Камчатки выделяются три главные тектонические зоны, соответствующие трем структурно-фациальным зонам третичного времени, а также два наложенных вулканических пояса четвертичного возраста. На фоне указанных главных зон выделяется ряд тектонических структур первого и второго порядков (табл. 10).

Западно-Камчатская зона соответствует краевому прогибу, развившемуся на границе Охотского платформенного массива и Камчатской складчатой области. Центрально-Камчатская зона представляет собой внутреннюю вулканическую дугу Курило-Камчатской двойной островной дуги, продолжением которой к юго-западу служит Большая Куриль-

Таблица 10

Схема тектонического районирования Камчатки

Главные структурно-фациальные зоны третичного времени и наложенные вулканические пояса четвертичного возраста	Современные структуры	
	первого порядка	второго порядка
I. Западно-Камчатская зона	Западно-Камчатский прогиб	Тигильское и Кикильское поднятия Большерецкая, Палаиская и Парапольская впадины
II. Центрально-Камчатская зона	Камчатско-Карякский антиклинорий *	Срединный Камчатский массив
III. Восточно-Камчатская зона	Восточный Камчатский антиклинорий Вулканические острова восточного побережья Центральный Камчатский прогиб Восточный Камчатский прогиб	Ганальский выступ (срединный массив) Хавывенский выступ (срединный массив) Козыревская и Озерновская впадины Тюшевская наложенная впадина
IV. Наложенные вулканические пояса	—	—

* Включает Южно-Камчатский антиклинорий (по Г. М. Власову, В. А. Ярмолюку, Е. П Клеиовой).

ская гряда. Восточно-Камчатская зона является внешней складчатой дугой, а ее продолжением служит Малая Курильская гряда.

В пределах Камчатки и Курильских островов могут быть выделены три крупных структурных этажа: нижний, охватывающий все мезозойские и домезозойские образования, средний, включающий все палеоген-неогеновые отложения, и верхний, образованный четвертичными вулканическими породами.

Породы нижнего этажа выступают на поверхность на Камчатке только в древних срединных массивах и крупных антиклинориях, а также на Мало-Курильских островах. Наиболее древние, протерозойские образования (в основном гнейсы и кристаллические сланцы, зеленокаменные породы и мигматиты) обнажаются на поверхности только в осевой части Срединного Камчатского массива и в Ганальском выступе. Видимая мощность этих толщ достигает весьма больших величин (колпаковская серия — 300—4000 м, камчатская — 2500—3200 м, ганальская свита — 1500—2000 м). К палеозойским породам условно относятся мощные толщи чередующихся зеленокаменных и метаморфизованных (филитизированных) нормально-осадочных образований, слагающие периферические части вышеуказанных древних структур, а также Хавывенский выступ. Породы эти объединяются в малкинскую серию, мощность которой достигает в Срединном хребте 1500—2900 м, в Ганальском — 2500—2700 м, в Хавывенской возвышенности — 1000—1500 м. Мезозойские образования, представленные только верхнемеловыми породами, отчетливо разграничиваются по площади на две толщи: нижнюю (сеноман — турон) — терригенную и верхнюю (сенон) — вулканогенно-кремнистую. Нижняя толща, образованная песчаниками, алевро-

литами, аргиллитами и сланцами, широко развита во многих районах Срединного хребта, в Восточном хребте и на восточных полуостровах; мощность ее 3000—4000 м. Верхняя толща (ирунейская серия) состоит в основном из спилитов, базальтовых и андезитовых порфиритов, их туфов, туфогенно-кремнистых и кремнистых пород. Распространена она в северной части Срединного хребта, в краевых частях Срединно-Камчатского массива, в Восточном хребте, на восточных полуостровах и на о. Карагинском. В пределах Малой Курильской гряды породы нижнего структурного этажа представлены только верхнемеловыми образованиями: туфоконгломератами, туфобрекчиями и эффузивами (малокатанская свита) мощностью не менее 400 м, а также вышележащими песчаниками, алевролитами и аргиллитами (малокурильская свита) видимой мощностью 200—300 м (острова Шикотан, Зеленый и др.).

Образующие средний структурный этаж Камчатки и Курильских островов палеоген-неогеновые отложения слагают обширные территории ряда крупных структур.

Западно-Камчатская зона (Западно-Камчатский прогиб) слагается мощной (до 6000 м) толщей терригенных отложений палеогена: конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и каменными углями (тигильская и кавачинская серии), а также вышележащими отложениями неогена, представленными морскими терригенными, часто туфогенными, иногда угленосными породами (воямпольская серия мощностью до 1000—3000 м, кавронская серия — на севере 2500—3500 м).

В Центрально-Камчатской зоне в палеогене и неогене отложились мощные толщи (до 2000 м и более) вулканогенных образований, сложенных различными эффузивами и их туфами, туфолавами, туфобрекчиями, игнибритами, иногда с прослоями туфогенных песчаников, алевролитов, конгломератов (анавгайская и алнейская серии).

В Восточно-Камчатской зоне Центрально- и Восточно-Камчатские прогибы сложены толщами преимущественно палеоген-нижнемиоценовых осадочных (местами флишоидных битуминозных) терригенных отложений и туфогенных пород общей мощностью более 10—12 тыс м.

На Курильских островах условно палеогеновые отложения известны только на Малой Курильской гряде, где они представлены эффузивно-пирокластической толщей мощностью не менее 500 м. Неогеновые отложения распространены на большинстве островов Большой Курильской гряды исключительно широко.

На южных островах миоценовые отложения представлены мощной толщей плотных эффузивных и эффузивно-осадочных сильнодислоцированных и гидротермально-измененных пород мощностью порядка 1000 м. Вышележащие слабодислоцированные плиоценовые вулканогенно-осадочные отложения (туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии, опоковидные песчаники, диатомиты) широко распространены главным образом на северных островах — Парамушир и Шумшу; общая мощность их до 1000 м.

На Командорских островах палеоген-неогеновые отложения представлены псаммитовыми и псефитовыми туфами, эффузивами, туфами, конгломератами, диатомитами и туфодиатомитами общей мощностью до 4000—4500 м.

Верхний структурный этаж, сложенный четвертичными вулканическими породами, образует на Камчатке, как отмечалось выше, два четко выраженных наложенных вулканических пояса или зоны — Срединный — четвертичный и Восточный — современный. Образование покровных вулканических пород Срединного хребта, несогласно перекрывающих в его осевых центральных и северных частях все нижележащие

мезозойские и третичные породы, относится к первой фазе плейстоценового вулканизма, возникшей после пенепленизации территории Камчатки. Трещинные излияния, образовавшие мощные толщи лав андезитов и базальтов, сменились в дальнейшем центральными излияниями, сформировавшими вулканические хребты и многочисленные отдельные вулканические конусы и купола, ныне сильно разрушенные.

Образование Восточного вулканического пояса, занимающего юго-восточную часть Камчатки, происходило значительно позднее, в послеледниковую эпоху (вторая фаза плейстоценового вулканизма), когда на поднятой и выровненной эрозией поверхности мезозойских и третичных пород отложились толщи разнообразных вулканических пород преимущественно андезито-базальтового и базальтового состава, создав обширные плато — долы. Общая мощность толщ четвертичных вулканогенных пород достигает на Камчатке 800—1000 м.

На Курильских островах четвертичные вулканические породы развиты исключительно широко — на всех островах Большой гряды (кроме о. Шумшу). Большая часть их — андезиты, андезито-базальты и базальты, реже их туфы и туфобрекчии — объединяется в так называемую нерасчлененную туфоэффузивную толщу. Мощность вулканогенных отложений в пределах плато достигает 1000 м, в отдельных вулканических постройках — до 1500—2000 м.

Интрузивная деятельность проявилась во всех структурно-фациальных зонах Камчатки, а также и на Курильских островах, но наиболее полно развивалась в Центральной зоне Камчатки, где выделяются допалеозойский (?), палеозойский (?), верхнемеловой, нижне- и среднемиоценовый и плиоценовый интрузивные комплексы.

Наиболее крупные гранитоидные интрузии, относящиеся к палеозойскому комплексу, распространены в Срединном Камчатском массиве и в Ганальском выступе, где они прорывают метаморфические породы протерозоя и палеозоя. В этот же комплекс входят и интрузии основного и ультраосновного состава.

Рыхлые четвертичные отложения различного генезиса (морские, озерные, аллювиальные. элювиально-делювиальные, флювиогляциальные, эоловые и др.) и состава (глины, суглинки, пески, галечники и др.) распространены весьма широко как на Камчатке, так и на Курильских островах, слагая с поверхности крупные прогибы, межгорные впадины, древние тектонические долины и морские побережья. Мощность их в отдельных районах достигает многих десятков, иногда 100—200 м.

Современный вулканизм проявляется в настоящее время в крупных масштабах только в Юго-Восточной Камчатке и на всех островах Большой Курильской гряды (кроме о. Шумшу). Он играет решающую роль в создании аномальных геотермических условий, в возникновении ряда специфических гидро-геохимических процессов, в формировании термальных вод.

Из общего числа известных на Камчатке вулканов к действующим относится 28. Из них 27 находятся в Восточном вулканическом поясе и только один — вулкан Ичинский — в центральной части Срединного хребта. Общее число вулканов на Курильских островах достигает 90, из них к действующим относятся 39. К общему количеству наземных Курильских вулканов следует прибавить большое число подводных вулканов (до 47), выявленных в последние годы на западном склоне Большой Курильской гряды. В целом, более 80% всех наземных вулканов Курило-Камчатской островной дуги концентрируется в узкой полосе шириной 50 км. Расположение их подчиняется двум основным направлениям тектонических разломов: северо-восточному и северо-западному,

к «узлам» пересечения которых приурочиваются наиболее активные вулканические центры.

Действующие вулканы Камчатки достигают высоты 3000—4000 м и более (Ключевский — 4850 м, Кроноцкий — 3528 м, Корякский — 3456 м, Шевелуч — 3335 м, Безымянский — 3085 м и др.), что связано в значительной мере с их расположением на возвышенных вулканических плато. Высота курильских вулканов (над уровнем моря) меньше камчатских — до 1500—2000 м (Аланд — 2339 м, Тятя — 1822 м, Чикурачки — 1817 м, Пик Фусса — 1772 м). Однако одиночные курильские вулканы поднимаются иногда с больших глубин Охотского моря (1000 м и более), так что их верхняя надводная часть далеко не отражает их действительной высоты. По своей форме и структуре вулканы очень разнообразны: на Камчатке преобладают конусовидные типа Сомма-Везувий и кальдеры-вулканы; на Курильских островах — типа Сомма-Везувий и одиночные конусы. По своему строению это в основном стратовулканы.

Современная вулканическая активность Курильских островов, если оценивать ее по плотности размещения вулканов на 1 км^2 и частоте их извержений, значительно выше, чем в Восточно-Камчатской вулканической зоне (табл. 11).

Таблица 11

Характеристика вулканических областей	Большая Курильская гряда	Восточно-Камчатская область	Курило-Камчатская дуга
Длина вулканической зоны	1250 км	700 км	1950 км
Площадь зоны	9950 км^2	53 200 км^2	63 150 км^2
Число действующих вулканов	39	27	66
Число вулканов на единицу площади	0,0039	0,0005	0,001
Общее число извержений на период 1901—1955 гг.	29	96	125
в том числе больших	11	30	41
Общее число извержений на единицу площади	0,0029	0,0018	0,0021
в том числе больших	0,0011	0,00056	0,00065

Более высокая вулканическая активность Курильских островов обусловливает характер и масштабы их газо-гидротермальной деятельности и типы образующихся в них термальных вод.

Гидрогеологическое расчленение разреза

Питание подземных вод на рассматриваемой территории происходит в основном на территории горных сооружений за счет инфильтрационных атмосферных вод, проникающих через пористые четвертичные вулканогенные и рыхлые наносные отложения в верхние трещиноватые зоны горно-складчатых сооружений и далее по зонам тектонических дроблений в более глубокие недра и в горизонты осадочных отложений прилегающих к ним депрессий. В глубоко залегающих горизонтах депрессий, сложенных слабо промытыми морскими осадочными и вулканогенно-осадочными палеогеновыми и неогеновыми отложениями, значительная роль в образовании подземных вод, несомненно, принадлежит и остаткам древних измененных вод морского генезиса. В районах активных очагов незначительное участие в формировании подземных вод могут принимать конденсационные воды, образовавшиеся из вулканических газопаровых струй и паров, выделившихся из глубинных подземных вод.

Основные водоносные комплексы. Комплекс современных рыхлых четвертичных отложений развит главным образом в понижениях рельефа — в Центрально-Камчатской депрессии, в Западно-Камчатской равнине, в Парапольском доле, вдоль склонов вулканических сооружений, в долинах крупных рек, вдоль морских побережий Камчатки и Курильских островов. М. Б. Голубовским выделяются следующие водоносные комплексы: современных пирокластических, флювиогляциальных и ледниковых отложений; морских и лагунно-морских, дельтовых отложений; аллювиальных отложений, туфогенно-морских, озерных, озерно-аллювиальных и др. Мощность их обычно измеряется десятками, иногда несколькими сотнями метров. Питание осуществляется за счет атмосферных и поверхностных вод. Водообильность весьма пестрая, определяющаяся гранулометрическим составом и наличием глинистых горизонтов, придающих нижележащим водам напорный характер. Минерализация вод обычно низкая — менее 0,2—0,3 г/л. Во многих районах дебит вод скважин, вскрывающих водообильные горизонты, достигает нескольких, иногда 10—20 л/с. Нередко водами указанных отложений питаются естественные источники.

Комплекс четвертичных вулканогенных пород образует два характерных наложенных вулканических пояса (супербассейна) — Срединный и Восточно-Камчатский. Он широко развит почти на всех Больших Курильских островах и представлен преимущественно средними и основными эффузивами — андезитами, базальтами, андезито-базальтами, их туфами и другими разностями вулканических пород непостоянного строения и неоднородной трещиноватости и пористости. Наличие многочисленных пустот и каверн определяет весьма неравномерную их водоносность. Туфы, туфобрекчии и другие пирокластические породы менее трещиноваты, чем эффузивы, иногда они являются водоупорами. С поверхности многие разности вулканических пород обеспечивают быструю инфильтрацию атмосферных вод, образуя многочисленные, почти безводные вулканические платообразные поверхности. В целом можно считать, что комплекс вулканических пород представляет собой сложную гидравлическую систему, характеризующуюся высокой водообильностью. Отдельные трещиноватые горизонты лав, туфобрекчий и туфоконгломератов содержат непостоянные по простиранию, но местами достаточно мощные водоносные горизонты трещинных вод с крупными запасами, питающими многочисленные, часто многодебитные холодные источники.

В пределах четвертичного вулканогенного комплекса зафиксировано около 1000 источников, из них 50% обладают дебитом в пределах 1—10 л/с. Мощные пластовые выходы подземных вод из вулканических пород обладают на Камчатке дебитом до 100—200 л/с, а иногда и более 1000 л/с. Вместе с тем режим подземных вод вулканических пород может характеризоваться значительным непостоянством в разные сезоны года. Химический состав вод вулканических пород обычно хлоридного-гидрокарбонатного состава с незначительной минерализацией: на Камчатке — до 0,12 г/л, на Курильских островах — от 0,1 до 0,25 г/л. В районах воздействия активных вулканических очагов и на участках гидротермального изменения пород воды приобретают более высокую минерализацию в первую очередь за счет сульфатов. На участках выходов вулканических газов в толще и на поверхности вулканических пород возникают необычные кислые термальные растворы (фумарольные термы).

Комплекс верхнемиоцен-плиоценовых терригенных осадочных отложений (кавранская серия) распространен широко — в Западно- и Восточно-Камчатских прогибах. В верхах

разреза это мелководные и континентальные отложения — конгломераты, глины, туфогенные пески, вулканические туфы, лигниты, суглинки; в низах серии — мелко- и глубоководные песчаники, конгломераты, гравелиты, прослои ракушняка и др. Мощность водоносного комплекса превышает местами 1400 м. Открытая пористость пород кавронской серии высокая (в среднем 24%), что значительно выше, чем других палеоген-неогеновых осадочных отложений. Наиболее выдержанные и более мощные водоносные пласты приурочены преимущественно к морским отложениям. В верхней части разреза породы комплекса водоносные, горизонты менее мощные и выдержанные. В Парапольском, Паланском, Озерновском и Большерецком артезианских бассейнах, а также в межгорных впадинах Восточно-Камчатского прогиба рассматриваемый водоносный комплекс играет важную роль. Равнинный характер местности, сложенной верхнемиоцен-плиоценовыми породами, и слабая ее расчлененность благоприятны для инфильтрации атмосферных вод и проникновения их в глубокие горизонты комплекса. Дебит большинства источников (65%), связанных с морскими отложениями, составляет более 1 л/с. Число источников из мелководно-континентальных фаций, обладающих дебитом более 1 л/с, значительно меньше. Источники, связанные с тектоническими нарушениями, обладают нередко дебитом до 10—15 л/с. В северной части Западного Камчатского прогиба дебиты отдельных групп источников достигают 200 л/с. Дебит некоторых глубоких скважин, вскрывающих глубокие горизонты комплекса, достигает 10—20 л/с. Воды зоны свободного водообмена весьма слабой минерализации (0,05—0,15 г/л), обычно гидрокарбонатные, иногда с повышенным содержанием хлоридов или сульфатов, различного катионного состава. Воды глубоких горизонтов морских осадочных отложений (660—800 м) обладают минерализацией порядка 0,9—1,7 г/л и являются хлоридно-гидрокарбонатными (или гидрокарбонатно-хлоридными), метано-азотными. В глубоких горизонтах Большерецкой впадины (800 м) воды являются термальными с температурой 32—34° С.

Комплекс туфогенно-осадочных нижне-среднемиоценовых отложений весьма широко развит на Камчатке в Западно-Камчатском (воямпольская серия), в Центрально-Камчатском (еловская толща — на севере и быстринская серия — на юге) и в Восточно-Камчатском прогибах (тюшевская серия). В меньшей степени он распространен на Курильских (итурупская серия) и Командорских (буяновская и каменная свиты) островах. Литологический разрез пород комплекса однообразен — переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, опок, туфов и туффитов. На Курильских и Командорских островах существенное значение имеют конгломераты, а в верхних частях комплекса — диатомиты и туфодиатомиты. Мощность комплекса очень значительна: в Западно- и Восточно-Камчатских прогибах — 1000—3000 м, в Центральном — от 600—800 до 4500 м, на Курильских островах — 700—100 м, на Командорских островах — не менее 1200—1500 м. По сравнению с вышележащим водоносным комплексом рассматриваемые породы отличаются большей степенью дислоцированности и тектонической нарушенности. Наиболее водообильными в комплексе являются песчаники, в которых преобладают трещинно-пластовые воды. В разрезе комплекса имеется ряд водоносных горизонтов, изученных очень слабо.

Условия питания рассматриваемого комплекса пород на Курильских островах менее благоприятны (выходы пород в горной, сильно расчлененной местности) и большинство источников обладают дебитом не менее 0,5 л/с. В скважинах, вскрывающих породы комплекса на глубину до 200—250 м (район с. Карымай) дебит вод самоизливом дости-

гает 10—20 л/с. На Камчатке источники с дебитом выше 1 л/с составляют более 50% всех известных выходов вод.

По химическому составу это воды низкой минерализации (до 0,2 г/л), преимущественно гидрокарбонатного состава, с преобладанием среди катионов натрия и кальция. В глубоко залегающих горизонтах, в закрытых частях структур, минерализация вод, вероятно, более высокая, с преобладанием среди анионов хлоридов, с наличием в газовой составляющей метана. На Озерновском полуострове из этих отложений известен ряд холодных углекислых источников; на Кроноцком полуострове — несколько выходов азотных термальных вод; на о. Итуруп к породам приурочен ряд выходов термальных вод сложиого состава с минерализацией до 2,5 г/л.

Комплекс вулканогенно-осадочных олигоцен-нижнемиоценовых пород включает однообразную по составу «туфогенную толщу», распространенную в Центрально-Камчатском и Восточно-Камчатском прогибах, на водосточных полуостровах и на Командорских островах. Породы комплекса образованы флишоидным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с подчиненным количеством гравелитов, конгломератов, туфов, туффитов, андезитовых и базальтовых порфиритов, местами сильнодислоцированных, трещиноватых, иногда брекчированных. Водопроявления встречаются во всех частях разреза богачевской серии, особенно в аргиллитах и пачках переслаивающихся аргиллитов и песчаников. Воды трещинно-пластовые. Зоны разломов играют роль водопроводящих каналов, смешивающих воды разных горизонтов. Дебиты источников из этих пород обычно невелики (до 2 л/с). Иногда в связи с тектоническими нарушениями создаются крупные выходы (около 70 л/с), например в долине рч. Дроздовского. Дебит скважин, вскрывающих верхние зоны комплекса, не превышают 1,5 л/с; при пересечении зон тектонических нарушений достигает 15 л/с (Богачевская и Двухлагерная структуры). Глубокие горизонты характеризуются значительно меньшей водообильностью (Богачевские скважины на глубине 1800—2800 м не превышают 0,25 л/с). В целом отложения комплекса слабоводоносны.

Минерализация вод в верхней части выветрелой зоны не превышает 0,15—0,2 г/л, состав гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый в глубоких горизонтах (более 2400 м) достигает 12 г/л. Состав вод обычно метановый, хлоридный (бессульфатный) натриевый или натриево-кальциевый, иногда с повышенным содержанием иода (до 0,05 г/л).

Комплекс вулканогенных палеоген-неогеновых пород широко развит в Камчатско-Корякском антиклинории (анавгайская и альнейская серии и их аналоги) и распространен на восточных полуостровах, в Западно-Камчатском прогибе, на островах Большой Курильской гряды, Малых Курильских и Командорских. Комплекс образован переслаиванием эффузивов различного состава, андезитов, базальтов, андезито-базальтов, дацитов и их туфов. Мощность пород колеблется от 1000 до 3000 м. Породы тектонически раздроблены, характеризуются интенсивными гидротермальными изменениями, прорваны мелкими и крупными интрузиями. Воды в них циркулируют в трещинах выветривания и по зонам тектонических дроблений. Наиболее обводнены различные эффузивы; дебиты их источников составляют преимущественно 1,5—7 л/с, а в туфогенно-осадочных породах они меньше (до 0,3 л/с). Верхние трещиноватые зоны вулканических пород содержат трещинно-пластовые напорные и безнапорные воды. На участках гидротермального изменения водопроницаемость пород резко снижается.

Дебит источников, связанных с зонами тектонических дроблений, достигает 15—20 л/с и более.

Глубокие скважины в палеоген-неогеновых вулканогенных породах на участках выхода высокотермальных вод (Паужетских, Налачевских и Паратунских) свидетельствуют о большой роли зон тектонических нарушений, создающих естественные водоносные коллекторы, дренирующие мощные толщи слабоводопроницаемых пород. Дебиты скважин, выводящих высокотермальные и перегретые воды, отчасти в связи с повышенной их фильтрационной способностью достигают больших величин самоизливом: Паужетских — до 20—33 л/с (при температуре +140—180°), Средне-Паратунских — до 20—40 л/с (до 87°), Налачевских — до 30 л/с (75°). В целом вулканогенные палеоген-неогеновые породы считаются водообильными и в ряде пунктов используются для водоснабжения. Это обычно воды низкой минерализации (до 0,18 г/л), различного ионного состава; на участках гидротермального изменения пород воды обладают более высокой минерализацией (до 3 г/л) и кислой реакцией.

Комплекс осадочных палеогеновых отложений включает породы палеоцен-нижнеэоценового возраста (тигильская серия) и среднего и верхнего олигоцена (ковачинская серия), распространенные на севере и северо-западе Камчатки. Они представлены чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов (с прослоями угля), глинистых песчаников общей мощностью на западе Камчатки до 6000 м, на северо-востоке полуострова до 3000—5000 м. Породы слабодислоцированы. В коре выветривания развиты трещинные грунтовые воды. Для глубоких частей комплекса характерна различная послойная проницаемость пород, с развитием в основном в горизонтах песчаников трещинно-пластовых вод. Водообильность приповерхностной зоны пород незначительная, число источников, выходящих из комплекса, невелико, а дебиты не превышают 0,5 л/с (даже для песчаников не более 1 л/с). Химический состав вод скважин уже на небольших глубинах (200—400 м) характеризуется обычно метановым, хлоридно-гидрокарбонатным (бессульфатным) натриевым составом и повышенной минерализацией (до 5—10 г/л).

Комплекс вулканогенно-кремнистых верхнемеловых пород широко распространен в Срединном и Восточном Камчатских хребтах, на восточных полуостровах, а также в Западной Камчатской равнине и на Мало-Курильских островах (матакотанская свита). Воды содержатся как в верхней трещиноватой зоне выветривания (местами до глубины 100—200 м), так и ниже ее, в отдельных горизонтах наиболее трещиноватых пород и в зонах тектонических дроблений. Наиболее водообильны порфириты и кремнистые сланцы, в пределах которых дебит источников обычно 1—4 л/с, иногда до 20—40 л/с. В районе г. Петропавловска-Камчатского верхняя толща пород вскрыта многочисленными скважинами глубиной до 100—120 м, из которых получены воды с дебитом до 2—8 л/с. Вулканогенно-кремнистые породы характеризуются сильно изменчивой водообильностью — от практически безводных (дренированных) до значительно водообильных.

Комплекс терригенных мезозойских пород включает глинистые и песчано-глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, песчаники, мелкогалечниковые конгломераты и туффиты. Породы эти широко распространены в Срединном и меньше в Восточном хребтах Камчатки, а также на восточных ее полуостровах. Воды приурочены к верхней трещиноватой зоне мощностью до 80—100 м. Большинство источников в этих породах имеют дебит до 1 л/с. Ниже выветрелой зоны возможно наличие напорных вод в отдельных наиболее трещиноватых го-

ризонтах разреза и в зонах тектонических дроблений. В целом рассматриваемые породы слабоводоносны.

Комплекс кристаллических и метаморфических палеозойских и протерозойских пород представлен плотными гнейсами, кристаллическими сланцами, зеленокаменными породами и филлитизированными осадочными отложениями, прорванными во многих местах интрузивами. Указанные породы слагают резко выраженные в рельефе выступы нижнего структурного этажа на Камчатке (Срединный, Ганальский и Хавывеикский массивы). Они обводнены в основном только в приповерхностной зоне выветривания, по крупным трещинам слаицеватости. Воды безнапорные. С глубиной водоносность пород быстро умеиьшается, затухая на глубинах 40—60 м. Большая плотность и слабая трещиноватость пород, значительная высота слагаемых ими массивов и глубокая расчлененность рельефа затрудняют накопление в них подземных вод. Дебит выходящих из них источников обычно незначительный — до 0,5—1,0 л/с, редко до 5 л/с и лишь в отдельных зонах тектонических дроблений до 10—12 л/с. Химический состав вод весьма однообразен — минерализация не превышает 0,12 г/л, состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый, иногда с повышенным содержанием сульфатов и натрия.

Гидрогеологическое районирование

Гидрогеологическое районирование базируется в значительной мере на общих геоструктурных и геоморфологических особенностях территории. Описываемый регион входит как район первого порядка в Корякско-Камчатскую складчатую область. Разделяют складчатые структуры Камчатки с Командорскими островами и структуру Курильских островов.

На Камчатке можно выделить четыре типа структур — артезианские бассейны, гидрогеологические складчатые области, (бассейны преимущественно трещинных вод), гидрогеологические массивы (трещинных вод), а также наложенные структуры — вулкаиогенные супербассейны.

Таким образом, на Камчатке выделяются следующие бассейны второго порядка: 1) Западно-Камчатский артезианский бассейн; 2) Центрально-Камчатский артезианский бассейн; 3) Восточно-Камчатский артезианский бассейн; 4) Центрально-Камчатский бассейн трещинных вод; 5) Восточно-Камчатский бассейн трещинных вод; 6) бассейн трещиных вод полуостровов восточного побережья и два вулканогенных супербассейна — Срединно-Камчатский и Восточно-Камчатский (рис. 49).

Западно-Камчатский артезианский бассейн, расположенный в южной части Западно-Камчатского послемелового прогиба, сложен мощными толщами палеогеновых и неогеиовых отложений. Мощность палеогеновых отложеиий достигает 6 тыс. м. Они выступают на поверхность только в центральной части бассейна, в Тигильском поднятии. Западно-Камчатский артезианский бассейн является сложным и делится Тигильским поднятием на Большерецкий и Паланский бассейны, сложеиные неогеновыми отложениями мощностью до 2—3 тыс. м. Питание вод неогеновых отложений атмосферными осадками происходит в предгорьях Срединного хребта, в местах выхода неогеновых отложений на поверхность за счет атмосферных осадков и за счет (частично) перекрывающих их четвертичных отложений. Подземный сток направлен на запад в сторону Охотского моря. Породы бассейнов в целом характеризуются значительной водообильностью. Дебиты скважин при самоизливе достигают 10—20 л/с.

Тигильский бассейн приурочен к одноименному поднятию и сложен палеогеновыми и нижнемиоценовыми отложениями, образующими ряд крутых линейных складок. Основным водоносным комплексом здесь являются осадочные палеогеновые отложения, с почти повсеместным распространением трещинно-грунтовых вод в выветрелой зоне и спорадическим развитием напорных трещинно-пластовых и трещинно-жильных

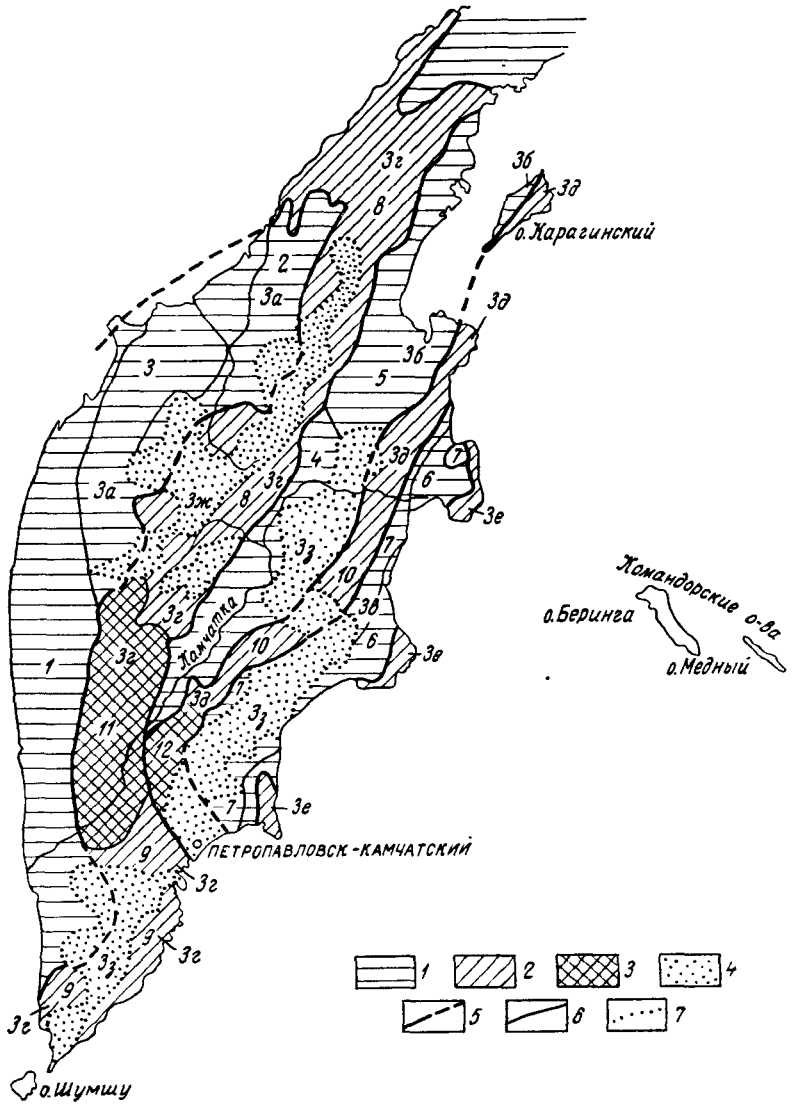


Рис. 49. Схема гидрогеологического районирования Камчатки (XV-3):

1 — артезианские бассейны; *2* — гидрогеологические складчатые области; *3* — гидрогеологические массивы; *4* — наложенные структуры (вулканогенные супербассейны); *5*—*7* — границы структур: *5* — второго порядка (в случае, когда граница перекрыта наложенным супербассейном, она показывается пунктиром), *6* — третьего порядка, *7* — наложенных супербассейнов. Гидрогеологическое районирование (цифры и буквы на схеме): артезианские бассейны — 3а — Западно-Камчатский, 3б — Центрально-Камчатский, 3в — Восточно-Камчатский; гидрогеслогические складчатые области — 3г — Центрально-Камчатская, 3д — Восточно-Камчатская, 3е — Восточных полуостровов; наложенные вулканогенные супербассейны — 3ж — Срединно-Камчатский, 3з — Восточно-Камчатский.

Структуры третьего порядка (арабские цифры на схеме): артезианские бассейны — 1 — Большерецкий, 2 — Паланский, 3 — Тигильский, 4 — Козыревский, 5 — Озерновский, 6 — Тюшевский, 7 — Богачевский (адбассейн): гидрогеологические складчатые области — 8 — Анавгайско-Кинкильский,; 9 — Южно Камчатский; 10 — Кумроч-Валагинский; 11 — Малкинско-Облуковинский; гидрогеологические массивы — 12 — Ганальский

вод. Буровые скважины на Тигильском угольном месторождении показали пеструю и в целом незначительную водообильность палеогеновых отложений, что связано, по-видимому, с затрудненным их питанием через покров суглинистых элювиально-делювиальных пород. Только скважина в зоне тектонического дробления дала до 15 л/с самоизливом. Наличие в бассейне напорных пластовых вод и сильнодислоцированных отложений, а также невыдержанность водоносных горизонтов и развитие трещинных вод придают бассейну признаки складчатых областей. Это позволяет рассматривать его как гидрогеологическую структуру переходного типа — адартезианский бассейн.

Центрально-Камчатский артезианский бассейн сложен преимущественно осадочными породами неоген-палеогенового возраста и рыхлыми четвертичными отложениями. Глубинное строение бассейна неизвестно. Выступом фундамента Центрально-Камчатский бассейн разделяется на Козыревский и Озерновский бассейны третьего порядка.

С поверхности бассейны слагаются толщами рыхлых четвертичных отложений различного состава и генезиса (ледниковыми, флювиогляциальными, морскими и аллювиальными). В Озерновском бассейне они выходят на поверхность в виде толщ слабодислоцированных пород. В четвертичных отложениях почти повсеместно распространены грунтовые воды. Глубокие горизонты не изучены. Наиболее водообильными следует считать плиоценовые и миоценовые образования, а также флювиогляциальные четвертичные отложения.

Восточно-Камчатский артезианский бассейн расположен между Восточным хребтом на западе и вулканическими полуостровами на востоке. Рельеф бассейна гористый, сильно расчлененный, что отличает его от других артезианских бассейнов полуострова.

Бассейн находится в крупном послемеловом прогибе, ограниченном от примыкающих с востока и запада поднятий крупными разломами и сбросами. Он сложен морскими, в меньшей мере континентальными и вулканогенными образованиями кайнозоя мощностью 5—7 тыс. м. Основную часть бассейна занимают вулканогенно-осадочные породы олигоцена — нижнего миоцена (богачевская серия), которые смяты в узкие крутые складки, разбитые многими крутопадающими нарушениями. В пределах Восточно-Камчатского бассейна выделяются два бассейна третьего порядка, резко отличающиеся по гидрогеологическим условиям. Это бассейны Богачевский и Тюшевский. Богачевский бассейн приурочен к площади распространения пород богачевской серии, являющихся основными водоносными комплексами. Они характеризуются очень неравномерной и в целом весьма незначительной водообильностью, хотя многие скважины обладают самоизливом (во всех частях разреза богачевской серии встречены трещинно-пластовые воды, обладающие напором). Породы разбиты многочисленными зонами разломов, соединяющих отдельные горизонты трещинно-пластовых и трещинно-жильных вод. Питание осуществляется атмосферными осадками и, возможно, частично за счет перетока вод из пород мезозоя с Восточного хребта. Характерные особенности Богачевского бассейна позволяют отнести его к бассейну переходного типа — адартезианскому бассейну.

Тюшевский бассейн приурочен к одноименному прогибу, расположенному в восточной части Восточно-Камчатского бассейна, выполненного неогеновыми слабодислоцированными морскими и континентальными (ковранская серия) и туфогенно-осадочными (тюшевская серия)

породами. Неогеновые отложения имеют мощность до 300 м, на значительной территории перекрыты рыхлыми четвертичными отложениями и выходят на поверхность только в окраинных частях бассейна. Водоносные комплексы обеих серий не изучены на глубину, но по аналогии с другими бассейнами в нем вероятно наличие трещинных и поровых напорных горизонтов вод, приуроченных к песчаникам, пескам и галечникам. Питание водоносных горизонтов происходит за счет атмосферных осадков и за счет подтока из водоносных комплексов более древних пород. Наиболее интенсивная разгрузка вод происходит в районе п-ова Кроноцкого, где глубина вреза эрозионной сети достигает 400 м. Предполагаемый дебит скважин, вскрывающих основные водоносные комплексы, составляет 1—10 л/с.

Центрально-Камчатская гидрогеологическая область (бассейн трещинных вод) включает бо́льшую часть Корякско-Камчатского антиклинория и примыкающее к нему с северо-запада Кинкильское поднятие. Он может быть разделен на три структуры третьего порядка: Анавгайско-Кинкильскую, Южно-Камчатскую и Малкинско-Облуковинскую.

В пределах Анавгайско-Кинкильского массива развиты с поверхности вулканогенные образования палеоген-неогенового возраста, а с северной части Срединного хребта на поверхность выходят осадочные мезозойские и кремнисто-вулканогенные образования верхнего мела.

Вулканогенный палеоген-неогеновый водоносный комплекс наиболее интенсивно обводнен в верхней трещиноватой части, где широко развиты трещинные и трещинно-пластовые воды с местными напорами. Мощность трещиноватой зоны выветривания не превышает 140 м. С кремнисто-вулканогенными верхнемеловыми и осадочными мезозойскими породами связаны главным образом трещинные грунтовые, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды, а с четвертичными — поровые и порово-пластовые. В зоне свободного водообмена развиты пресные воды с минерализацией 0,1 г/л. На участках гидротермально-измененных пород встречаются минерализованные воды (3,6 г/л) с преобладанием сульфатов. Отмечается большое количество выходов термальных вод различного состава с минерализацией 0,3—4,3, чаще 1—2,6 г/л, газирующих азотом или углекислым газом с температурой до 100° С

Южно-Камчатская (Паратунско-Приокеанская) складчатая область по своим гидрогеологическим условиям сходна с предыдущей. Здесь с поверхности развиты неоген-палеогеновые образования, в которых распространены грунтовые трещинные, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Условия питания и разгрузки своеобразны. Район относится к наиболее увлажненному типу. Осадков выпадает здесь до 2600 мм в год. Интенсивная разгрузка осуществляется в реки, которые здесь врезаны на глубину 400—600 м. Модуль подземного стока в реки составляет 25—30 л/с с 1 км^2. Дебиты скважин в верхней выветрелой зоне колеблются от 0,2 до 5,5 л/с. Дебиты скважин, каптирующих термальные воды, превышают 10 л/с.

Химический состав вод зоны свободного водообмена преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный с минерализацией 0,1 г/л. На участках развития гидротермально-измененных пород развиты локально сульфатные воды. Термальные источники приурочены к зонам тектонических нарушений. Они имеют различный химический состав, минерализацию 0,7—7,5 г/л и газируют азотом и углекислым газом; температура часто достигает 60—100° С.

Геотермические параметры Южно-Камчатского бассейна трещинных и трещинно-жильных вод, по-видимому, несколько выше, чем Анав-

гайско-Кинкильского массива в силу близости к активной вулканической зоне.

Малкинско-Облуковинский и Ганальский массивы трещинных вод (структуры третьего порядка, относящиеся соответственно к Центрально- и Восточно-Камчатским складчатым областям) приурочены к зонам выветривания протерозойских, палеозойских и мезозойских образований и интрузивных пород различного возраста. Мощность выветрелой зоны в разных породах различна. Для кремнисто-вулканогенных верхнемеловых пород она составляет 100—200 м; для осадочных мезозойских — до 100, а для домезозойских образований — 60—80 м, причем степень трещиноватости сокращается с глубиной.

Питание водоносных горизонтов происходит за счет атмосферных осадков, годовое количество которых здесь достигает 1200 мм. Густая расчлененность местности, большая крутизна склонов и глубокий врез определяют высокий модуль общего поверхностного стока 15—20 л/с с 1 км², в то время как модуль подземного стока составляет всего 7—10 л/с с 1 км².

Наибольшей водообильностью отличаются кремнистые вулканогенные меловые образования. Воды наиболее возвышенных частей хребта преимущественно ультрапресные (до 0,05 г/л), гидрокарбонатные хлоридные натриево-кальциевые; в предгорьях их минерализация увеличивается до 0,1—0,2 г/л.

В выветрелой зоне гидротермально-измененных пород на контактах интрузий развиты сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды, обладающие кислой реакцией. Термальные воды здесь связаны с зонами глубоких разломов, ограничивающих выходы древних пород, например Малкинский источник с водой хлоридно-сульфатного натриевого состава, газирующий азотом, с минерализацией 0,6 г/л и температурой 84°.

Развиты здесь и холодные минеральные источники, углекислые, гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией до 5,2 г/л и содержанием свободного CO_2 до 2,6 г/л.

Восточно-Камчатская гидрогеологическая складчатая область (бассейн трещинных вод). Этот район включает большую часть Восточно-Камчатского хребта и его структурное продолжение — о. Карагинский.

Это геосинклинорий, сложенный сильнодислоцированными кремнисто-вулканогенными верхнемеловыми осадочными мезозойскими образованиями, в которых развиты трещинные и трещинно-жильные воды, а также пластово-трещинные и пластовые (в отдельных грабенах) воды палеоген-неогеновых образований.

Мощность трещиноватой зоны до 100—200 м. Питание происходит за счет атмосферных осадков и талых вод снежников. Соотношение между модулем поверхностного и подземного стока 2 : 1, а подземный сток в реки составляет 10—15 л/с с 1 км².

В зоне свободного водообмена преимущественно развиты гидрокарбонатные хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 0,1 г/л. При распространении гидротермально-измененных пород формируются гидрокарбонатные сульфатные кальциевые воды.

К системам разломов приурочены хлоридные гидрокарбонатные натриевые источники с минерализацией 7,8—6,3 г/л и температурой 35—42° С.

Области трещинных вод гористых полуостровов Камчатки включают восточные гористые полуострова Шипунский, Кроноцкий и Камчатский Мыс. Здесь развиты вулканогенные палеоген-неогеновые и кремнисто-вулканогенные отложения верхнего мела. Пер-

вые из них претерпели значительно меньшую складчатость, вторые — смяты в крутые, часто запрокинутые складки. Встречаются интрузивные породы различного состава. Все породы разбиты многочисленными разломами. Характерно развитие преимущественно трещинных вод в зоне выветривания (180—200 м). Условия инфильтрационного питания и накопления подземных вод неблагоприятны из-за большой крутизны склонов.

Дебиты источников из четвертичных пород превышают 2 л/с, а в зоне дробления — до 30 л/с. Дебиты скважин (п-ов Шипунский), пройденных в вулканогенных палеоген-неогеновых породах, составляют 1,4—1,7 л/с, а удельные дебиты 0,006—0,14 л/с. В скважине, пробуренной в гранодиоритах, удельный дебит равен 0,02 л/с. В зоне свободного водообмена преобладают гидрокарбонатно-хлоридные, преимущественно натриевые воды с минерализацией 0,1—0,2 г/л На п-ове Камчатский Мыс широко распространены сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниевые воды. С разломами на морском побережье (п-ова Кроноцкий и Камчатский Мыс) связаны сульфатно-хлоридные натриевые термальные воды (34—57°) с минерализацией 0,4—4,6 г/л. На п-ове Шипунском есть два холодных минеральных источника гидрокарбонатно-хлоридного состава с минерализацией 2,1—2,4 г/л.

Геотермическая обстановка восточных полуостровов Камчатки, по-видимому, сходна с другими районами, не граничащими с активной зоной вулканизма.

Срединно-Камчатский вулканогенный супербассейн. Эта гидрогеологическая структура занимает значительную часть водораздела Срединного хребта и причленяющееся с юго-запада вулканическое нагорье, которое представляет возвышенное плато с многочисленными крупными и мелкими вулканическими конусами. В предгорьях Срединного хребта и Западно-Камчатской равнины располагается ряд крупных вулканов.

Здесь развиты порово-трещинные и пластово-трещинные воды. Условия накопления подземных вод весьма благоприятны, в питании участвуют воды атмосферных осадков и талые воды многочисленных снежников и ледников. Глубина вреза дренажной сети не превышает 500 м, что значительно меньше мощности водоносного горизонта. Здесь также встречаются многочисленные источники с дебитом около 10 л/с. Воды гидрокарбонатно-хлоридные со сложным катионным составом и с низкой (до 0,1 г/л) минерализацией.

Восточно-Камчатский вулканогенный супербассейн совпадает с Восточно-Камчатским вулканическим нагорьем. Трещинные и трещинно-пластовые воды в основном приурочены к покровам эффузивов, а туфы и туфобрекчии часто являются водоупором.

В связи с развитием здесь выровненных и слабонаклонных поверхностей, сложенных хорошо проницаемыми породами, условия накопления подземных вод весьма благоприятны. В мощных толщах пирокластических отложений, залегающих на глубинах от 0,5 до 80 м, высота напора над кровлей пластов варьирует от 1 до 65 м. Дебиты скважин колеблются от 4 до 15 л/с.

Характерно своеобразное для Восточно-Камчатского супербассейна распределение химизма подземных вод — в зоне свободного водообмена. На общем фоне гидрокарбонатных хлоридных вод развиты хлоридные сульфатные воды, приуроченные к зонам действующих вулканов, с минерализацией до 0,35 г/л; встречаются высокотермальные ультракислые источники фумарольного типа и азотно-углекислые термы.

Командорские острова в гидрогеологическом отношении почти не изучены. Водоносными породами являются миоценовые отложения.

Подземные воды имеют главным образом хлоридный гидрокарбонатный состав.

Курильская складчатая зона характеризуется весьма сложной гидрогеологической обстановкой и сильной тектонической раздробленностью с проявлением активного современного вулканизма.

В выступах горно-складчатого фундамента развиты бассейны трещинных вод. Узкой полосой вдоль побережья протягиваются артезианские бассейны.

Здесь в основном формируются гидрокарбонатные хлоридные кальциевые и натриевые воды невысокой минерализации (0,1—0,3—0,5 г/л). Отмечаются выходы термальных источников с температурой до 100° С. В составе их спонтанных газов присутствуют азот и углекислый газ, а в некоторых источниках обнаружен метан.

Геотермические условия Камчатки

Характеристика геотермических условий Камчатки, Курильских и Командорских островов может быть произведена в основном по наличию явлений современного вулканизма и наблюдающейся гидротермальной деятельности. Выделяются четыре основных, весьма различных в геотермическом и гидротермальном отношении, типа областей (табл. 12).

Таблица 12

Ориентировочная тепловая мощность крупных термопроявлений (по Б. Г. Поляку, 1966 г.)

Область	Термопроявления	Тепловая мощность, 10^6 кал/с
Газопаровые выделения вулканов		
Восточно-Камчатская вулканическая	Мутновский	446
	Кошелевский	26
	Авачинский	18
Остров Парамушир	Эбеко	19
Остров Кунашир	Менделеева	20
	Головнина	14
Термальные источники		
Восточно-Камчатская вулканическая	Долина Гейзеров	75
	Нижне-Семячинские источники	20
	Паужетские термы	15
	Большие Банные термы	6
Остров Парамушир	Верхне-Юрьевские термы	54
Остров Кунашир	Горячий Пляж	10

Область современного активного вулканизма (Курильские острова и Восточно-Камчатская вулканическая область) характеризуется интенсивной газо-гидротермальной деятельностью и наличием многочисленных действующих вулканов; а также выходами различных термальных вод.

Особенности геотермического режима определяются наличием очагов современного вулканизма, создающих крупные тепловые аномалии

и неравномерный «очаговый» тепловой режим недр как в вертикальном разрезе, так и по площади.

По расчетам Б. Г. Поляка прогревающее влияние магматических очагов, находящихся на глубинах нескольких километров и имеющих температуру порядка 1000—1200° С, сказывается лишь в радиусе 20—25 км. В местах выхода на поверхность высокотермальных вод создаются часто небольшие по площади, но весьма высокотемпературные очаги (90—100°), где на поверхность выносятся огромные количества тепла.

Характерной особенностью области является поступление на поверхность высокотемпературных (сотни градусов) хлористо-сернисто-углекислых («фумарольных») и относительно низкотемпературных (до 150—180°) сернисто-углекислых («сольфатарных») газов, в генетической связи с которыми формируются сильнокислые термальные воды, со свободной серной, а местами и свободной соляной кислотами. К этим областям приурочено и формирование в глубоких горизонтах пород наиболее высокотермальных (перегретых) напорных вод, являющихся крупными носителями подземного тепла. В этих областях, вне районов непосредственного воздействия активных вулканических очагов, образуются на глубине углекислые термы, а в некоторых случаях в зонах интенсивного водообмена слабоминерализованные азотные термальные воды.

Области раннечетвертичного вулканизма (Центрально-Камчатская вулканическая область, Паратунско-Начикинский и другие районы Камчатки и Курильских островов) имеют единственный вулкан (Ичинскую сопку), обладающий современной фумарольной деятельностью.

В пределах рассматриваемых территорий широко распространены только азотные термы умеренных и высоких температур (50—100° С), и лишь в отдельных пунктах наблюдаются выходы углекислых и азотно-углекислых терм, связанных с глубокими зонами тектонических дроблений. Геотермический режим здесь нормальный, типичный для молодых горно-складчатых областей. Только в зонах тектонических дроблений, выводящих высокотермальные воды, а также на участках молодых лавовых излияний возможны небольшие по размерам тепловые аномалии. В таких районах на глубинах 500—1000 м могут существовать весьма высокотемпературные зоны, содержащие перегретые воды (например, Киреунские термы).

Области, сложенные мощными толщами кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных отложений (вне зон развития четвертичной вулканической деятельности) (Западно-Камчатский, Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский прогибы), характеризуются широким распространением на глубине типичных артезианских вод и почти полным отсутствием выходов терм на поверхность. Здесь существует нормальный, в значительной мере равномерный геотермический режим, характерный для альпийских областей, сложенных осадочными породами. По данным глубокого нефтяного бурения в Западно-Камчатском и Восточно-Камчатском прогибах геотермические ступени в их пределах до глубин 1500—2300 м равны 25—63 м/° С. В мощных толщах палеоген-неогеновых пород этих областей термальные воды с температурами 40—50° С будут находиться только на глубинах 1000—1500 м, а перегретые воды, вероятно, на глубинах более 2—3 тыс. м. Исключение составляют лишь районы Центрально-Камчатской депрессии, непосредственно прилегающие к наиболее мощному и активному вулканическому центру Камчатки — группе Ключевских вулканов и вулкану Шевелуч, по периферии которых геотермический режим будет повы-

шенным. Высокотермальные воды (при условии, конечно, благоприятных коллекторских свойств пород), по-видимому, залегают здесь на меньших глубинах, чем в других областях.

Области, сложенные древними кристаллическими и метаморфическими породами (вне зон развития четвертичной вулканической деятельности), включают Срединно-Камчатский (Малкинско-Облуковинский) массив, Восточно-Камчатский антиклинорий (Ганальский массив), Шипунский полуостров и, вероятно, Командорские и Мало-Курильские острова. Указанные горстово-складчатые структуры, представляющие выступы нижнего структурного этажа и испытывающие в верхних частях значительное охлаждение нисходящими холодными водами, должны характеризоваться наиболее низкотемпературным тепловым режимом недр. По аналогии с другими районами Союза геотермические ступени в этих структурах являются наибольшими для всего Курило-Камчатского региона и превышают 50—60 м/°С. В пределах указанных областей термальные воды, как правило, неизвестны.

Закономерности распространения основных типов минеральных вод

Сложное геологическое строение Камчатки и Курильских островов и весьма различные геохимические условия их недр создают большое разнообразие для формирования минеральных вод.

В пределах горных массивов, сложенных древними кристаллическими и метаморфическими породами (Срединный, Ганальский и Восточно-Камчатский антиклинории), благоприятные условия для формирования минеральных вод отсутствуют. Верхние, высоко приподнятые части этих массивов, хорошо промываются и интенсивно охлаждаются атмосферными водами, а глубокая циркуляция подземных вод возможна в них лишь по крупным зонам молодых тектонических разломов.

Только в восточной части Срединного антиклинория Камчатки распространены холодные углекислые воды.

В пределах Западно-Камчатского и некоторых других артезианских бассейнов широко распространены азотные, азотно-метановые и метановые хлоридные натриевые воды с минерализацией до 10—12 г/л.

В областях развития четвертичного вулканизма широко развиты и азотные слабоминерализованные термы, а в областях современной вулканической деятельности — сероводородно-углекислые и азотно-углекислые термальные воды.

В мощной толще четвертичных вулканических пород, разбитых молодыми тектоническими разломами, создаются условия для интенсивного водообмена и выхода на поверхность термальных вод глубокой циркуляции, а в сферах непосредственного влияния вулканических газов — для формирования (на Камчатке и особенно на Курильских островах) специфических фумарольных терм сложного состава.

Общее число известных в настоящее время крупных групп естественных выходов минеральных вод на Камчатке превышает 100, из которых около 85—90% относится к горячим и теплым. Основная часть их выходов сосредоточена в областях современного и четвертичного вулканизма, что отражает общее распространение терм в глубоких недрах полуострова, а также — возможности их выхода на поверхность, обусловленные наличием открытых в гидрогеологическом отношении тектонических разломов. Зоны молодых крупных тектонических

дроблений в основном северо-восточного и северо-западного направлений и особенно узлы их пересечений определяют главные пути циркуляции и выхода на поверхность термальных вод — так называемые термальные линии, отмечаемые многими исследователями.

Общее число известных крупных групп минеральных вод на островах Большой Курильской гряды превышает 50, большинство из них также относится к термальным (рис. 50).

По условиям выхода термальные источники Камчатки и Курильских островов могут быть разделены на: 1) источники молодых вулканических сооружений, генетически и пространственно связанные с действующими вулканами и выходами вулканических газов; 2) источники склонов, выходящие в бортах долин, по зонам крупных тектонических разломов; 3) источники долин, выходящие обычно на дне последних из валунно-галечниковых отложений; 4) источники морских побережий, выходящие на небольших высотах (в основном на Курильских островах).

Большинство минеральных вод Камчатки и Курильских островов характеризуется очень высокой температурой и относится к высокотермальным, часто кипящим (табл. 13).

К последней группе источников относятся все высокотермальные, перегретые воды, в частности гейзеры. Максимальные температуры подземных вод, установленные в настоящее время разведочными работами, следующие:

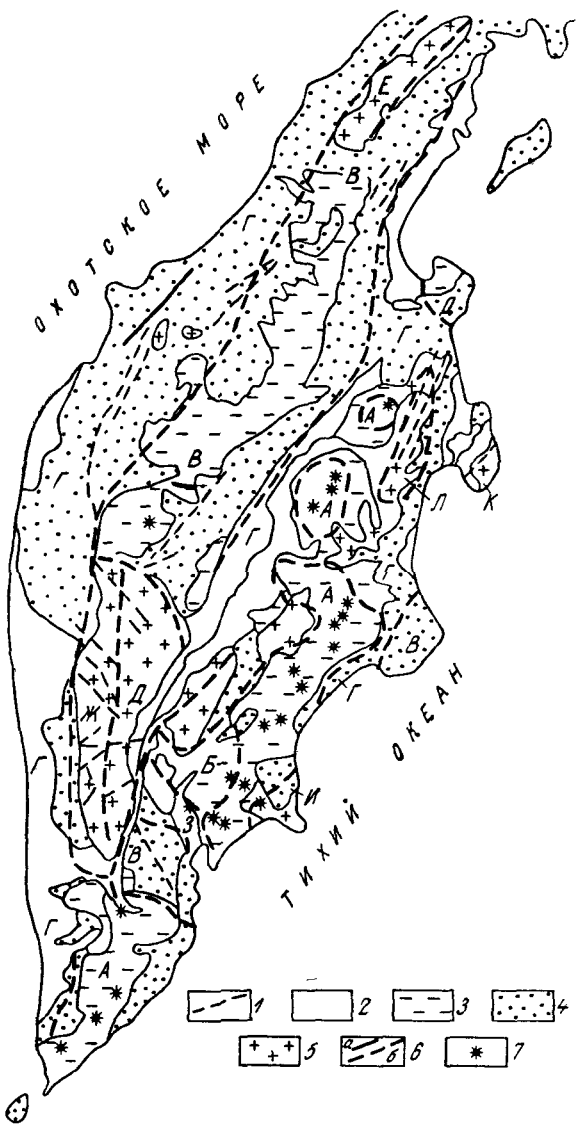


Рис. 50. Схема распространения минеральных вод Камчатки. По В. В. Иванову, В. Н. Дислеру, 1967.

1 — границы распространения различных типов минеральных вод (А, Б, В, Г, Д) и районов, в которых минеральные воды неизвестны (Е, Ж, З, И, К, Л). Главнейшие области распространения различных типов минеральных вод: А — термальные воды областей современного вулканизма: сероводородно-углекислые, азотно-углекислые и азотные термы различного ионного состава; Б — углекислые термальные воды областей раннечетвертичного вулканизма; В — азотные термы областей раннечетвертичного вулканизма; Г — метановые и азотно-метановые теплые и горячие воды артезианских бассейнов вне молодой вулканической деятельности; Д — углекислые холодные воды областей глубинных магматических процессов.

Геологическое строение: *2* — современные морские, озерные и речные отложения; *3* — верхний структурный этаж (андезиты, базальты, реалиты, дациты, их туфы и туфобрекчии); *4* — средний структурный этаж (осадочные и вулканогенно-осадочные породы); *5* — нижний структурный этаж (метаморфические сланцы, гнейсы, вулканогенные и интрузивные породы), *6* — главнейшие тектонические разломы: а — установленные; б — предполагаемые; *7* — вулканы действующие

Источники		Температура, °С
Паужетские воды	Камчатка	195
Большие Банные воды	Камчатка	140
Средне-Паратунские воды	Камчатка	85—88
Горячий Пляж (о. Кунашир)		150—170

Среди разнообразных минеральных вод Камчатки и Курильских островов, как и в других областях современного вулканизма, выделяются шесть основных типов вод, особенности которых определяются различными геологическими условиями и геохимическими процессами их формирования .

Таблица 13

Распределение минеральных источников Камчатки и Курильских островов по температурным группам

Температура источника, °С	Камчатка		Курильские острова	
	число групп	то же, в %	число групп	то же, в %
Менее 20	13	15	—	—
От 20 до 35	11	12	5	11
От 35 до 70	30	33	16	37
От 70 до 100 (в том числе кипящие)	36	40	23	52
Итого	90	100	44	100

Краткая сравнительная характеристика этих типов минеральных вод приведена в табл. 14.

1. Сероводородно-углекислые (фумарольные) термы являются специфическим типом термальных растворов, формирующихся только в массивах активных вулканов под непосредственным воздействием вулканических газов. Выделяются две характерные разновидности этих вод: сульфатные и хлоридно-сульфатные сильнокислые термы сложного и разнообразного катионного состава. Первые широко распространены на Камчатке и на Курильских островах, вторые — только на Курильских островах.

Сульфатные термы, называемые термами поверхностного формирования, характеризуются небольшой, обычно до 5 г/л, редко до 7,5 г/л, минерализацией и ничтожным содержанием хлоридов. Хлоридно-сульфатные термы, или термы «глубинного» формирования (кроме сульфатов), характеризуются значительным содержанием хлоридов. Общая минерализация вод достигает иногда 25 г/л. Часто в них присутствует метаборная кислота (HBO_2).

Все фумарольные термы, особенно хлоридно-сульфатные, отличаются сильнокислой реакцией, обусловленной наличием свободных сильных кислот: в первых — серной (H_2SO_4), во вторых — серной и соляной (H_2SO_4, HCl). Катионный состав фумарольных терм очень сложен и разнообразен.

По химическому составу воды многих кратерных озер действующих вулканов очень близки к хлоридно-сульфатным водам термальных источников.

Таблица 14

Основные типы минеральных вод Камчатки и Курильских островов

Типы вод	Температура вод, °С	Минерализация, г/л	Величина pH	Области распространения	Название источников
I Сероводородно-углекислые (фумарольные) термы:					
а) сульфатные, со сложным составом катионов	До 100	До 7,5	1,5—5,5	Районы современного активного вулканизма Камчатки и Курильских островов	Верхне-Менделеевские (о. Кунашир), Сернозаводские (о. Итуруп), Кошелевские, Узонские (Камчатка) и др.
б) то же, хлоридно сульфатные	До 100	До 25,0	<3,5, иногда <1,0	То же на Курильских островах	Верхне-Юрьевские (о. Парамушир), Нижне-Менделеевские, Кислый Ключ (о. Кунашир)
II. Азотно-углекислые, хлоридные натриевые, «перегретые» термы	Выше 100	До 5,0	На глубине <7,0; на выходе >8,0	В районах активных магматических очагов Камчатки и Курильских островов	Паужетские, Гейзерные, Киреунские (Камчатка), Горячий Пляж (о. Кунашир)
III. Углекислые термы различного аннонного состава, преимущественно натриевые и натриево-кальциевые	До 80	До 10,0	6,0—6,7	В областях развития молодых магматических и термометаморфических процессов Камчатки, редко на Курильских островах	Налачевские, Тимоновские и многие другие (Камчатка), Дачные (о. Итуруп), Нескученские (о. Кунашир)
IV. Углекислые холодные воды различного ионного состава	5—17	До 4,0	5,5—6,5	В областях развития глубинных магматических и термометаморфических процессов Камчатки (Срединный антиклинорий и Озерновский полуостров)	Малкинские, Облуковинские, Озерновские, Македонские (Камчатка)
V. Азотные термы, обычно хлоридно-сульфатные натриевые, редко натриево-кальциевые	До 100	До 1,5	7,5—9,5	Области четвертичного вулканизма Камчатки, вне влияния молодых магматических и термометаморфических явлений (Камчатка — Паратунско-Начикинский, Кроноцкий и др.)	Начикинские, Паратунские, Малкинские, Тюшевские и многие другие (Камчатка); Добрый Ключ (о. Кунашир)
VI. Метановые (и азотно-метановые) хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые натриево-кальциевые теплые и горячие воды	До 75	5,0—12,0	8,0	В артезианских бассейнах, сложенных третичными отложениями, вне влияния магматических и термометаморфических процессов (Камчатка — Западно-Камчатский и Центрально-Камчатский прогибы и др.)	Севанские, Нижне-Галыгинские, Богачевские (Камчатка); Горячие Ключи (о. Итуруп)

Таблица 15

Краткая характеристика состава некоторых фумарольных терм Камчатки и Курильских островов

Источники	Температура вод, °С	Минерализация вод, г/л	Ионный состав	H_2SiO_3, г/л	pH	Время проведения исследований, год
Термы «поверхностного» формирования						
Курильские острова						
Железистый на склоне вулкана Эбеко (о. Парамушир)	97,0	2,2	$\frac{(SO_4\ 88+HSO_4\ 2)\ 90}{Ca\ 36\ (Na+K)\ 27\ Mg\ 23}$	0,498	2,9	1955
Сериозаводские (о. Итуруп)	43,0	2,7	$\frac{(SO_4\ 84+HSO_4\ 13)\ 97}{Al\ 49\ Ca\ 25\ H\ 23}$	0,153	2,2	1954
Менделеевские Северные (ист. Нижний) на склоне вулкана Менделеева (о. Кунашир)	69,0	4,9	$\frac{(SO_4\ 69+HSO_4\ 27)\ 96}{(Na+K)\ 33\ H\ 33\ Al\ 14\ Fe\ 12}$	0,357	1,7	1954
Головнинские Западные (Кислый Ручей) в кальдере вулкана Головнина (о. Кунашир)	67,0	6,4	$\frac{(SO_4\ 60+HSO_4\ 40)\ 100}{H\ 43\ Al\ 32}$	0,400	1,5	1953
Камчатка						
Узонские (источник Черный)	85,0	2,5	$\frac{(SO_4+HSO_4)\ 99}{NH_4\ 48\ Fe\ 25\ H\ 15}$	0,242	2,3	1951
Верхне - Семячинские («Черное озеро»)	94,0	1,7	$\frac{(SO_4+HSO_4)\ 100}{Al\ 50\ Ca\ 19\ (Na+K)\ 18}$	0,347	3,3	1947
Дзензурские	90,0	1,9	$\frac{(SO_4+HSO_4)\ 97}{(Na+K)\ 51\ Ca\ 20}$	0,130	2,6	1954
Мутновские (Горячее озеро) в кратере вулкана	—	2,7	$\frac{(SO_4+HSO_4)\ 100}{H\ 48\ F\ 16\ NH_4\ 14}$	0,224	1,7	1952
Термы «глубинного» формирования						
Курильские острова						
Источники						
Верхне-Юрьевские (ист. Восточный, о. Парамушир)	95,0	21,9	$\frac{(SO_4\ 37+HSO_4\ 20)57\ Cl\ 36}{H\ 39\ Al\ 36}$	0,348	1,1	1957
Кислый Ключ (о. Кунашир)	55,6	3,9	$\frac{Cl\ 66\ (SO_4\ 31+HSO_4\ 3)\ 34}{Al\ 27\ (Na+K)\ 26\ Fe\ 17}$	0,426	2,4	1953
Нижне - Менделеевский (о. Кунашир)	91,3	4,3	$\frac{(SO_4\ 39+HSO_4\ 15)54\ Cl\ 46}{H\ 33\ Al\ 17\ F\ 16\ (Na+K)13}$	0,352	1,7	1954

Продолжение табл. 15

Источники	Температура вод, °С	Минерализация вод, г/л	Ионный состав	H_2SiO_3, г/л	pH	Время проведения исследований, год
Кратерные озера						
Горячее озеро в Среднем кратере вулкана Эбеко (о. Парамушир) . .	60,0	4,8	$\frac{Cl\,61\,(SO_4\,21+HSO_4\,17)\,38}{H\,38\,(Na+K)\,29\,Al\,19}$	0,252	1,3	1955
Горячее озеро в кальдере вулкана Головнина (о. Кунашир) . . .	40,0	1,8	$\frac{Cl\,83\,(SO_4\,16+HSO_4\,1)\,17}{(Na+K)\,51\,Ca\,22\,H\,11}$	0,118	2,5	1953
Природные конденсаты вулканических газов						
Центральная воронка Верхнего кратера вулкана Эбеко (о. Парамушир)	100,0	66,8	$\frac{Cl\,99}{H\,98}$	0,077	—1,7	1955
«Серный Ключ» около Ревущих фумарол на вулкане Эбеко . .	100,0	85,2	$\frac{Cl\,99}{H\,99}$	0,062	—0,36	1964
Кипящая воронка на берегу Горячего озера на вулкане Эбеко . .	95,0	37,6	$\frac{I90\,(SO_4\,9+HSO_4\,1)\,10}{H\,91\,Al\,5}$	0,181	0,35	1962

Особую разновидность фумарольных терм «глубинного» формирования представляют природные конденсаты вулканических газов, образующие высококонцентрированные растворы (например, на вулкане Эбеко, о. Парамушир). Примеры таких фумарольных терм приведены в табл. 15. Дебит большинства групп фумарольных источников, выходящих из четвертичных вулканических пород, обычно не превышает 5—10 л/с.

II. Азотно-углекислые высокотермальные воды образуют в областях современного вулканизма крупные, наиболее высокотемпературные и весьма характерные месторождения. Эти воды представлены немногочисленными, но наиболее мощными группами источников: Гейзерные, Паужетские, Киреунские — на Камчатке; источники Горячий Пляж на о. Кунашир. Воды эти формируются в аномально высоких геотермических условиях, созданных активными вулканическими очагами, в восстановительной обстановке, на больших глубинах (от 300—500 до 1000—1200 м), в вулканогенных или вулканогенно-осадочных (морских) породах. Это наиболее высокотемпературные (перегретые) термальные воды (200—300° С и более), выходящие на поверхность по крутым разломам в виде кипящих источников и пароводяных струй иногда с гейзерным режимом фонтанирования. В последнее десятилетие эти термы на месторождениях Паужетском и Горячем Пляже разведаны глубокими буровыми скважинами (500—800 м). Большой дебит этих терм в естественных очагах их разгрузки (до 50—100 л/с и более) и значительные расходы, получаемые при выведении их буровыми скважинами (связанные с явлением парлифта), свидетельствуют о крупных запасах этих терм в вулканических районах. В разведанном Паужетском месторождении на юге Камчатки

суммарный дебит терм, выведенных скважинами, составил 200 л/с. Температура этих вод на выходе (в зависимости от высоты местности) составляет 97—100°, на глубине в разведанных месторождениях Камчатки и о. Кунашир — до 170—200° С.

Газовый состав этих терм представлен CO_2 и в меньших количествах N_2, иногда с незначительной примесью CH_4 и H_2.

Общее содержание газов в этих термах невелико, обычно не более 50—100 мл/л. По ионному составу все рассматриваемые термы характеризуются весьма однообразными чертами: невысокой общей минерализацией (до 5,0 г/л), хлоридным натриевым составом, весьма незначительным содержанием SO_4 (обычно менее 0,1 г/л) и HCO_3 (не более 0,1—0,2 г/л), очень высокими концентрациями H_2SiO_3 (до 0,3—0,4 г/л), повышенным содержанием бора и отчетливо щелочной (на выходе!) реакцией (pH 8,0—8,7). На глубине, до начала пароотделения и дегазации (CO_2), эти термы (табл. 16) имеют слабокислую ре-

Таблица 16

Краткая характеристика азотно-углекислых терм Камчатки и Курильских островов

Источники	Температура вод, °С	Минерализация вод, г/л	Ионный состав	H_2SiO_3, г/л	pH	Время проведения исследований, год
Камчатка						
Паужетские (ист. Пульсирующий) . . .	100	3,1	$\frac{Cl\ 49\ SO_4\ 3}{(Na+K)\ 94\ Ca\ 6}$	0,204	8,2	1958
Гейзерные (гейзер Великан)	100	2,4	$\frac{Cl\ 83\ SO_4\ 8}{(Na+K)\ 94\ Ca\ 5}$	0,332	8,7	1951
Остров Кунашир						
Горячий Пляж (ист. Главный)	100	4,6	$\frac{Cl\ 96\ SO_4\ 2}{(Na+K)\ 93\ Ca6}$	0,309	8,1	1954

акцию (pH<6,8—6,5). При интенсивном фонтанировании и разбрызгивании из них выпадает SiO_2, образуя разнообразные кремнистые отложения — тейзериты, столь характерные для большинства термальных источников данного типа.

При поступлении рассматриваемых перегретых терм в приповерхностные горизонты пород (в условия давления, приближающегося к атмосферному) возникает ряд вторичных процессов изменения их химического состава.

III. Углекислые термальные воды очень широко распространены на Камчатке и незначительно на Курильских островах, где интенсивное развитие активных вулканических процессов приводит к обогащению термальных вод не только CO_2, но и H_2S, а также к образованию типичных фумарольных терм. Всего в настоящее время на Камчатке известно 28 крупных групп углекислых источников, из которых 18 составляют горячие и теплые воды.

В пределах Камчатки углекислые термы распространены главным образом в Восточно-Камчатской вулканической зоне (16 групп источников) и значительно меньше в других вулканических районах полуострова. Они сосредоточены в Центральном, или Налачевско-Авачинском (ист. Налачевские, Таловые, Тимоновские, Пущинские и др.), и

Северном, или Щапинском (источники Щапинские, Верхне-Щапинские, Сторожевские), районах, где связаны с полосой мезозойских горстово-складчатых структур и отчасти с палеоген-неогеновыми отложениями на участках перекрытия их четвертичными вулканическими образованиями. В Кошелевском районе, у юго-западного окончания полуострова, имеется несколько горячих и теплых углекислых источников, выходящих из четвертичных вулканических пород (Сивучинские, Тепловские, Теплое озерко).

В Центрально-Камчатской области раннечетвертичного вулканизма, где проявления современной магматической деятельности весьма незначительны, углекислые термы известны только в двух районах Срединного хребта — Оксинские и Тымлатские источники (см. рис. 50).

Естественные выходы углекислых терм Камчатки и Курильских островов характеризуются рядом особенностей: температурой, не превышающей 75° С, обычно небольшим дебитом — менее 10 л/с, интенсивным выделением спонтанного CO_2 и наличием карбонатных образований — травертинов. Разведочное бурение, проведенное на Налачевском месторождении углекислых терм, выявило в андезитах неогенового возраста углекислые воды с дебитом более 50 л/с.

Газовый состав углекислых терм представлен в основном CO_2 — (более 70—95%), иногда содержится значительная примесь N_2; CH_4 присутствует в ничтожно малых количествах — обычно менее 1%; H_2S отсутствует. Содержание растворенной CO_2 в углекислых термах в большинстве источников не превышает 0,5—0,6 г/л, а интенсивное газирование многих терм свидетельствует о высокой газонасыщенности их на глубине.

По ионному составу углекислые термы Камчатки и Курильских островов характеризуются большим разнообразием. Среди них выделяются три основные группы: 1) хлоридные натриево-кальциевые; 2) хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и 3) гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные с различным составом катионов. Первые характеризуются высокими температурами и минерализацией (Налачевские термы), а также величиной отношения $\frac{Cl}{Br}$ близкой к морскому (200—385) и повышенным содержанием бора; вторые — меньшими температурами (до 53° С) и минерализацией (2—6 г/л). Многие из этих вод по ионному составу близки к Ессентукским и Арзнинским. Наконец, третья группа отличается наименьшей температурой, невысокой минерализацией, различными соотношениями Na, Ca и Mg, часто повышенным содержанием магния. Эта группа вод является как бы переходной к холодным углекислым водам.

IV. Углекислые холодные воды распространены на Камчатке только в двух четко ограниченных районах — в восточной части Срединного антиклинория (источники Малкинские, Облуковинские, Хейванские и др.) и на Озерновском полуострове (источники Македонские, Киучинские и др.). В первом районе они связаны с древними, в основном палеозойскими породами (сланцы, гранитоиды), во втором — с толщей песчаников миоцена и частично с четвертичными вулканогенными породами. Температура всех рассматриваемых вод низкая (не выше 10—12°), дебит обычно небольшой (менее 0,5 л/с). Минерализация не превышает 4 г/л. Ионный состав вод однообразен — среди анионов обычно преобладают гидрокарбонаты, среди катионов — натрий, реже кальций (табл. 17). Большинство вод интенсивно газирует, что свидетельствует о высокой их газонасыщенности на глубине Выходы некоторых вод сопровождаются отложениями травертинов и охристых осадков.

Таблица 17

Краткая характеристика некоторых углекислых вод Камчатки и Курильских островов

Источники	Температура вод, °С	Содержание CO_2, г/л	Минерализация вод, г/л	Ионный состав	H_2SiO_3, г/л	pH	Время проведения исследований, год
Термальные							
Камчатка							
Налачевские (ист. Новый)	74,8	0,5	4,4	$\frac{Cl\,72\ SO_4\,15}{(Na+K)\,75\ Ca\,21}$	0,191	6,4	1951
Таловые	31,0	0,6	5,7	$\frac{Cl\,67\ SO_4\,23}{(Na+K)\,58\ Ca\,38}$	0,137	—	1954
Пущинские	42,0	0,4	5,8	$\frac{Cl\,49\ HCO_3\,42}{(Na+K)\,84}$	0,127	6,7	1956
Тимоновские	48,0	0,5	3,2	$\frac{HCO_3\,44\ Cl\,34}{(Na+K)\,66\ Ca\,20}$	0,217	6,5	1950
Оксинские	59,0	0,2	3,1	$\frac{HCO_3\,53\ SO_4\,33}{(Na+K)\,89\ Ca\,6}$	0,133	6,5	1951
Остров Итуруп							
Дачные	34,0	0,7	5,9	$\frac{Cl\,60\ HCO_3\,38}{(Na+K)\,70\ Ca\,15}$	0,174	6,0	1953
Остров Кунашир							
Нескученские	50,0	—	1,3	$\frac{HCO_3\,49\ SO_4\,48}{Ca\,46\ Mg\,30}$	0,280	6,3	1956
Холодные							
Малкинские	5,6	2,7	до 5,2	$\frac{HCO_3\,63\ Cl\,37}{(Na+K)\,61\ Ca\,28}$	0,032	6,2	1951
Облуковниские	6,0	1,7	2,9	$\frac{HCO_3\,65\ SO_4\,35}{Ca\,51\ Mg\,26\ (Na+K)\,22}$	—	6,3	1957
Македонские	6,0	1,8	3,1	$\frac{HCO_3\,91}{(Na+K)\,60\ Mg\,30}$	—	6,2	1955

V. Азотные термы наиболее широко известны (более 30 групп источников). Они успешно используются в лечебных целях. На Курильских островах известен только один выход азотных терм — Добрый Ключ (о. Кунашир). На Камчатке азотные термы концентрируются в основном в областях развития раннечетвертичного вулканизма — в Паратунско-Начикинском, Анавгайско-Киреунском и Паланско-Карогинском районах; за пределами вулканических областей азотные термы встречены только на Кроноцком полуострове.

Циркуляция терм на глубине и выход их на поверхность связаны с зонами крупных тектонических разломов главным образом в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и вулканогенно-сланцевых породах.

Температуры азотных терм на выходе колеблются в широких пределах — от 25—40 до 100° С, наиболее характерны температуры 60—70° С. Дебит терм в большинстве выходов не превышает 10 л/с и только изредка достигает 20 л/с (Нижне-Паратунские, Северо-Тюшевские, Нижне-Чажминские термы). На месторождениях Северо-Паратунском и Начикинском в последние годы были проведены крупные разведочные работы. На первом суммарный дебит терм составляет 270 л/с при температуре вод 75—88°. На Начикинском месторождении дебит буровых скважин составил 12 л/с, а температура воды 75—80°.

Все азотные термы Камчатки имеют весьма однообразный состав; они являются азотными (N_2 — 90—95%), слабоминерализованными (0,4—1,5 г/л), сульфатно-хлоридными натриевыми, реже натриево-кальциевыми, щелочными (pH — 8,0—9,2), кремнистыми (H_2SiO_3 — до 100—150 мг/л). Большинство терм характеризуются отношением $\frac{Ar\ 100}{N_2\ 1{,}18}$, равным 1,14—1,75. Содержание микрокомпонентов в термах обычно невелико.

VI. Метановые термы весьма широко распространены во многих областях Камчатского полуострова, не затронутых новейшими вулканическими процессами — в глубоких горизонтах палеоген-неогеновых осадочных отложений Западно-Камчатского и Центрально-Камчатского прогибов. Существование этих терм возможно и в глубоких горизонтах указанных пород на Курильских островах. Однако в связи с крайне неблагоприятными условиями образования открытых водопроницаемых разломов в песчано-глинистых отложениях число естественных выходов метановых терм незначительно: две группы источников на Камчатке (Савапские и Нижне-Галыгинские) и одна на о. Итуруп (Горячие Ключи). Вместе с тем весьма незначительная водопроницаемость указанных пород определяет крайне малые притоки вод к скважинам.

По химическому составу рассматриваемые термы, вскрытые глубокими скважинами в пределах Богачевской, Воямпольской и Хромовской разведочных площадей, весьма однообразны: это метановые (CH_4 — 90—95%), хлоридные, реже хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с невысокой (до 12 г/л) общей минерализацией (табл. 18). Для вод характерно наличие брома, иода, нафтеновых кислот, типично морское хлор-бромное отношение. В целом химический состав рассматриваемых терм аналогичен составу метановых терм многих газонефтеносных районов Сахалина. В естественных выходах эти термы характеризуются некоторыми особенностями: повышенным содержанием азота (состав их азотно-метановый), наличием сульфатов, меньшей минерализацией (до 3 г/л). Последнее объясняется примесью инфильтрационных атмосферных вод.

В пределах рассматриваемой территории известны и другие минеральные воды, занимающие промежуточное положение между указанными типами. Однако они немногочисленны и образуются или за счет смешения, или за счет метаморфизации вод основных типов.

Основные закономерности формирования подземных вод

Особенности химического состава пресных вод верхней зоны интенсивного водообмена (преобладающая минерализация до 0,1 г/л; состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниево-натриевый) определяются двумя факторами: составом атмосферных осадков и процессами выщелачивания подземными водами горных пород.

Таблица 18

Краткая характеристика состава некоторых азотных и метановых минеральных вод Камчатки и Курильских островов

Источники	Температура вод, °С	Минерализация, г/л	Ионный состав	Содержание кремнекислоты, г/л	pH	Время проведения исследования, год
Азотные термы						
Камчатка						
Средне-Паратунские (скважины)	88,0	1,1	$\frac{SO_4\ 85\ Cl\ 9}{(Na+K)\ 71\ Ca\ 28}$	0,091	8,9	1964
Нижне-Паратунские		1,5	$\frac{SO_4\ 69\ Cl\ 26}{(Na+K)\ 61\ Ca\ 37}$	0,081	8,2	1950
Начикинские (скважины)	80,6	1,2	$\frac{SO_4\ 61\ Cl\ 31}{(Na+K)\ 92\ Ca\ 7}$	0,096	8,4	1964
Малкинские	83,5	0,6	$\frac{SO_4\ 38\ Cl\ 36\ CO_3\ 23}{(Na+K)\ 97\ Ca\ 3}$	0,117	9,4	1950
Северные Кроноцкие	39,0	0,7	$\frac{Cl\ 51\ SO_4\ 39}{(Na+K)\ 77\ Ca\ 20}$	0,047	9,0	1953
Озерновские	85,0	1,3	$\frac{SO_4\ 65\ Cl\ 31}{(Na+K)\ 52\ Ca\ 45}$	0,101	8,2	1958
Остров Кунашир						
Добрый Ключ	68,2	1,4	$\frac{Cl\ 63\ SO_4\ 34}{(Na+K)\ 72\ Ca\ 23}$	0,074	8,0	1954
Метановые и азотно-метановые воды						
Камчатка						
Воямпольские	25,0	5,8	$\frac{Cl\ 79\ HCO_3\ 18}{(Na+K)\ 98}$	—	—	—
Богачевские	21,0	11,1	$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 90}$	—	—	—
Богачевские	50,0	2,1	$\frac{Cl\ 82\ SO_4\ 14}{(Na+K)\ 92}$	—	—	—
Хромовские	—	12,0	$\frac{Cl\ 62\ HCO_3\ 37}{(Na+K)\ 98}$	—	—	—
Саванские	75,0	0,9	$\frac{Cl\ 89\ HCO_3\ 11}{(Na+K)\ 85\ Ca\ 8}$	0,069	7,4	1954
Галыгинские	74,0	2,9	$\frac{Cl\ 74\ SO_4\ 20}{(Na+K)\ 70\ Ca\ 28}$	0,180	7,3	—
Остров Итуруп						
Горячий Ключ	54,5	2,5	$\frac{Cl\ 56\ HCO_3 43}{(Na+K)\ 89\ Ca 6}$	0,182	7,2	1953

Согласно данным Б. В. Стыриковича и Е. В. Тараканової, химический состав атмосферных вод вне районов непосредственного влияния вулканических эксгаляций характеризуется минерализацией 0,02—0,05 г/л (в редких случаях до 0,1 г/л) и гидрокарбонатно-хлоридным магниево-кальциево-натриевым составом. В прибрежных зонах в составе атмосферных осадков за счет захватываемых ветром морских вод несколько повышается содержание хлоридов, а в районах (и в периоды) вулканических извержений в составе атмосферных вод резко возрастает содержание сульфатов и хлоридов. Характерно, что общая минерализация вод, образовавшихся из снега со свежим пеплом вулканических извержений, может достигать 2—3 г/л, с преобладанием в их составе сульфатов и величиной pH от 3.5 до 4,7.

Таким образом, химический состав наименее минерализованных пресных вод региона может в значительной части определяться составом атмосферных осадков. Воды эти связаны преимущественно с высокогорными массивами, сложенными древними кристаллическими и метаморфическими породами (Малкинский, Ганальский хребты и др.). Наоборот, наиболее минерализованные грунтовые и трещинные воды образуются в гидротермально-измененных вулканических породах, содержащих повышенное количество сульфатов. В этом случае они приобретают характер кислых сульфатных минеральных вод. Лабораторные исследования подтверждают тесную связь формирования состава пресных вод с процессами выщелачивания водовмещающих пород (состав подземных вод и водных вытяжек из горных пород очень сходны).

В формировании минеральных вод Камчатки и Курильских островов главнейшими определяющими факторами являются: 1) наличие кислых, высокотемпературных вулканических газов, выходящих на поверхность и частично поступающих в подземные воды; 2) влияние интенсивных глубинных термометаморфических процессов, захватывающих широкие зоны вокруг магматических очагов; 3) аномально-высокие геотермические условия, возникающие на небольших глубинах; 4) развитие новейших тектонических разломов, обеспечивающих возможность глубокой инфильтрации атмосферных вод и выход на поверхность высоконапорных термальных вод, а в сфере воздействия активных вулканических очагов и высокотемпературных вулканических газов.

Выше была приведена краткая сравнительная характеристика особенностей состава главных типов минеральных вод, распространенных на Камчатке и Курильских островах. Ниже дается характеристика главнейших геологических условий и геохимических процессов формирования указанных типов вод.

Фумарольные термы. Сероводородно-углекислые (фумарольные) термы генетически и пространственно связаны с выходами вулканических газов, поднимающихся под большим давлением от магматических очагов. При насыщении вод высокотемпературными, сложного состава вулканическими газами возникают хлоридно-сульфатные или хлоридные термы, называемые нами термами «глубинного формирования». Для них характерно наличие свободных HCl и H_2SO_4, сильнокислая реакция, высокие отношения $\frac{K}{Na}$ (около 1) и повышенные отношения $\frac{Si}{Na}$ (до 0,025).

Через подземные воды в приповерхностные водоносные горизонты поступают только H_2S и CO_2 и в небольших количествах CH_4 и N_2,

обусловливающие формирование только кислых сульфатных вод, называемых термами «поверхностного формирования».

Химический состав фумарольных терм обеих групп создается в конечном итоге под влиянием ряда сложных взаимосвязанных процессов — насыщения вод вулканическими газами, частичного окисления сернистых газов в верхних зонах вулканических массивов до серной кислоты ($H_2S \rightarrow SO_2 \rightarrow SO_3 \rightarrow SO_4$), выщелачивания кислыми термальными растворами вулканических пород с обогащением вод Fe, Al, H_2SiO_3 и другими компонентами. При этом процессы приповерхностного окисления H_2S и SO_2 до SO_4 связаны, по-видимому, не только с кислородом подземных вод, но и с присутствием в вулканических породах окисных соединений железа и других металлов. В процессе длительного соприкосновения с горными породами кислотность их постепенно снижается, а ряд компонентов удаляется из них в осадок. В термах глубинного формирования весьма вероятно незначительное участие вод, образовавшихся в результате конденсации магматических паров.

Азотно-углекислые термы во всех областях своего распространения (Камчатка, Курильские острова, Новая Зеландия, Исландия и др.) отличаются весьма сложным формированием, вызывающим наибольшие дискуссии.

В отличие от ряда исследователей, считающих, что химический состав этих терм определяется магматическими эксгаляциями и что основной компонент этих вод (хлор) имеет магматическое происхождение, мы полагаем, что состав этих терм определяется: поступлением в воды газов глубинного происхождения — магматических и термометаморфических; выщелачиванием горных пород; разложением в резко-восстановительных условиях сульфатов; соединением сероводорода с железистыми минералами горных пород.

Согласно взглядам Д. С. Коржинского и А. Г. Бетехтина, следует признать, что в глубинных высокотемпературных условиях, при резко сниженном парциальном давлении кислорода, сульфаты оказываются неустойчивыми и разлагаются с расходованием кислорода на различные окислительные процессы. В этих условиях все термальные воды, независимо от их состава и происхождения, будут превращаться в конечном счете в хлоридные натриевые, бессульфатные с преобладанием в их газовом составе CO_2 и следами H_2S.

В приповерхностных горизонтах, в очагах их естественной разгрузки, возникает ряд вторичных процессов, изменяющих их глубинный состав,— пароотделение, концентрирование, охлаждение, дегазация, выпадение в осадок карбонатов кальция, понижение содержания калия, повышение щелочности вод. Одновременно в некоторых случаях может происходить насыщение выделяющимися газопаровыми струями (с CO_2 и H_2S) грунтовых и поверхностных вод, с образованием вторичных, слабокислых сульфатных растворов («псевдофумарольных» терм).

Углекислые термы формируются в глубинной восстановительной обстановке, в сфере воздействия термометаморфических процессов, приводящих к выделению из горных пород CO_2, и могут быть связаны как с современными, так и с более древними магматическими процессами. Образование их может происходить в разнообразных осадочных, вулканических, интрузивных и других породах, а их ионносолевой состав определяется исходным составом подземных вод, насыщающихся CO_2. Характерно, что порядок как средних, так и максимальных значений минерализации и содержания хлоридов и гидрокарбонатов в типичных углекислых термах областей современного и раннечетвертичного вулканизма оказывается одним и тем же. В приповерх-

ностных горизонтах в них также происходят вторичные процессы изменения их состава (табл. 19).

Углекислые холодные воды. Формирование холодных углекислых вод определяется во многом теми же закономерностями, что и образование углекислых терм. Однако оно происходит обычно на небольших глубинах, при отсутствии глубоких зон тектонических дроблений, создающих возможность подъема с больших глубин нагретых подземных вод. Поступление в холодные воды CO_2 может быть связано с выделением ее из глубоких высокогазонасыщенных углекислых терм.

Азотные термы — это типичные трещинные воды атмосферного происхождения, формирующиеся в результате выщелачивания горных пород в глубинной восстановительной обстановке, вне пространственной и генетической связи с магматическими и термометаморфическими процессами. По условиям формирования они аналогичны слабоминерализованным азотным термам гранитных массивов многих древних платформенных и горно-складчатых областей. Характерный ионный и газовый состав и типично воздушные отношения Ar к N_2 говорят об атмосферном происхождении этих вод.

Метановые термы существенно отличны от всех охарактеризованных выше термальных вод. Это — древние метаморфизованные морские, седиментационные воды, в различной степени смешанные с водами атмосферного происхождения, образование которых аналогично метановым водам Сахалина.

Накопленные в последние годы обширные материалы по гидрогеологии, геохимии и условиям формирования минеральных вод вулканических областей позволяют считать, что образование различных минеральных и термальных вод может происходить одновременно и независимо друг от друга. В настоящее время нельзя говорить об «общей схеме», о «единой генетической линии» происхождения всех минеральных и термальных вод вулканических регионов.

Роль подземных вод в образовании и дифференциации вулканических эксгаляций

Области современного активного вулканизма Камчатки и Курильских островов характеризуются весьма интенсивной и разнообразной газогидротермальной деятельностью, проявляющейся в выходах высокотемпературных вулканических газов, различных термальных вод и газопаровых струй. Состав выходящих на поверхность разнообразных вулканических (фумарольных) газов и паров определяется не только характером и степенью активности глубинных магматических очагов и господствующими на глубине термодинамическими условиями, но и теми геотермическими и гидрогеологическими условиями, которые существуют в неглубоких горизонтах горных пород, слагающих вулканические массивы. В существующих классификациях все газовые выделения вулканических областей рассматриваются как типичные вулканические эксгаляции, генетически связанные с магматическими очагами. В этих классификациях не выделяются широко распространенные в активных вулканических районах (в частности, на Камчатке и Курильских островах) газопаровые выделения, поступающие на поверхность из подземных перегретых вод и генетически не связанные с магмой. Между тем, эти эксгаляции распространены более широко, чем сами вулканические газы, и их роль в гидротермальном изменении вулканических пород весьма велика.

Таблица 19

Условия формирования основных типов минеральных вод Камчатки и Курильских островов

Типы вод	Обстановка формирования	Характер вод	Происхождение исходных вод	Происхождение газов	Основные процессы формирования состава вод
I. Сероводородно-углекислые (фумарольные) термы					Поступление вулканических газов и паров (HCl, H_2S, SO_2, CO_2, B, H_2O и др.) в подземные воды
а) сульфатные	Верхняя окислительная в вулканических породах, при непосредственном участии вулканических газов	Грунтовые и слабонапорные трещинные	Современное, атмосферное	Вулканическое (магматическое и термометаморфическое)	Переход легкорастворимых газов (HCl, HF, B, SO_2 и др.) в ионно-солевой состав вод с образованием кислых растворов. Окисление сернистых газов (SO_2, H_2S) до SO_4 с образованием сернокислых растворов
б) хлоридно-сульфатные	То же	Слабонапорные трещинные	То же, с участием конденсационных вод магматического и термометаморфического происхождения	То же	Выщелачивание кислыми (HCl, H_2SO_4) термальными водами вулканических пород, с обогащением вод Fe, Al, Ca, H_2Si, O_3 и др. (с повышением pH вод) Дегазация терм в приповерхностных горизонтах (выделение CO_2, H_2S)
II. Азотно-углекислые термы	Глубинная восстановительная в вулканических и вулканогенно-осадочных породах, в районах интенсивного теплового воздействия активных магматических очагов	Напорные трещинные и трещинно-пластовые	Атмосферное, возможно с незначительным участием вод магматического, термометаморфического и морского происхождения	Глубинное, термометаморфическое и магматическое (CO_2), воздушное (N_2, Ar)	Нагрев подземных вод в аномально-высоких геотермических условиях до высоких температур (200—300 и более °C) Поступление на глубине в воды незначительных количеств газов термометаморфического (CO_2) и магматического (HCl, H_2S, CO_2 и др.) происхождения Выщелачивание высокотермальными слабокислыми водами пород с обогащением вод H_2SiO_3, B и другими компонентами Восстановление в глубинных условиях SO_4 до H_2S

III. Углекислые термы	Глубииная восстановительная в закрытых и полузакрытых структурах, в вулканических и вулканогенно-осадочных породах, в сфере воздействия термометаморфических процессов	Напорные трещинные и трещинно-пластовые	Древнее, атмосферное; возможио, с незначительным участием древних вод морского происхождения	Термометаморфическое, возможно, частичио магматическое	В приповерхностиых зонах: парообразование и концентрирование вод, дегазация терм (выделеиие CO_2, H_2S и других газов), выпадение в осадок $CaCO_3$, повышение pH вод Нагрев воды в нормальных или несколько повышенных геотермических условиях Насыщение вод с глубиной CO_2 Выщелачивание углекислыми водами пород с обогащеиием их в первую очередь гидрокарбонатами Ca, Mg, Na и H_2SiO_3 В приповерхностных условиях — дегазация терм (выделение CO_2), выпадение в осадок $CaCO_3$, повышение pH вод Образоваиие углекислых газовых струй
IV. Углекислые холодиые воды	В приповерхиостных и глубинных условиях в различных породах, при поступлеиии в воды CO_2	То же	Атмосферное	Глубинное, термометаморфическое и магматическое (CO_2), воздушное (N_2, Ar)	Насыщение вод CO_2 Выщелачивание пород с обогащением вод гидрокарбонатами Ca, Mg В приповерхностных условиях — выделение CO_2, выпадение в осадок $CaCO_3$, повышение pH вод
V. Азотные термы	Глубинная, восстановительиая, преимущественно в вулканических и вулкаиогенно-осадочных породах, вне влияиия магматических и термометаморфических газов	» »	То же	Воздушное (N_2, Ar)	Нагрев вод в нормальных или несколько повышенных геотермических условиях Выщелачивание пород с обогащением вод H_2SiO_3 и другими компоиентами
VI. Метаиовые термы	Глубинная, восстановительная, в морских осадочных породах, с развитием биохимических процессов	Трещинно-пластовые	Древнее измеиенное морское, местами смешанное с атмосферным	Биохимическое (CH_4, отчасти N_2), частично воздушиое (N_2, Ar)	Восстановление SO_4 до H_2S с обогащением вод HCO_3 Связывание H_2S железом песчано-глинистых пород Выпадение в осадок карбонатов Ca и Mg

Рассматривая вопросы взаимодействия природных газов и вод, В. И. Вернадский писал, что «...всякий водный раствор частью воспринимает газы как таковые, создавая водную атмосферу, частью меняет ее состав, создавая новые газы, частью прекращает существование некоторых газов, переводя их в соединения, ионы» (В. И. Вернадский, 1931 г.).

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют считать, что участие подземных вод в газогидротермальной деятельности активных вулканических областей может проявляться в трех основных формах:

1. В составе высокотемпературных вулканических эксгаляций, к которым в глубоких, сильно нагретых зонах вулканических массивов могут примешиваться паровые струи, образующиеся из подземных вод.

2. В поглощении легкорастворимых компонентов вулканических эксгаляций подземными водами, которые могут существенно изменять их первоначальный, сложный состав. В результате этого процесса из состава вулканических газов в первую очередь уходят такие компоненты, как HCl, HF, SO_2 и B. Через водную среду, вне зависимости от ее температуры, могут проходить только газы, сохраняющиеся в водах в виде газовых молекул — CO_2, H_2S, CH_4, N_2. Именно этот процесс приводит во многих случаях к четкому разграничению вулканических газов на две основные группы: хлористо-сернисто-углекислые («фумарольные») и сероводородно-углекислые («сольфатарные») газы (Иванов, 1964, 1966).

3. В выделении в приповерхностных горизонтах в условиях давления, приближающегося к атмосферному, из высокотермальных подземных вод газопаровых, а из высокогазонасыщенных углекислых терм — углекислых газовых струй.

Все газовые, газопаровые и паровые эксгаляции вулканических областей необходимо подразделять на две группы: А — *эксгаляции вулканического происхождения*, генетически связанные с магмой, и Б — *эксгаляции гидротермального происхождения*, выделяющиеся из подземных вод. В зависимости от геологических и гидрогеологических условий их выхода на поверхность и ряда вторичных процессов они могут быть разделены на шесть типов: 1) эруптивные; 2) фумарольные; 3) сольфатарные; 4) мофетные; 5) газопаровые; 6) паровые (табл. 20).

Первые два типа представляют собой первичные вулканические эксгаляции — высокотемпературные, выделяющиеся из магматических масс в периоды извержения, из лавовых кратерных озер и лавовых конусов и потоков или из трещин в породах в периоды интенсивной вулканической деятельности. При этом исключительно высокая температура эксгаляций приводит к интенсивному прогреву газовыводящих каналов, исключая возможность конденсации паров и тем самым поглощения водами каких-либо компонентов вулканических эксгаляций. Все вулканические газы содержат, как правило, при выделении из магматического расплава в различных пропорциях газы группы галоидов (Cl, F), группы серы (H_2S, S, SO_2, SO_3) и группы углерода (CO_2, CO), а также водород, метан, азот и в преобладающих количествах пары воды.

Третий и отчасти четвертый типы, обладающие средними и низкими температурами, относятся к вулканическим вторично измененным эксгаляциям. Их низкая температура (ниже 180—100° С) позволяет предполагать соприкосновение на небольших глубинах с подземными водами (прохождение их через последние). Эти газы отличаются полным отсутствием SO_2, CO и галоидов, которые были, вероятно, полностью «отфильтрованы» (поглащены) подземными водами. Харак-

Таблица 20

Классификация газо-термальных эксгаляций областей современного вулканизма (по В. В. Иванову, 1961 г.)

Основные группы эксгаляций		Температура, °С		Основные типы эксгаляций	Основные компоненты	Условия выхода на поверхность
I. Вулканические	Первичные	Высокотемпературные	До 1200°	I. Эруптивные (весьма сложного состава)	Газы группы Cl, F, S, C, B и др., H_2O	Из кратеров вулканов во время извержений
			180—700°	II. Фумарольные (хлористо-сернисто-углекислые)	HCl, HF, NH_3, H_2S, SO_2, CO, CO_2, B, H_2, CH_4, N_2, H_2O	а) из лавовых кратерных озер б) из раскаленных шлаковых конусов и лавовых потоков в) из трещин в вулканических породах
	Вторичноизмененные	Среднетемпературные	100—180°	III. Сольфатарные (сернисто-углекислые)	H_2S, SO_2, CO, CO_2, H_2, CH_4, N_2, H_2O	а) из остывающих лавовых масс б) из трещин в вулканических породах
		Низкотемпературные	Менее 100°	(сероводородно-углекислые)	H_2S, CO_2, CH_4, N_2, H_2O	а) из термальных кратерных и кальдерных озер б) из фумарольных термальных источников и грязевых воронок
II. Гидротермальные			Менее 100°	IV. Мофетные (углекислые)	CO_2	Из углекислых термальных вод
			Около 100°	V. Газопаровые (азотно-углекислые)	H_2O, CO_2, N_2, H_2S, иногда CH_4	Из перегретых восходящих вод в зонах тектонических разломов
			Менее 100°	VI. Паровые (кислородно-азотные)	H_2O, N_2 и O_2	Из нагретых нисходящих вод

терными примерами таких газов являются газовые выделения в кратерных озерах вулкана Эбеко (о. Парамушир), в кальдере вулканов Головнина и Менделеева (о. Кунашир).

Большинство низкотемпературных эксгаляций (ниже или около 100° С) имеют гидротермальное происхождение. В частности, это в значительной мере относится к мофетным выделениям, образующимся в результате дегазации углекислых терм.

Очень широко распространены в активных вулканических районах газопаровые струи (V тип), образующиеся из напорных перегретых, преимущественно азотно-углекислых вод в районах их естественной разгрузки на поверхность.

Примерами таких выделений являются газопаровые струи долины Гейзеров и Паужетских терм, хр. Камбального (Камчатка), а также участка Горячего Пляжа и Нескученских источников (о. Кунашир).

Наконец, во многих вулканических областях широко распространены паровые струи (VI тип), образующиеся из просачивающихся в нагретые горные породы холодных вод. Они представляют собой малодебитные, безнапорные паровые выделения с весьма изменчивым режимом и содержанием газов воздушного происхождения — N_2 и O_2.

Кроме перечисленных главнейших типов газотермальных эксгаляций вулканических областей образуются и другие промежуточные, переходные и более сложные виды газовых и паровых выделений. В частности, к таковым относится газотермальная деятельность, возникающая на горячих лавовых и агломератовых потоках, в которые поступают поверхностные воды. Примером может служить образование «многих тысяч вторичных фумарол» на поверхности огромного агломератового потока над погребенным руслом р. Сухой Хапицы, возникшего в результате мощного взрыва вулкана Безымянного на Камчатке 30 марта 1956 г. (Г. С. Горшков, 1957 г.).

В заключение необходимо остановиться на весьма важном вопросе — изменении состава вулканических эксгаляций во времени.

В вулканологии принято считать, что изменение состава и температуры вулканических газов, поступающих на поверхность, отражает изменения в состоянии магматического очага и составе эксгаляций. Кроме того, по мере снижения активности вулканических очагов высокотемпературная фумарольная деятельность сменяется сольфатарной и далее мофетной.

В действительности характер и причины изменений поствулканической газотермальной деятельности, фиксируемые на поверхности, не всегда отражают изменения состава газов, выделяющихся из магматического очага на глубине. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что наблюдаемые на поверхности изменения характера указанных выделений обусловлены вторичными явлениями, вызванными охлаждением и частичной конденсацией (поглощением подземными водами) вулканических газов в неглубоких горизонтах вулканических массивов. Это доказывается, во-первых, значительной устойчивостью состава вулканических эксгаляций в пределах очень широкого диапазона температур и, во-вторых, одновременным выходом на поверхность из одних и тех же вулканических массивов (магматических очагов) газов весьма различного состава. Не вызывает сомнений, что в этих случаях различные газы питаются эксгаляциями из единых магматических очагов и в приповерхностных условиях состав их претерпевает вторичные изменения. Таким образом, изменения интенсивности отделения эксгаляций от магмы могут приводить к изменению степени нагрева верхних частей газовыводящих каналов, к частичной конденсации газов и поглощению их подземными водами.

Количественные изменения процесса дегазации магмы на глубине приводят, таким образом, к качественному изменению вулканических газов, выходящих на поверхность.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Подземные воды Камчатки и Курильских островов представляют практический интерес как источник хозяйственно-питьевого водоснабжения, гидротермальных энергетических ресурсов и как ценные минеральные лечебные воды.

Хозяйственно-питьевые воды. Значительные ресурсы пресных подземных вод, годных для хозяйственного и питьевого водоснабжения, заключены во многих комплексах четвертичных рыхлых отложений — аллювиальных, морских, лагунно-морских, дельтовых, флювиогляциальных и пирокластических, а также в верхней части трещиноватой зоны дочетвертичных пород. Водообильность их нередко очень пестрая, зависящая от литологического состава, мощности и условий питания атмосферными осадками. В зависимости от глубины залегания воды вскрываются и эксплуатируются либо колодцами, либо буровыми скважинами. Весьма водообильными во многих районах являются аллювиальные, флювиогляциальные и пирокластические отложения. Последние, например, в районе Петропавловска-Камчатского характеризуются весьма большой мощностью (почти до 200 м) и значительной водообильностью, достигающей в отдельных скважинах 20—30 л/с.

Особый интерес для водоснабжения некоторых районов могут представлять воды верхней выветрелой зоны верхнемеловых пород, вскрытые, в частности, многими скважинами в районе Петропавловска-Камчатского на глубину до 50—100 м. Дебиты скважин в этих породах обычно составляют 2 л/с, но иногда достигают и 8 л/с. Особенно благоприятные условия для каптажа вод скважинами наблюдаются в тех случаях, когда скважины одновременно вскрывают и верхние трещиноватые зоны коренных пород, и перекрывающие их обводненные рыхлые отложения. Следует отметить, что дебиты отдельных скважин, вскрывающих эти породы, во многом зависят от абсолютной высоты их расположения и рельефа поверхности коренных пород, в которых каптируются воды.

Что касается плотных палеозойских и протерозойских метаморфических пород, а также интрузивных образований, то они обычно мало перспективны для получения из них достаточных количеств пресных вод.

Минеральные лечебные воды. Минеральные воды Камчатки и Курильских островов исключительно разнообразны по своему химическому составу и многие из них представляют большую ценность в лечебном отношении. Однако до настоящего времени в связи с малой населенностью и трудной доступностью территории минеральные воды используются в лечебных целях недостаточно (табл. 21). Сейчас на Камчатке функционируют только два бальнеологических санатория: Паратунский и Начикинский и одна районная Озерновская бальнеолечебница, которыми используются азотные слабоминерализованные кремнистые щелочные термы. В весьма небольших масштабах осуществляется розлив углекислых холодных Малкинских вод. На Курильских островах термальные воды используются только в двух бальнеологических лечебницах — Кислый Ключ на о. Кунашир и Горячие Ключи на о. Итуруп.

В бальнеологических целях на Камчатке используется только один тип минеральных вод — слабоминерализованные кремнистые щелочные

Таблица 21

Современное использование минеральных вод Камчатки и Курильских островов

Источник	Максимальная температура, °С	Минерализация, г/л	Химический состав	Использование	
				в лечебных целях	в теплоэнергетических целях
Камчатка					
Паужетские	195	3,1	Азотно-углекислые, хлоридные, натриевые, кремнистые, борные, щелочные	—	Опытная геотермальная электростанция мощностью 5 тыс. кв
Озерновские	85	1,2	Азотные, слабосульфидные, слабоминерализованные, кремнистые, щелочные	В местной бальнеолечебнице	Отопление Паужетского поселка Отопление местной бальнеолечебницы
Средне-Паратунские	85—88	1,1	Азотные слабоминерализованные, кремнистые, щелочные	—	Опытная фреоновая установка для получения электроэнергии мощностью 500 кв Отопление тепличного хозяйства
Нижне-Паратунские	70—80	1,5	То же	В бальнеогрязевом санатории	Отопление дома отдыха Отопление тепличного хозяйства
Начикинские	80	1,2	„ „	В бальнеологическом санатории	Отопление санатория Отопление тепличного хозяйства
Малкинские	5,6	3,4	Углекислые, гидрокарбонатно-хлоридные, натриево-кальциевые, слабокислые	Розлив в бутылки	—
Остров Кунашир					
Горячий Пляж	Более 100	4,6	Азотно-углекислые, хлоридные, натриевые, кремнистые, борные, щелочные	—	Отопление жилого поселка Снабжение бани-прачечной
Кислый Ключ	55,6	3,9	Углекисло-азотные, хлоридно-сульфатные, алюминиево-натриевые, кремнистые, сильнокислые	В местной бальнеолечебнице	—
Остров Итуруп					
Горячие Ключи	54,5	2,5	Азотно-углекисло-метановые, хлоридно-гидрокарбонатные, натриевые, кремнистые	То же	—

термы, аналоги известных Кульдурских терм (Хабаровский край). Дальнейшей задачей является использование углекислых вод, которые очень широко распространены на Камчатке. На базе Налачевских вод целесообразно строительство комплексного бальнеологического, и питьевого санатория. Представляет несомненный интерес создание небольшого бальнеологического санатория в весьма благоприятных ландшафтно-климатических условиях у г. Южно-Курильска на оз. Кунашир, на базе одновременного использования двух очень ценных минеральных вод: азотно-углекислых хлоридных натриевых, кремнистых, борных щелочных терм Горячего Пляжа и углекисло-азотных, хлоридно-сульфатных алюминиево-натриевых кремнистых сильнокислых терм Кислого Ключа. Для создания местных бальнеологических лечебниц могут с успехом использоваться в дальнейшем очень многие термальные воды Камчатки и Курильских островов.

Термальные воды как теплоэнергетические ресурсы. В последнее десятилетие перед изучением термальных вод вулканических районов Камчатки и Курильских островов была поставлена задача использования их в теплоэнергетических целях. Основываясь на успешном изучении и применении термальных вод в Италии, Новой Зеландии, Исландии, США, Японии и других странах, в последние годы были проведены крупные разведочные работы на ряде месторождений терм Камчатки и Курильских островов. В этом отношении наибольший интерес представляют термальные воды вулканических регионов: азотно-углекислые перегретые (до 150—200° С и более), хлоридные термы — для выработки электроэнергии и азотные слабоминерализованные щелочные термы (до 100° С) для целей теплофикации.

В последнее десятилетие гидрогеологические разведочные работы в энергетических целях поставлены на Южной Камчатке и на о. Кунашир. Разведка Паужетского месторождения термальных вод позволила создать опытную геотермальную электростанцию для снабжения электроэнергией Озерновского рыбокомбината. Одновременно были проведены разведочные работы в теплофикационных целях на месторождениях терм Камчатки (Средне- и Нижне-Паратунском и Начикинском). Большой объем и значительная глубина разведочного бурения на Средне-Паратунском месторождении обеспечили выведение самоизливающихся термальных вод с дебитом более 160 л/с и температурой до 88° С, на базе которых создано тепличное овощное хозяйство для снабжения г. Петропавловска-Камчатского и небольшая опытная фреоновая установка для получения электроэнергии мощностью 500 кВ.

Разведочные работы на высокотермальные воды в наиболее вулканически активных районах Камчатки должны продолжаться и в дальнейшем в целях выяснения возможности получения значительных энергетических ресурсов. Представляется весьма интересным проведение глубокого бурения на высокотермальные воды (и пары) в Корякско-Авачинской вулкано-тектонической депрессии (у основания вулкана Авачи) и в районе Ключевской группы вулканов.

Глава 4.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ (XV) И КОРЯКСКАЯ (XV—1, 2) СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Физико-географические, геологические и мерзлотные условия

Рассматриваемая территория, охватывающая северо-восточную часть Азиатского материка и называемая Северо-Востоком СССР, включает Верхояно-Чукотскую мезозойскую и Корякскую кайнозойскую складчатые области. Граница между ними проведена в значительной степени условно.

Северо-Восток СССР представляет собой как бы громадный полуостров, омываемый на юге и востоке Тихим, а на севере — Северным Ледовитым океаном. Южные районы, прилегающие к Охотскому морю, находятся в умеренных широтах Ленинграда, Петрозаводска, а наиболее северные (вдоль берегов Восточно-Сибирского и Чукотского морей) лежат за пределами Полярного круга.

Рельеф и геолого-тектоническое строение. Геологическое строение территории Северо-Востока СССР весьма сложно. Основой для написания этого раздела послужила монография «Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». Основную часть ее занимает Верхояно-Чукотская горно-складчатая область, в пределах которой, в свою очередь, выделяются Яно-Колымская и Чукотская складчатые системы. Вдоль побережья Охотского моря и далее на северо-восток, вплоть до Чукотского полуострова, простирается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. К восточной части территории примыкает Корякская кайнозойская складчатая область.

Яно-Колымская складчатая система ограничена на западе Приверхоянским прогибом, на востоке и на северо-востоке — структурами Чукотской складчатой системы, на юге погружена под Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

По западной окраине рассматриваемой системы, вдоль Приверхоянского прогиба, простирается Верхоянский антиклинорий, морфологически выраженный одноименной цепью гор. Наибольшие его хребты достигают абсолютной высоты 2500—2900 м. Относительные отметки колеблются в пределах от 400 до 1200 м. Хребет сложен преимущественно терригенными отложениями верхнего палеозоя. На юго-западе Верхоянский мегантиклинорий кулисообразно сменяется Сетте-Дабанским горст-антиклинорием, в сложении которого участвуют терригенно-карбонатные и карбонатные образования нижнего — среднего палеозоя.

К востоку от Верхоянского мегантиклинория, между ним и складчатыми структурами, обрамляющими Колымский массив, простирается обширная Яно-Сугойская синклинальная зона, орографически пред-

ставленная плоскогорьями с четко выраженными поверхностями выравнивания. Южная часть этой зоны представляет собой сильно расчлененное нагорье с абсолютными отметками 1400—1500 м. Северная часть зоны сильно снижена. Абсолютные высоты здесь едва достигают 1000 м. В пределах зоны широко распространены тектонические впадины с равнинно-холмистым рельефом. Сложена Яно-Сугойская зона преимущественно терригенными триасовыми и юрскими отложениями, собранными в линейные складки, отвечающие простиранию обрамляющих антиклинальных систем.

Колымский массив с севера и юго-запада обрамлен сложно построенной Момо-Полоусной антиклинальной зоной. На севере эта зона включает Селенняхское и Полоусное, на западе — Тас-Хаяхтахское складчато-глыбовые поднятия, а на юге Омулевское глыбовое поднятие. Всех их объединяют интенсивная блоковая тектоника и контрастность неотектонических движений. Орографически складчато-глыбовые поднятия представлены горными сооружениями от сравнительно невысоких кряжей (Полоусный, Улахан-Тас) до сильно расчлененного высокогорья (хр. Черского). В системе цепей Черского наибольшие высоты достигают 3000 м. Они приурочены к группам гранитных батолитов, с которыми сопряжены водораздельные хребты. Колебания относительных отметок в этих районах иногда превышают 800—1000 м. Исключительно глубокая и резкая эрозионная расчлененность гранитных массивов, наряду с формами ледниковой и морозной денудации, придают рельефу этого района альпинотипный характер. В периферической части горной системы Черского располагаются районы сильно расчлененного среднегорного рельефа (абс. отм. 2200—2400 м, глубина расчленения 400—600 м), который развит на сложнодислоцированном комплексе юрских пород. В сложении рассматриваемой зоны наряду с терригенными отложениями верхоянского складчатого комплекса, участвуют терригенно-карбонатные, карбонатные и вулканогенные отложения верхнепротерозойского и палеозойского возраста. С внешней стороны Момо-Полоусная антиклинальная зона обрамляется системой синклинориев, сложенных юрскими отложениями. В их числе (с севера на юг) — Кондаковский, Ольджойский и Иньяли-Дебинский синклинории. Для рельефа Кондаковского и Ольджойского синклинориев характерны плато и низкогорья, для Иньяли-Дебинского — высокогорье, осложненное межгорными наложенными впадинами.

Колымский срединный массив занимает обширную территорию междуречья Колымы и Индигирки. Морфологически он выражен низменностью, и лишь в центральной части его возвышается Алазейское плоскогорье, структурно отвечающее одноименному складчато-глыбовому поднятию. Фундамент массива сложен кристаллическими породами. В составе чехла наблюдаются три яруса. Нижний сложен карбонатными отложениями верхнего протерозоя и нижнего кембрия, средний — карбонатными, терригенно-карбонатными, а в верхней части разреза вулканогенными отложениями ордовика, силура, девона и нижнего карбона и, наконец, верхний образован осадочными вулканогенными толщами пермского и мезозойского возраста. Мощность каждого из указанных ярусов измеряется тысячами метров. В юго-западной части Колымского массива расположена крупная мезозойская Зырянская впадина. Образовавшийся в верхнем мелу Илин-Тасский антиклинорий делит ее на две впадины: северную — Индигиро-Зырянскую и южную — Момо-Селенняхскую систему наложенных впадин. На юго-востоке к Колымскому массиву примыкает Приколымское поднятие, выраженное в рельефе плоскогорьем. Относительные отметки его поверхности составляют в отдельных случаях 800—1000 м. Поднятие сло-

жено преимущественно терригенными и карбонатными породами палеозойского возраста. Крайней юго-восточной структурой Яно-Колымской складчатой системы является Омолонский массив, расположенный в верховьях рек Омолона и Коркодона. Фундамент его, выступающий в поднятых блоках, сложен архейскими и протерозойскими кристаллическими породами, а чехол — палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими осадочно-вулканогенными образованиями. В восточной части массива известны терригенно-карбонатные отложения верхнего палеозоя. На фоне основных складчатых структур Яно-Колымской складчатой системы располагаются многочисленные межгорные депрессии верхнемезозойского и кайнозойского заложения. Они приурочены к молодым синклинальным структурам, грабенам или относительно опущенным блокам и выполнены преимущественно терригенными, реже осадочно-вулканогенными породами, возраст которых варьирует от верхнего мела до четвертичного.

Чукотская складчатая система простирается от Колымского и Омолонского массивов на восток и северо-восток, вдоль побережья Восточно-Сибирского моря, до побережья Берингова пролива. На юге и юго-западе структуры ее погружены под Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. На западе рассматриваемой системы, примыкая непосредственно к Колымскому и Омолонскому массивам, расположена Олойская впадина, выраженная в рельефе низким слабо расчлененным плоскогорьем. Впадина выполнена юрскими и меловыми осадочно-вулканогенными породами, собранными в пологие складки. Суммарная мощность отложений достигает 4000 м. Северо-западнее расположена Анюйская складчатая зона, включающая несколько антиклинальных поднятий, в ядрах которых обнажаются триасовые песчано-сланцевые туфогенные толщи и карбонатные палеозойские породы (Алярмаутское поднятие). В пределах зоны хорошо выражены разрывы северо-западного и северо-восточного простираний, контролируемые интрузивными образованиями. Вдоль побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей от Чаунской до Колючинской губы прослеживается Чаунская складчатая зона, в структурном и морфологическом отношении напоминающая Анюйскую. Лишь на севере ее выделяется Куульское поднятие, сложенное карбонатными отложениями верхнего палеозоя. Между Анюйской и Чаунской складчатыми зонами расположена Раучуанская впадина, сходная по своему строению с Олойской.

Анюйская и Чаунская складчатые зоны образуют горную область, включающую в себя систему складчатых нагорий, участки среднегорного структурного и горстово-глыбового рельефа, а также несколько впадин с аккумулятивными холмисто-ледниковыми и озерно-аллювиальными равнинами. Центральные и юго-восточные части Южно-Анюйского хребта и Раучуанской гряды имеют рельеф, по своим абсолютным отметкам (до 1600—1800 м) и глубине расчленения приближающийся к альпинотипному. Структурно-эрозионный рельеф Анюйского нагорья усложняется отчетливо выраженными формами рельефа двух оледенений горно-долинного типа.

На востоке Чукотской складчатой системы расположено одноименное складчато-глыбовое поднятие, морфологически выраженное нагорьем. Сложено оно кристаллическими породами протерозойского возраста, перекрытыми карбонатными отложениями среднего палеозоя. Западнее Чукотского поднятия по периферии Колючинской губы и далее от нее вдоль побережья Чукотского моря простирается кайнозойская наложенная впадина, поверхность которой в северном направлении погружена под уровень моря.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс выражен в рельефе лавовыми плоскогорьями и нагорьями. Северо-восточная и северная (чукотская) части пояса обладают среднегорным рельефом. Наибольшие высоты, достигающие абсолютных отметок 1500—1800 м с относительными превышениями от 500 до 600 м, приурочены к Амгуемо-Кувет-скому массиву и хр. Искатень. Гипсометрическое положение остальной части района от Гижигинского грабена на юге до Анадырского плоскогорья на севере характеризуется отметками порядка 1300—1400 м. Рельеф южной части Охотско-Чукотского пояса по сравнению с рельефом северной части более расчлененный. Среди горстово-глыбового рельефа изолированными участками распространены лавовые плато, ориентированные в широтном направлении и разделенные межгорными впадинами. Современный рельеф впадин представлен всхолмленными ледниковыми или озерно-аллювиальными равнинами, в поверхность которых врезана сеть речных долин. Вулканогенные толщи мелового, палеогенового и неогенового возраста наложены несогласно на мезозоиды и более древние структуры Верхояно-Чукотской складчатой области. Развитие пояса существенно обязано глубинным разломам, ориентированным преимущественно вдоль его простирания.

По этим же разломам во многих случаях происходили вертикальные перемещения блоков. Наряду с типичными вулканическими покровами, особенно характерными для северо-восточной его части, он включает также впадины, выполненные эффузивными отложениями. Примером последних могут служить Уляганский прогиб, Куйдусунская впадина и южная часть Омсукчанского грабена. Наиболее древние породы основания пояса (докембрийские и нижнепалеозойские) выведены на поверхность в пределах Охотского и Тайгоносского массивов. На остальной территории вулканические покровы пояса залегают преимущественно на верхнемезозойских терригенных и вулканогенных отложениях. Горную область Охотского срединного массива по характеру рельефа можно разделить на две части: северную приподнятую часть массива, представляющую слабо расчлененное среднегорное лавовое плато, и южную с сильно расчлененным низкогорным рельефом.

В пределах Корякской горной страны четко выделяются два главных орографических элемента: Корякское нагорье и Пенжино-Анадырская низменность. Корякское нагорье характеризуется сочетанием горных массивов и хребтов складчато-глыбового происхождения, сильно расчлененных речной и ледниковой эрозией, с грабеноподобными депрессиями и глубокими межгорными впадинами. От Центрального Корякского массива с абсолютными отметками отдельных вершин до 2000—2562 м (гора Ледяная) почти радиально отходят многочисленные горные гряды и кряжи с абсолютными отметками 1700—700 м. Радиальные отроги разделяются глубокими впадинами с ориентированными вдоль них речными долинами. Тектоническое строение Корякской складчатой зоны сложно и разнообразно. В ее пределах развиты структуры от горсто-блоковых поднятий и антиклинориев до прогибов, линейных синклиналей и наложенных впадин. Положительные структурные зоны, сложенные нижнемеловыми и более древними породами (Хатырское поднятие, Ваежский, Рарыткинский антиклинории), характеризуются блоковым строением с многочисленными разрывами различной ориентировки. Синклинальные структуры, выполненные преимущественно верхнемеловыми породами (Ванитат-Великореченский, Лулу-Ватынский и другие синклинальные зоны), характеризуются линейно-вытянутыми складками с меньшим числом разрывов. Во впадинах, выполненных палеоген-неогеновыми осадками, наблюдаются пологие дислокации.

Рельеф Пенжинно-Анадырской низины аккумулятивный, с широким развитием моренных гряд, холмов, зандров и речных долин. Основными структурами являются Нижне-Анадырская, Бельская, Марковская, Пенжинская и Парапольская впадины и разделяющие их Талово-Майнский и Пекульнейский антиклинории. Осадочный чехол впадин сложен преимущественно морскими и континентальными слабодислоцированными отложениями палеогенового, неогенового и четвертичного возраста.

Основные черты геологического строения и рельефа Верхояно-Чукотской и Корякской областей свидетельствуют о большой сложности геолого-тектонического строения, что, в свою очередь, определяет многообразие гидрогеологических структур. В пределах рассматриваемой территории выделяются все их типы, принятые при гидрогеологическом районировании Союза ССР.

Анализируя значение рельефа, как фактора формирования подземных вод, следует подчеркнуть его горный характер, обусловливающий вертикальную поясность и существенную неоднородность гидрогеологических условий водораздельных участков и межгорных впадин. Неодинаковая высота гор, интенсивность расчлененности рельефа, различие в соотношении площадей водоразделов и межгорных впадин в пределах тех или иных частей территории Северо-Востока СССР предопределяют дополнительную неоднородность условий формирования подземных вод, тем более существенную, что характер рельефа сильнейшим образом влияет на мощность и прерывистость широко распространенных здесь мерзлых пород. Сочетание двух факторов — интенсивной расчлененности и глубокого дренажа некоторых горных хребтов со значительной мощностью зоны мерзлых пород — приводит к возникновению специфических мерзлотно-гидрогеологических условий и особых гидрогеологических структур.

Климат. Для Северо-Востока наиболее характерными чертами климата, определяющими условия формирования подземных вод, являются (рис. 51): 1) повсеместная отрицательная среднегодовая температура воздуха, изменяющаяся от —2,6° С на побережье Охотского моря (Тайгонос, Бухта Рассвет, Делянкир) до —17,2° С в горах верховьев Индигирки; 2) продолжительная холодная зима со среднемесячной температурой января ниже —30°; 3) короткое лето и еще более короткие переходные периоды — весна и осень; 4) малое количество осадков, основная часть которых выпадает в летний период; 5) маломощный неровный снеговой покров.

Мерзлая зона. Геотермические исследования, проведенные в ряде пунктов Северо-Востока, показали, что весь этот регион находится в зоне развития мерзлых пород. Особенности мерзлой зоны Северо-Востока изучены слабо. Все геокриологические карты, в той или иной степени характеризующие мерзлую зону Северо-Востока, являются схематическими. Приведем лишь основные закономерности развития мерзлой зоны Северо-Востока.

Побережье Охотского моря. По мнению большинства исследователей, вдоль берегов Охотского моря, в полосе шириной до 200 км, мерзлые горные породы встречаются отдельными «островами», которые приурочены на низменностях к заболоченным участкам с мощным мохово-торфяным покровом, а в районах низкогорья — к северным склонам возвышенностей. Мощность «островов» обычно не превышает 50 м, а температура горных пород не опускается ниже —1° С. В районах побережья, лежащих южнее 60° с. ш., мерзлые породы занимают менее 50% территории.

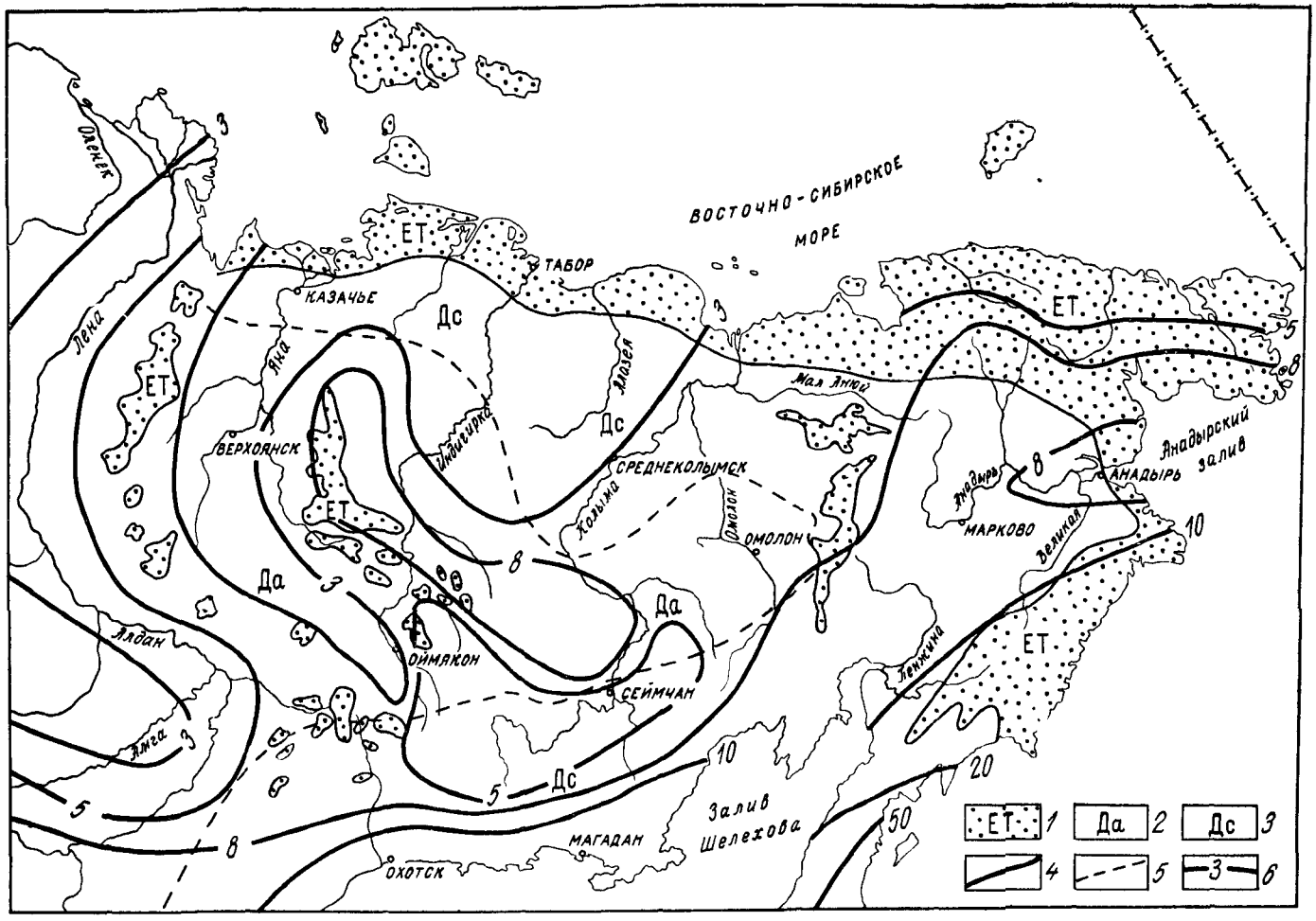


Рис. 51. Схематическая карта климатического районирования и подземного стока Северо-Востока СССР (по материалам Н. К. Клюкина, 1960 и Б. И. Куделина, 1966).

Климатические зоны: *1* — зоны тундр (ЕТ); 2—3 — зона тайги: *2* — климат якутский (Да), *3* — климат нерченский (Дс); *4* — граница климатических зон; *5* — граница между различными климатами; *6* — изолинии коэффициентов подземного стока, л/с · км² (по данным Б. И. Куделина)

Горные районы. Наблюдения показывают, что в горных районах Северо-Востока повсеместно происходит неуклонное понижение температуры горных пород и увеличение мощности мерзлой зоны по мере увеличения абсолютных отметок местности. Всюду температура горных пород в пределах днищ долин значительно выше, чем температура на склонах возвышенностей и водоразделах. В днищах долин ча-

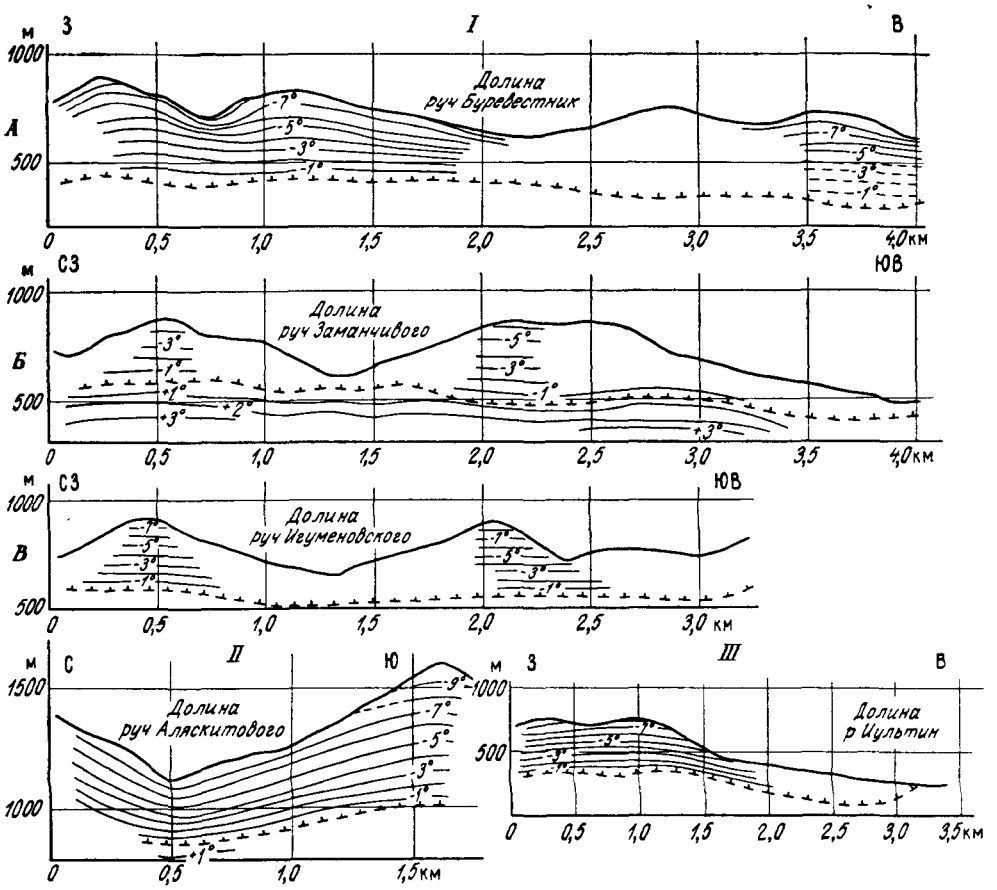


Рис. 52. Геотермические разрезы:

I — Полоусненско-Верхне-Колымская горная область в бассейнах рек: *А* — р. Иргычана (Селенняхский хребет), *Б* — р. Утиной (хр. Черского), *В* — р. Тенке (хр. Черского), по данным В. Девяткина (*А*) и В. Г. Гольтмана и Е. В. Сезоненко (*Б, В*); *II* — Яно-Оймяконская горная область через долину рч. Аляскитового (по данным В. Г. Гольтмана и Е. В. Сезоненко); *III* — северная часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, гора Иультин (по данным В. Г. Гольтмана и Е. В. Сезоненко)

сто отмечается не только более высокая отрицательная температура, но и отсутствие мерзлых горных пород, т. е. сквозных талнков, в пределах которых температура горных пород превышает плюс 3° С. Наблюдения показали, что в долинах горных районов встречаются не только подрусловые талики (т. е. талики, располагающиеся в пределах меженного русла водотока), но и пойменные таликн, занимающие всю низкую и бо́льшую часть высокой поймы. Ширина пойменных таликов нередко превышает несколько километров. Температура горных пород понижается с высотой (рис. 52), гипсогеотермическнй градиент изменяется от 0,5 до 2,0° С на 100 м.

Как известно, прямой зависимости между температурой горных пород и мощностью мерзлой зоны не существует. Мощность зоны мно-

Таблица 22

Некоторые данные о многолетнемерзлых породах в долине р. Сеймчан в Эльгенской и Аркагалинской впадинах (по Швецову, 1962 г.)

Местоположение	Широта	Высота над уровнем моря, м	Положение в рельефе	Горные породы	Высота снежного покрова, см	Средняя годовая температура, °С		Мощность мерзлой зоны, м
						горных пород	воздуха	
Река Сеймчан	63°18′	409	Дно и склоны долины	Песчано-галечные отложения, ниже песчаники и сланцы	50—60	—1,8—5,4	—11,9	150—200
Поселок Эльген	62°48′	310	Дно межгорной впадины	Супесчано-галечно-валунные ледниковые отложения, глинистые угленосные породы на мезозойских песчаниках и сланцах	50—60	—1,6—2,8	—13,3	35—70
Поселок Аркагала	63°09′	—	Дно и склоны долины	Глинистые песчаники и сланцы мелового возраста	20—30	—4,8—5,6	—13,2	110—175

голетнемерзлых горных пород под водоразделами, имеющими отметки порядка 1000 м, обычно достигает 400—600 м. Можно предполагать, что в горных сооружениях, имеющих отметки 2000 м и более, мощность мерзлой зоны может достигать 1000 м. Незначительную мощность зоны мерзлых пород в долинах рек и на днищах небольших межгорных впадин П. Ф. Швецов объясняет близостью кристаллического фундамента и наличием мощных потоков подмерзлотных вод, циркулирующих непосредственно под мерзлой зоной. Подземные воды русловых отложений, циркулируя в галечных отложениях, отепляют их. Поэтому галечные отложения в центре Марковской впадины в бассейне р. Анадыря на некоторых участках совсем не промерзают, а на других промерзают лишь на небольшую глубину. Кроме этих важнейших особенностей условий теплообмена в повышении температуры горных пород и уменьшении мощности мерзлой зоны, например в пределах Эльгенской впадины, большую роль сыграли потоки тепла, образующегося в процессе окисления сульфидов, вкрапленных в мезозойские породы. На одних участках Эльгенской впадины подпочва совсем не промерзает, а на других промерзает лишь на небольшую глубину (табл. 22).

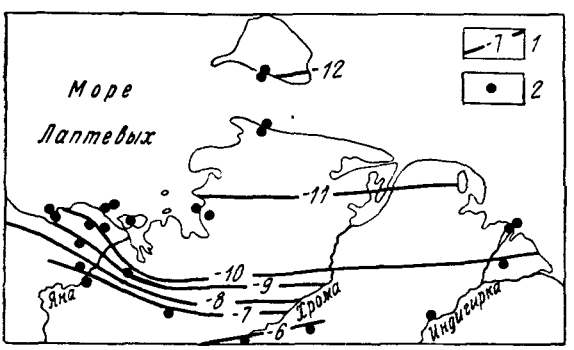


Рис. 53. Изменение температуры многолетнемерзлых пород у подошвы слоя с ее годовыми колебаниями. По Н. Ф. Григорьеву, 1966.

1 — изотермы; *2* — геотермические скважины

Таким образом, особенностью распространения мерзлой зоны горных районов Северо-Востока СССР является ее большая прерывистость. И несмотря на то, что талики в долинах рек представляют собой узкие щели в мерзлой зоне, суммарная площадь которых не превышает 3—4% от общей площади, существенное значение для водообмена поверхностных и глубинных вод имеют талики. Большая часть сквозных таликов в долинах рек относится к подрусловым, формирующимся под непосредственным тепловым воздействием водотока.

Второе место по распространению и занимаемой площади принадлежит «тектоническим» таликам, которые формируются восходящими и нисходящими потоками подземных или поверхностных вод, циркулирующих в зонах глубинных разломов. Талики этого типа также приурочены к долинам рек, причем водовыводящие талики в большинстве случаев фиксируются на поверхности крупными наледями, образующимися в течение всего зимнего периода.

В пределах низменности побережья Северного Ледовитого океана геотермические замеры проводились лишь в неглубоких скважинах. В пределах Яно-Индигирской низменности температура мерзлых горных пород постепенно понижается при передвижении с юга на север, составляя — 12° С на севере вблизи морского побережья и повышается до —5° С в средней части Абыйской низменности (рис. 53). Что касается прерывистости мерзлой зоны этого региона, то талики здесь весьма редки и располагаются только под руслами наиболее крупных рек. Однако даже и здесь под руслами Яны и Индигирки в последние годы вскрыты мерзлые горные породы.

Низменности бассейна р. Анадыря отличаются более высокой температурой горных пород, которая составляет примерно —6° С (в при-

брежной части низменности) и повышается до —4° С при удалении от моря к среднему течению р. Анадыря. Мощность пород с отрицательными температурами на берегах Анадырского лимана изменяется от 140 до 230 м, причем льдами сцементированы только верхние 120—140 м, а глубже залегают охлажденные ниже 0° горизонты с солеными водами-криопэгами. Прерывистость мерзлой зоны здесь также незначительна и только в Марковской впадине в долине р. Анадыря, выше урочища «Крепость», существует пойменный талик с максимальной шириной до 20 км. Краевые части этого талика перекрыты на отдельных участках маломощной прерывистой зоной мерзлых пород. Пойменный талик зарегистрирован и на всем протяжении долины р. Белой.

В последние годы были изучены субмаринные мерзлые горные породы. В пределах шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также в прибрежной зоне Анадырского залива мерзлые породы распространены почти повсеместно, прерываясь под подводным продолжением долин крупных рек. Мерзлые породы под дном моря наблюдаются в удалении от побережья на сотни километров, а их температура в нескольких километрах от берега может составлять —5° С.

Гидрогеологическое районирование и расчленение разреза

В соответствии с общим структурным планом и мерзлотными условиями на территории Северо-Востока СССР выделены: — Верхояно-Чукотская сложная мезозойская XIV и XV (1, 2) Корякская кайнозойская гидрогеологические складчатые области. В пределах этих областей, в свою очередь, выделены системы бассейнов подземных вод, различающиеся по типам циркуляции, структурно отвечающие крупным тектоническим зонам, а также отдельные бассейны подземных вод, соответствующие более мелким структурам (рис. 54). Учитывая принятую в сводном томе терминологию, выделяются бассейны трещинных (в том числе трещинно-жильных) и карстовых вод, отвечающие использованному в региональных томах XX и XXVI понятию «гидрогеологический массив», бассейны пластово-трещинных вод, отвечающие термину «адартезианский бассейн»; бассейны трещинно-пластовых вод, соответствующие термину «гидрогеологический адмассив», и бассейны пластовых вод, отвечающие термину «артезианский бассейн». Кроме того, специфика мерзлотных условий и геологического развития Северо-Востока потребовала выделения вулканогенных супербассейнов, для которых характерны преимущественно трещинные воды. Бассейны подземных вод, в которых специфика гидрогеологических условий в значительной степени определяется мерзлотными условиями и которые в литературе часто называют «криогенные бассейны», в данной работе отнесены к адартезианским бассейнам. Сложная геолого-тектоническая и мерзлотная обстановка обусловила объединение в пределах систем гидрогеологических структур, а иногда и в пределах отдельных структур бассейнов, отличающихся по типам движения подземных вод.

Все гидрогеологические структуры от первого до третьего порядка отображены на схеме и перечислены в условных обозначениях к ней (см. рис. 54). Характер вертикальной поясности и распределение мелких межгорных бассейнов пластовых вод, сформировавшихся в отложениях, заполняющих межгорные впадины, приведены на рис. 55, 56. Роль этих бассейнов в формировании общей гидрогеологической обстановки Северо-Востока весьма велика в отличие от их размеров, а природа впадин, строение и возраст осадочного чехла и гидрогеологические условия существенно неоднородны. Ниже дано описание основных водоносных комплексов, причем оно проведено по всей территории Се-

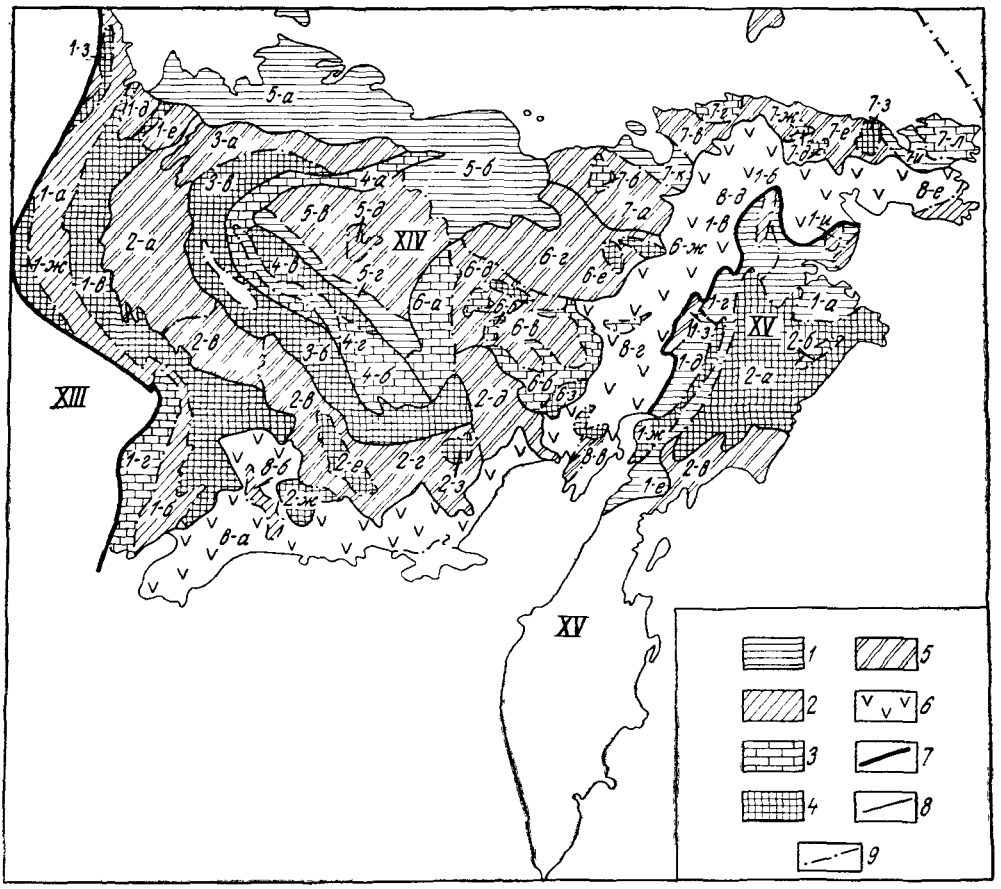


Рис. 54. Схема гидрогеологического районирования Верхояно-Чукотской мезозойской (XIV) и Корякской кайнозойской складчатых областей (XV):

1 — бассейны пластовых вод, *2* — бассейны трещинных вод; *3* — бассейны карстово-трещинных вод; *4* — бассейны трещинно-пластовых вод; *5* — бассейны пластово-трещинных вод; *6* — вулканогенные супербассейны; *7* — границы между гидрогеологическими областями; *8* — границы между гидрогеологическими районами первого порядка; *9* — границы между гидрогеологическими районами второго порядка.

Верхояно-Чукотская мезозойская гидрогеологическая складчатая область.

XIV(1) — Верхоянская система бассейнов трещинных, карстовых, трещинно-пластовых и пластово-трещинных вод.

XIV(*1-а*) — Западно-Верхоянский бассейн трещинных вод; XIV(*1-б*) — Южно-Верхоянский бассейн трещинных вод; XIV(*1-в*) — Восточно-Верхоянский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*1-г*) — Сетте-Дабанский бассейн карстово-трещинных вод; XIV(*1-д*) — Омолойский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*1-е*) — Куларский бассейн трещинных вод; XIV(*1-ж*) — Тумаринский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*1-з*) — Кюсюрский бассейн трещинно-пластовых вод.

XIV(2) — Колымо-Сугойская система бассейнов пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод.

XIV(*2-а*) — Адыча-Сартангский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*2-б*) — Адыча-Эльгенский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*2-в*) — Верхне-Колымский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*2-г*) — Балыгычаинский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*2-д*) — Примолоинский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*2-е*) — Аяи-Уряхский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*2-ж*) — Кулинский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*2-з*) — Нямбольский бассейна трещинно-пластовых вод.

XIV(3) — Приколымская система бассейнов пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод.

XIV(*3-а*) — Ольджойский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*3-б*) — Иньяли-Дабинский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*3-в*) — Туостахский бассейн трещинно-пластовых вод.

XIV(4) — Полоусненско-Верхне-Колымская система бассейнов трещинных, карстовых и трещинно-пластовых вод.

XIV(*4-а*) — Полоусненский бассейн карстово-трещинных вод; XIV(*4-б*) — бассейн карстово-трещинных вод хр. Черского; XIV(*4-в*) — Момский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*4-г*) — Момо-Селенияхская группа бассейнов пластовых вод.

XIV(5) — Яно-Колымская система пластовых, пластово-трещинных и трещинных вод.

XIV(*5-а*) — Нижне-Яиский бассейн пластовых вод; XIV(*5-б*) — Иидигиро-Колымский бассейн пластовых вод; XIV(*5-в*) — Алазейский бассейн пластово-трещиных вод; XIV(*5-г*) — Индигиро-Зырянский бассейн пластовых вод; IV(*5-д*) — Алазейский бассейн трещинных вод.

XIV(6) — Омолоинская система трещинных, карстовых и пластово-трещинных вод.

веро-Востока лишь для рыхлых четвертичных отложений, а по комплексам коренных пород — отдельно по Верхояно-Чукотской и по Корякской гидрогеологическим областям.

Водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений. Рыхлые четвертичные отложения Северо-Востока представлены разными генетическими типами: делювиальными, элювиальными, коллювиальными, пролювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми, аллювиальными, озерно-аллювиальными и морскими. Эти отложения образуют покровы на склонах и водоразделах гор и плато, каменистые россыпи и осыпи, предгорные шлейфы и гряды конечных и стадиальных морен, флювиогляциальные и аллювиальные террасы, выполняют межгорные впадины. В соответствии с генезисом и условиями залегания они обладают различной мощностью — от нескольких метров на водоразделах и склонах гор до 10—30 м у подножий горных сооружений. Значительные колебания мощности четвертичных отложений и мощности мерзлой зоны предопределяют весьма неоднородные условия их обводненности. Гравитационная вода содержится преимущественно в пределах деятельного слоя (надмерзлотные воды) и устойчивых надмерзлотных или межмерзлотных, в том числе сквозных таликах. В глубоких впадинах, где мощность четвертичных отложений превышает мощность мерзлой зоны, нередко распространены подмерзлотные воды, образующие единый водоносный комплекс с подстилающими более древними отложениями, обычно неогенового или палеогенового возраста.

В узкой полосе, тяготеющей к побережью Охотского моря, где мерзлая зона носит островной характер, воды четвертичных отложений могут рассматриваться как обычные грунтовые.

Надмерзлотные воды сезонноталого слоя пользуются наибольшим распространением на площади. Однако в связи с незначительной мощностью этого слоя, сезонностью существования в жидкой фазе и прерывистостью распространения они не представляют практического интереса, за исключением, пожалуй, поисков рудных полезных ископаемых гидрохимическим методом. Наибольший интерес представляют воды каменистых россыпей, являющихся естественными

XIV(*6-а*) — Приколымский бассейн карстово-трещиных вод; XIV(*6-б*) — Омолонский бассейн карстово-трещинных вод; XIV(*6-в*) — Коркодон-Омолонский бассейн пластово-трещинных вод; XIV(*6-г*) — Олойский бассейн пластово-трещиных вод; XIV(*6-д*) — Березовский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*6-е*) — Алучинский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*6-ж*) — Яракваамский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*6-з*) — Гижигинский бассейн трещинно-пластовых вод.

XIV(7) — Чукотская система бассейнов трещинных, карстовых, пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод.

XIV(*7-а*) — Анюйский бассейн пластово-трещиных вод; XIV(*7-б*) — Алярмаутский бассейн карстово-трещиных вод; XIV(*7-в*) — Паляваамский бассейн пластово-трещиных вод; XIV(*7-г*) — Куульский бассейн трещинно-карстовых вод; XIV(*7-д*) — Куэнвуйский бассейн карстово-трещиных вод; XIV(*7-е*) — Амгуемский бассейн пластово-трещиных вод; XIV(*7-ж*) — Иультинский бассейн трещиных вод; XIV(*7-з*) — Вельмайский бассейн трещинно-пластовых вод; XIV(*7-и*) — Колючинско-Мечигменский бассейн пластово-трещиных вод; XIV(*7-к*) — Раучуанский бассейн пластовых вод; XIV(*7-л*) — Верхояно-Чукотский бассейн трещинно-карстовых вод.

XIV(8) — Охотско-Чукотская система вулканогенных супербассейнов.

XIV(*8-а*) — Приохоский вулканогенный супербассейн; XIV(*8-б*) — Охотский бассейн трещиных вод; XIV(*8-в*) — Тайгоносский бассейн трещиных вод; XIV(*8-г*) — Эвено-Чаунский вулканогеиный супербассейн; XIV(*8-д*) — Восточно-Чукотский вулканогеиный супербассейн; XIV(*8-е*) — Провиденский бассейн трещинных вод.

XV — **Корякская кайнозойская гидрогеологическая складчатая область:**

XV(1) — Пежино-Анадырская система бассейнов пластовых, пластово-трещинных, трещинно-пластовых и трещинных вод.

XV(*1-а*) — Нижне-Анадырский бассейн пластовых вод; XV(*1-б*) — Пекульнейский бассейн трещиных вод; XV(*1-в*) — Бельский бассейн пластовых вод; XV(*1-г*) — Марковский бассейн пластовых вод; XV(*1-д*) — Пенжинский бассейн пластовых вод; XV(*1-е*) — Парапольский бассейн пластовых вод; XV(*1-ж*) — Таловско-Майнинский бассейн трещинно-пластовых вод; XI(*1-з*) — Мургальский бассейн пластово-трещиных вод; XV(*1-и*) — бассейн трещинных вод хр. Золотого.

XV(2) — Корякско-Олюторская система бассейнов трещино-карстовых, трещинно-пластовых и пластово-трещиных вод.

XV(*2-а*) — Корякский бассейн трещинно-пластовых вод; XV(*2-б*) — Хатырский бассейн трещинно-карстовых вод; XV(*2-в*) — Олюторский бассейн пластово-трещинных вод

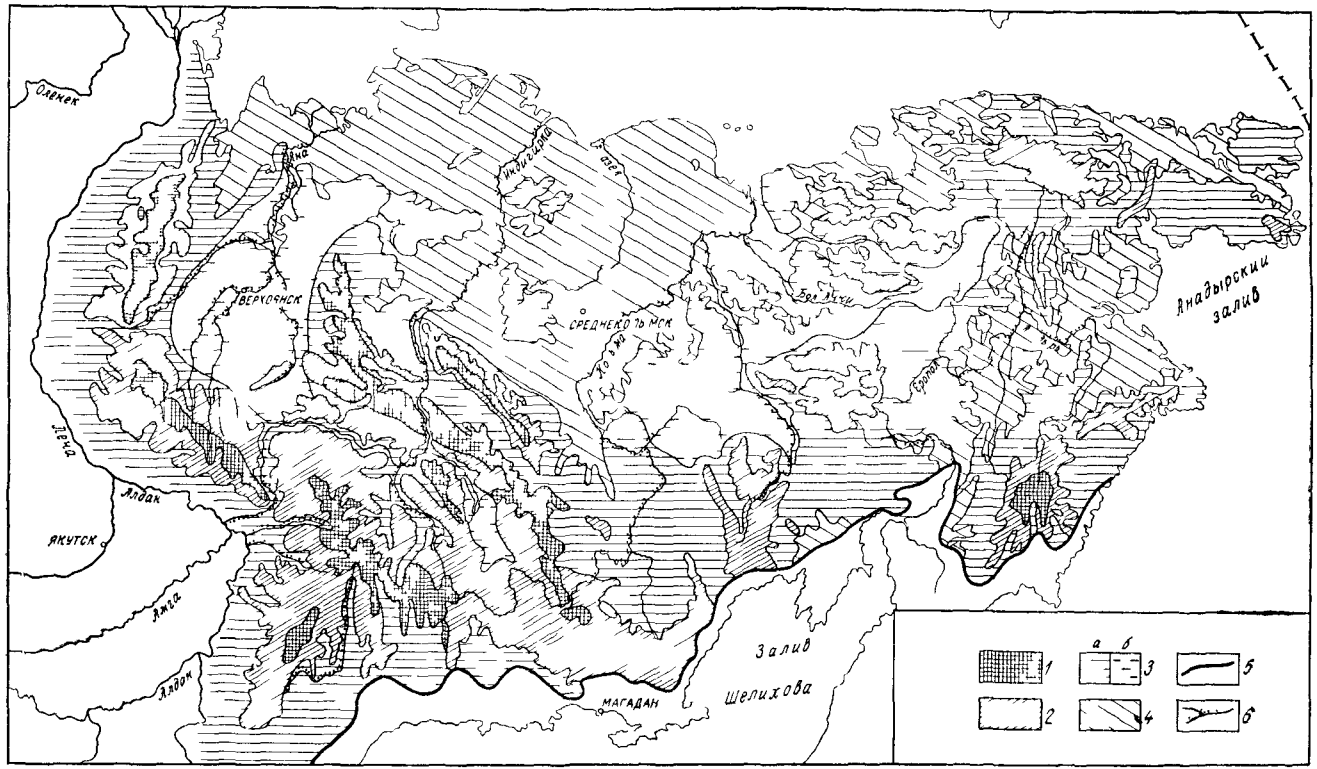


Рис. 55. Схема вертикальной поясности порово-пластовых вод в рыхлых четвертичных отложениях в области сплошного распространения мерзлой зоны Составила Н И Индолева по материалам А А Зеленкевича

1—3 — пояса *1* — высоких гор с абсолютными отметками более 1800 м *2* — средних гор с абсолютными отметками от 1000 до 1800 м *3* — низких гор плато и высоких равнин от 200 до 1000 м (а — зона с мелкогорным интенсивно расчлененным рельефом б — зона плоскогорий плато и высоких равнин с относительно слабо расчлененным рельефом) *4* — низких равнин с абсолютными отметками ниже 200 м *5* — южная граница сплошного распространения мерзлой зоны *6* — устойчивые сквозные подрусловые талики

конденсаторами влаги, обеспечивающими непрерывное в течение всего лета восполнение ресурсов сезонноталого слоя. Кроме того, в каменистых россыпях накапливаются ранней весной и поздней осенью запасы так называемых гольцовых льдов, образующихся вследствие замерзания дождевых вод на поверхности мерзлых пород. Таяние этих льдов летом обеспечивает дополнительное поступление воды из россыпей. Все это делает обычным появление в основании россыпей источников, действующих в течение всего летнего периода и обладающих иногда значительными дебитами, составляющими многие литры в секунду. Минерализация таких вод обычно очень незначительная при гидрокарбонатном кремнистом натриевом составе. Наличие сульфидов или гипсов в обломках россыпей приводит к возрастанию минерализации надмерзлотных вод россыпей до 150—200 мг/л и смене состава вод на сульфатный кальциевый или магниевый. Такие источники были описаны А. И. Некрасовым в бассейне р. Каменки (правый приток р. Колымы).

Наложение процессов мерзлотного концентрирования приводит в некоторых случаях к формированию высокоминерализованных вод, вплоть до рассолов, исследованных в элювии триасовых сланцев в дорожном карьере в районе рудника Маршальского. Формула химического состава этих вод представляется в следующем виде:

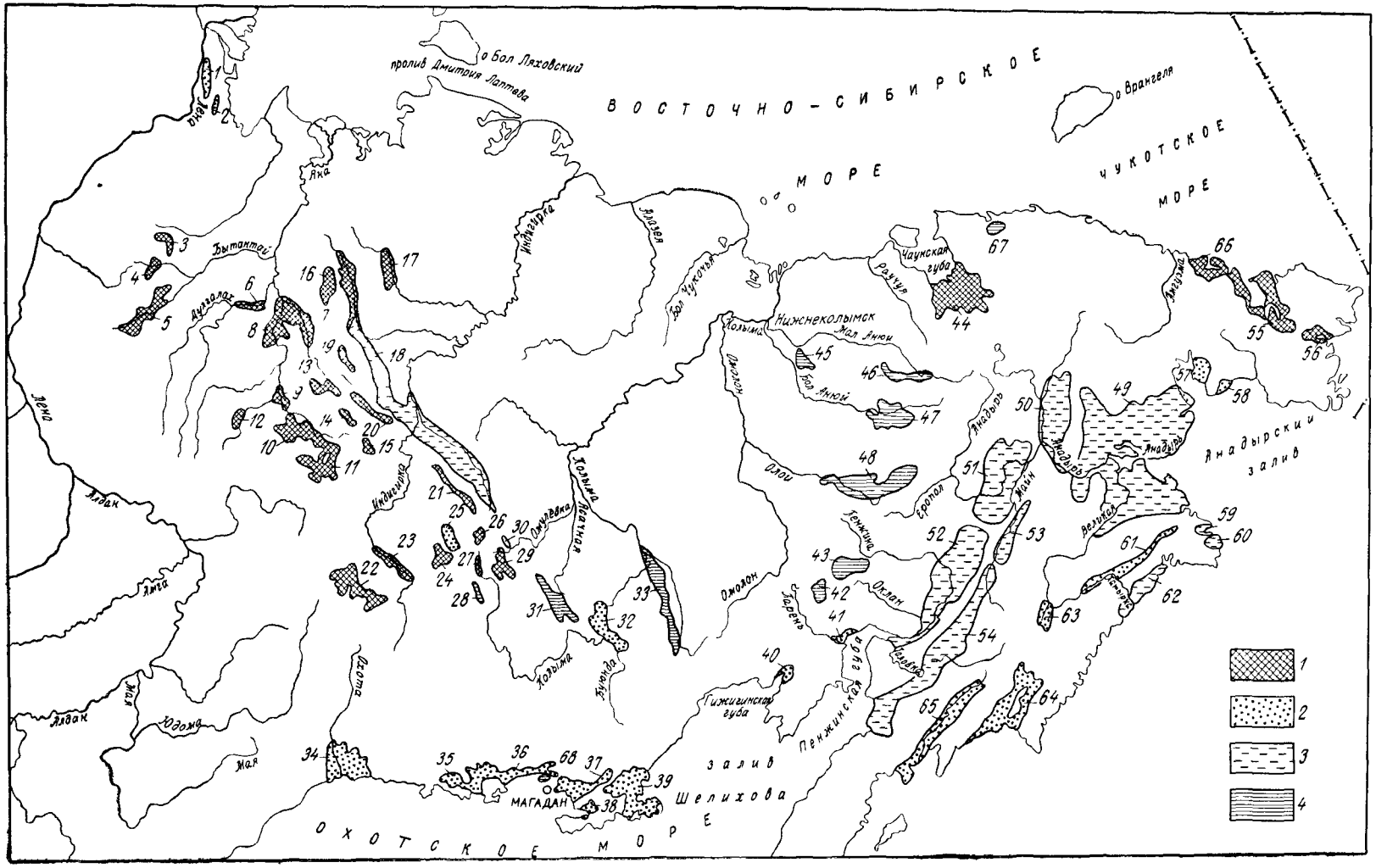
$$M_{149}\frac{SO_4\,95\ HCO_3\,4\ Cl\,1}{Mg\,85\ Na\,8\ Ca\,7};\ H_2SiO_3\,4;\ pH\,7{,}5.$$

Условия, приводящие к столь высокой минерализации, пока еще не изучены.

Надмерзлотные воды несквозных (замкнутых) таликов представляют значительно бо́льший интерес в отношении их использования. Они обычно приурочены к отложениям речных долин (чаще всего аллювиальным), озерным образованиям (подозерные талики) и пролювиальным отложениям, образующим конусы выноса и предгорные шлейфы. Преимущественный состав водоносных пород — песчано-гравийно-галечный, за исключением озерных отложений, представленных супесями или суглинками. Нередко талики при небольшой мощности четвертичных образований охватывают и подстилающие породы. В таких случаях образуются горизонты подземных вод в четвертичных отложениях (порово-пластовые воды) и подстилающих породах (трещинные, трещинно-пластовые воды).

В плане надмерзлотные замкнутые талики обычно ограничены шириной русла реки или очертаниями современного контура озера. Нередко они распространяются в пределы поймы или всей озерной котловины. Соответственно в долинах малых рек, полностью перемерзающих зимой, ширина надмерзлотных таликов обычно не превышает 50—250 м, увеличиваясь на расширенных участках и суживаясь в пережимах долины. С возрастанием площади водосбора до 5—6 тыс. км^2, например в долинах рек Омсукчана, Сеймчана, Дебина, Берелех и др., ширина замкнутых таликов достигает 500—700 м. Максимальная мощность их, включая и слой сезонного промерзания, составляет 5 м.

Питание подземных вод надмерзлотных таликов в озерных котловинах осуществляется водами озер, атмосферных осадков и сезонноталого слоя. В таликах речных долин большое значение имеет приток поверхностных (речных) вод и более глубоких — подмерзлотных вод, восходящих по сквозным межмерзлотным таликам. В летнее время подрусловой и поверхностный потоки образуют единую гидравлическую систему, сбалансированную в отношении водных ресурсов. Это обстоятельство в значительной мере определяет и режим надмерзлотных вод


ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ
ЧУКОТСКОЕ МОРЕ
о Бол Ляховский
пролив Дмитрия Лаптева
о Врангеля
Яна
Индигирка
Алазея
Бол Чукочья
Колыма
Нижнеколымск
Мал Анюй
Бол Анюй
Чаунская губа
Раучуа
Анюйск
Анадырь
Анадырский залив
Дыбэнджа
Дыгалах
Бытантай
Лена
Алдан
Амга
Юдома
Мая
Учур
Зея
Олекма
Вилюй
Оймякон
Колыма
Ясачная
Омолон
Большой Анюй
Малый Анюй
Великая
Танюрер
Пенжинская губа
Гижигинская губа
залив Шелихова
ОХОТСКОЕ МОРЕ
МАГАДАН
1
2
3
4

таликов речных долин, обусловленный, с одной стороны, режимом реки, а с другой — режимом промерзания талика. В долинах полностью промерзающих рек уровень надмерзлотных вод значительно понижается. Скорость падения уровня надмерзлотных вод замкнутых таликов зимой обычно составляет 1—2 см/сут. При небольшой мощности аллювия возникают мерзлотные перемычки и единый талик разобщается на отдельные таликовые «ванны», наблюдавшиеся, например, в долинах рек Араигас, Сеймчан (выше пос. Лазо), Тихон-Юрях, Учча, Еченка, Хатыннах, Бол. и Мал. Куоба-Бага.

Водоносность аллювиальных отложений определяется их составом, в зависимости от которого коэффициенты фильтрации варьируют обычно от 100 до 600 м/сут, достигая в отдельных случаях 6 тыс. м/сут. С глубиной величина коэффициента фильтрации обычно снижается. Соответственно удельные дебиты скважин, заложенных в этих отложениях, колеблются от 0,2 до 4 л/с.

Значительный интерес представляют надмерзлотные водоносные талики предгорных конусов выноса. Изучены они слабо, однако мощные источники и образованные ими наледи, формирующиеся в пределах конусов выноса и предгорных шлейфов, указывают на значительные водные ресурсы этих образований. Наиболее характерный тому пример — наклонная равнина в основании хребтов Тас-Хаяхтах и Улахан-Чистай. В пределах этой долины многие наледи, хотя и формируются вне долин водотоков, дают начало ручьям и речкам.

Высокая обводненность предгорных конусов выноса объясняется тем обстоятельством, что пролювиальные галечники непосредственно контактируют с аллювиальными. По выходе рек в пределы межгорных котловин снижаются водоносность аллювия и пропускная способность речного надмерзлотного талика. Соответственно часть воды, а иногда и вся вода речного талика поступает в пределы предгорного шлейфа и в силу неоднородности состава пролювиальных отложений и ухудшения фильтрационных свойств пролювия от предгорий к равнине дает начало источникам, а зимой — наледям. На Чукотском полуострове воды конусов выноса были вскрыты скважинами и описаны В. М. Ставицким. Им отмечены также высокая водопроницаемость отложений и значительные удельные дебиты скважин.

Подземные воды надмерзлотных таликов обычно пресные. Их минерализация измеряется первыми десятками миллиграммов, редко достигает 0,2 г/л, состав воды — гидрокарбонатный

Рис. 56. Схема орогенных и срединных бассейнов Северо-Востока СССР:

1 — артезианские бассейны, выполненные преимущественно четвертичными образованиями, чехол которых полностью промерзает (криогенные бассейны); *2* — артезианские бассейны, чехол которых сложен кайнозойскими, преимущественно неоген-палеогеновыми отложениями; *3* — то же, кайнозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями; *4* — то же, мезозойскими отложениями.

На схеме не заштрихованы: бассейны трещинных, карстовых, трещинно-пластовых и пластово-трещинных вод, а также вулканогенные супербассейны и артезианские бассейны платформенного типа.

Артезианские бассейны Северо-Востока СССР (цифра на схеме): 1 — Кендейский, 2 — Хоптинский, 3 — Тумаринский, 4 — Бытантайский, 5 — Бытантайский, 6 — Верхоянский, 7 — Туостахский, 8 — Нижне-Адычанский, 9 — Средне-Адычанский, 10 — Верхне-Адычанский, 11 — Эльгинский, 12 — Дербекенский, 13 — Нижне-Чарбагалахский, 14 — Верхне-Чаркынский, 15 — Инъяджинский, 16 — Неиленский, 17 — Уяндинский, 18 — Момо-Селенняхская группа, 19 — Верхне-Догдинский, 20 — Чирелехский, 21 — Эрикитский, 22 — Агаяканo-Лабынкырская группа, 23 — Оймяконский, 24 — Верхне-Нерский, 25 — Средне-Нерский, 26 — Делянкирский, 27 — Верхоянский, 28 — Аркагалинский, 29 — Малыкский и Лево-Момонтайский, 30 — Дарпирский, 31 — Тасканский, 32 — Эльгено-Буюндинский, 33 — Омсукчанский, 34 — Кухтуйский, 35 — Черемуховский, 36 — Челомджа-Тауйский, 37 — Ольский, 38 — Мелководненский, 39 — Ямский, 40 — Авековский, 41 — Колымакский, 42 — Верхне-Пареньский, 43 — Верхне-Пенжинский, 44 — Тауйский, 45 — Камешковский, 46 — Нутасынский, 47 — Аднахкургенский, 48 — Умукваемский, 49 — Нижне-Анадырский, 50 — Бельский, 51 — Марковский, 52 — Пенжинский, 53 — Майнский, 54 — Парапольский, 55 — Колючинский, 56 — Мечигменский, 57 — Крестовский, 58 — Мээчинский, 59 — бухты Угольной, 60 — Амамский, 61 — Иомраутский, 62 — Хатырский, 63 — Верхне-Хатырский, 64 — Апукский, 65 — Вывенковский, 66 — Ванкаремский, 67 — Кэвеемский, 68 — Хасынский

или сульфатный кальциевый. Аналогичны и воды предгорных конусов выноса.

Исключение составляют лишь воды современных морских песчано-галечных отложений, слагающих косы и пляжи, узкой полосой протягивающиеся вдоль морского побережья. Здесь мощность водоносных отложений обычно не превышает 10 м, глубина зимнего промерзания достигает 3—4 м. Питание подземных вод морских отложений осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, проникновения морских вод и перетекания из водоносных отложений дна морских лагун и озер, отчлененных от моря. Соответственно состав вод и минерализация их весьма непостоянны, в частности последняя изменяется от 0,2 до 32 г/л. Водоносность морских отложений высокая, удельные дебиты скважин достигают 4,7 л/с.

В числе межмерзлотных вод наибольший интерес представляют воды сквозных таликов в речных долинах, встреченные во многих пунктах на Северо-Востоке и широко используемые для водоснабжения. Анализ распределения наледей на территории Северо-Востока СССР, произведенный О. Н. Толстихиным, и исследования И. М. Паперного водиого баланса небольших рек бассейна р. Анюя, показали, что сквозные талики в руслах горных рек могут формироваться при сравнительно небольших площадях водосбросов. По мере возрастания площади водосброса число и протяженность сквозных таликов возрастают. Они постепенно распространяются за пределы русла, охватывая пойменные террасы и достигая в долинах некоторых рек ширины, измеряемой многими сотнями метров и километрами. По выходе рек на равнины в зависимости от суровости мерзлотных условий сквозные талики либо вовсе исчезают, что характерно для западных рек рассматриваемой территории (Яна, Индигирка, Колыма и их основные притоки), либо еще более увеличиваются по ширине, что характерно для восточных рек (Анадырь и его притоки). При прочих равных условиях, распространение сквозных таликов подчинено закону высотной поясности (см. рис. 55). Для самого верхнего пояса, который может быть назван поясом гидротермической аккумуляции, характерны замкнутые талики, преимущественно подрусловые. Этот пояс распространен на 600—800 м ниже средней высоты водораздела. Следующий пояс инфильтрации и инфлюации характеризуется появлением редких сквозных таликов с нисходящим направлением движения подземных вод. В его пределах осуществляется питание глубоких подмерзлотных вод. Третий пояс — наиболее благоприятный по условиям питания межмерзлотных вод сквозных таликов — пояс транзита и аккумуляции, в пределах которого межмерзлотные талики питаются как надмерзлотными, так и подмерзлотными водами. Последние приобретают особенно большое значение зимой, когда водоток реки перемерзает, а надмерзлотный поток значительно истощается. И, наконец, нижний пояс — пояс разгрузки подземных вод — приурочен к предгорной равнине, в пределах которой осуществляется разгрузка подземных вод.

В соответствии с положением таликов в общей схеме высотной зональности питание подземных вод сквозных таликов осуществляется либо исключительно надмерзлотными водами сезонноталого слоя и надмерзлотных таликов, либо этими водами, но с участием подмерзлотных вод, либо преобладают последние и тогда сквозные талики сами становятся путями питания надмерзлотных вод. При всех этих условиях, в горных системах Северо-Востока воды надмерзлотных и межмерзлотных таликов образуют с подмерзлотными водами дочетвертичных пород единую гидравлическую систему, в которой значение каждого типа вод определяется относительной высотой местности, гидро-

геологическим строением и временем года. Именно наличие такой системы приводит к сохранению зимой мощных потоков подрусловых вод. Воды сквозных таликов являются одним из наиболее перспективных типов подземных вод в отношении их использования для целей водоснабжения. Исследованиями института ВНИИ-I разработаны специальные мероприятия по охране этих вод от истощения в период зимней эксплуатации. Они заключаются в перекачивании части воды от участка водозабора вверх по долине реки и повторному сбросу вод в пределы талика, а также в магазинировании в подмерзлотную зону трещиноватости поверхностных вод. Эти исследования показали, что в процессе эксплуатации параметры талика увеличиваются и ресурсы вод возрастают. Тем не менее для режима межмерзлотных вод, особенно в условиях их эксплуатации, характерны значительные сезонные колебания уровней и снижение расходов в критический водный период.

Помимо межмерзлотных вод сквозных таликов речных долин Северо-Востока СССР известны также реликтовые талики, приуроченные к озерным впадинам и речным террасам, сохранившимся от промерзания в силу различных местных причин. В частности, такие водоносные линзы были встречены в долинах рек Атка, Омсукчан, Берелех, Буркандя. Воды реликтовых межмерзлотных таликов в речных террасах часто гидравлически связаны с поверхностными или надмерзлотными водами, и тогда их состав, минерализация и режим определяются характером речных или надмерзлотных вод. В замкнутых изолированных линзах межмерзлотные воды застойные, имеют повышенную минерализацию и отрицательную температуру (криопэги). Особенно высока минерализация межмерзлотных вод морских побережий — она достигает 87 г/л (побережье Анадырского залива).

Водоносные комплексы Верхояно-Чукотской сложной мезозойской гидрогеологической складчатой области. Выше говорилось о том, что в связи с принятой схемой районирования на территории Северо-Востока выделяются бассейны преимущественно трещинных и трещинно-жильных, карстово-трещинных, трещинно-пластово-трещинных и пластовых вод, приуроченных к соответствующим геолого-структурным элементам.

Для удобства изложения и вследствие недостаточной гидрогеологической изученности описание водоносных комплексов дается по трем группам: 1) для бассейнов трещинных, карстово-трещинных и трещинно-пластовых вод, приуроченных к гидрогеологическим массивам и адартезианским массивам; 2) для бассейнов пластово-трещинных вод, приуроченных к адартезнанским бассейнам; 3) для вулканогенных супербассейнов и 4) для бассейнов пластовых вод, приуроченных к артезианским бассейнам, включая межгорные впадины.

Водоносные комплексы бассейнов трещинных, карстовых и трещинно-пластовых вод. *Водоносный комплекс юрских эффузивно-осадочных и эффузивных отложений* распространен в Момском, Иньяли-Дебинском и на большей части Туостахского бассейна трещинно-пластовых вод. Это наиболее молодой водоносный комплекс, содержащий воды данного типа. Водоносные породы представлены трещиноватыми песчаниками, сланцами и различными туфогенно-эффузивными образованиями, суммарная мощность которых достигает 4000 м.

В большинстве случаев воды эффузивно-осадочных отложений юры образуют субаквальные источники, фиксируемые наледями, которые бывают приурочены к участкам пересечения речными долинами региональных тектонических разломов. В частности, в пределах Момского бассейна трещинных вод воды юрских отложений участвуют в питании

гигантской наледи Улахан-Тарын, крупнейшей в Азии. Суммарный дебит источников, формирующих наледи северного крыла бассейна, составляет 3600 л/с, а южного — 5500 л/с*. Высотное расположение наледей в пределах бассейна свидетельствует о неравномерной его обводненности, подчиненной высотной поясности. Поскольку эта поясность характерна для всех бассейнов трещинных вод, выраженных в рельефе горными сооружениями, вне зависимости от характера и возраста водоносных комплексов, в дальнейшем описании последних это обстоятельство не упоминается, но его следует учитывать. Крупные наледи сосредоточены также в пределах Иньяли-Дебинского бассейна. Здесь только в бассейне р. Туостах дебит субаквальных источников, питающих 39 наледей, составляет около 4000 л/с, а 100 наледей в бассейне р. Иньяли формируются источниками с общим дебитом более 100 тыс. л/с.

Скважинами подмерзлотные воды рассматриваемого комплекса вскрыты в районе пос. Депутатского на глубине свыше 260 м и в бассейне р. Дебин на глубинах 120—130 м. Преобладающая производительность скважин 1—2,5 л/с, хотя в некоторых из них удалось получить притоки до 10 л/с.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциевый либо натриево-кальциевый при обычном соотношении $SO_4 > Cl$ и $Na > Mg$, изменяющемся лишь в прибрежных районах. Сумма минеральных веществ, как правило, не превышает 0,5 г/л, хотя скважинами, пройденными на сульфидных месторождениях, встречены и сульфатные кальциевые воды с минерализацией 2,5 г/л.

Водоносный комплекс терригенных сложнодислоцированных отложений охватывает породы верхнего палеозоя (карбон, пермь) и нижнего мезозоя (триас, нижняя юра), представленные однообразной толщей песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, сложнодислоцированных и тектонически нарушенных.

Наиболее древние каменноугольные и пермские отложения, слагающие нижний структурный ярус верхоянского комплекса, преобладают в Верхоянской системе бассейнов (трещинные, преимущественно трещинно-жильные воды). Они широко развиты в Омолонском бассейне (трещинные воды) и в ряде других гидрогеологических структур. Более молодые триасовые и нижнеюрские отложения широко представлены в Чукотской системе бассейнов (трещинные и пластово-трещинные воды).

О водоносности комплекса можно судить по широкому развитию наледей, формирующихся в речных долинах за счет субаквальных выходов подземных вод, а также по результатам опытных работ. Дебиты источников, питающих отдельные крупные наледи, достигают нескольких сотен литров в секунду. Характер размещения наледей в пределах Верхоянской и Чукотской систем бассейнов свидетельствует о весьма неравномерной обводненности пород, обусловленной в числе прочих факторов различной мощностью мерзлой зоны под долинами и водоразделами. В большинстве случаев наибольшей водообильностью характеризуются участки, приуроченные к глубоко врезанным речным долинам, где мощность мерзлых пород минимальная, в то время как на междуречьях в связи с глубоким их промерзанием зона активной трещиноватости может быть полностью промерзшей.

---

* Здесь и далее при отсутствии указаний на исследователя, приведены дебиты источников, рассчитанные по величине наледного питания (О. Н. Толстихин, 1969 г.). Соответственно в питании этих источников, помимо основного описываемого водоносного комплекса могут дополнительно участвовать и воды рыхлых четвертичных отложений таликов речных долин.

Наблюдения на посту Сибик-Тэллах за режимом одного из источников рассматриваемого комплекса, описанного М. Н. Бородулиным, показали, что источник обладает стабильным дебитом, составляющим зимой и в засушливое время 10—12 л/с, а в период дождей — более 20 л/с.

Подземные воды в отложениях описываемого комплекса вскрыты скважинами в бассейнах рек Колымы, Ичувеем и Кулу, а также в верховьях р. Омчак как под мерзлой зоной (подмерзлотные воды), так и в сквозных таликах (межмерзлотные воды сквозных таликов). Удельные дебиты скважин невысокие, а производительность скважин, пройденных в сквозных таликах, обычно выше, чем скважин, вскрывших подмерзлотные воды. Последние обладают напором, и пьезометрический уровень устанавливается недалеко от поверхности земли. Уровни подземных вод, вскрытых в сквозных таликах, свободные. Они отчетливо коррелируются с меженными уровнями воды в реке или уровнями грунтовых надмерзлотных вод пойменных террас. Эксплуатация подземных вод, особенно вод сквозных таликов, вызывает увеличение колебания уровней и резкое их снижение в конце критического водного периода, которое может достигать нескольких десятков метров. Одновременно уменьшается и производительность скважины. Так, одна из них, пройденная в районе пос. Иультин, в октябре—феврале обеспечивала приток, равный 7—10 л/с, который к марту снизился до 2,5 л/с при том же понижении.

По химическому составу преобладают воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые, пресные, с обычной минерализацией до 0,5 г/л, которая повышается при наличии сульфидов. Состав воды при этом меняется на сульфатный. Значительно реже встречаются натриевые воды. С породами комплекса в верховьях р. Колымы связан весьма интересный источник сульфатных кальциевых вод, минерализация которых превышает 76 г/л. К пермским отложениям рассматриваемого комплекса приурочены углекислые воды, вскрытые в бассейне р. Дыбы (Южное Верхоянье).

Водоносный комплекс осадочно-вулканогенных сложнодислоцированных пород палеозоя слагает складчатое основание Колымского и Омолонского бассейнов (трещинные воды). На большей части территории они перекрыты молодыми осадочными отложениями, образующими платформенный чехол. Эти породы обнажаются лишь в пределах Алазейского поднятия, а также в восточной наиболее приподнятой части Омолонского массива. В последнем с вулканогенными отложениями девона, отличающимися повышенной трещиноватостью, связаны многочисленные наледи. Химический состав подземных вод описываемого комплекса почти не изучен. Преобладание терригенного материала, в составе водовмещающих пород позволяет предполагать развитие слабоминерализованных вод гидрокарбонатного кальциевого либо натриевого типа.

Комплекс кристаллических и метаморфических образований протерозоя — архея образует ряд обособленных массивов в пределах Охотско-Чукотской системы вулканогенных супербассейнов (Охотский и Тайгоносский бассейны трещинных вод). Полоусненско-Верхне-Колымской системы (Селенняхское поднятие), а также в Приколымском, Омолонском и Восточно-Чукотском бассейнах (трещинные, преимущественно трещинно-жильные воды). Водовмещающие породы представлены кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами и кварцитами, разбитыми глубокими тектоническими разломами на отдельные блоки и прорванными многочисленными интрузиями. Наиболее благоприятны условия накопления подземных вод в области островного раз-

вития мерзлых пород, где широким распространением пользуются трещинные воды, приуроченные к зоне выветривания. Водообильность этой зоны охарактеризована несколькими источниками, расположенными на Тайгоносском и в южной части Охотского массива. По данным А. А. Зеленкевича, дебит их составляет в среднем 1,5—2 л/с при максимальном значении 6 л/с. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, химический состав гидрокарбонатный кальциевый.

Там, где верхняя трещиноватая зона полностью промерзлена, обводненность кристаллических образований докембрия ниже мерзлой зоны может быть связана только с тектоническими нарушениями. Такие водоносные тектонические зоны были изучены С. А. Нестеровым на правобережье р. Колымы в районе междуречья Шаманиха—Столбовая. Тектонические разломы северо-западного простирания фиксировались на поверхности полосами влаго- и теплолюбивой растительности шириной 30—40 м и круглогодичными источниками. Скважина, заложенная вблизи одного из них, с глубины 17 м вошла в водоносную зону дробления. В конце зимы приток воды в ней составлял 3,4 л/с. при понижении всего 0,5 м. Летом приток достигал 10 л/с. Подмерзлотные трещинно-жильные воды питают несколько крупных наледей, расположенных в поле развития докембрийских пород.

Небольшие источники, отмечающиеся в летний период в основании склонов, питаются надмерзлотными, по-видимому, конденсационными водами. Дебит их измеряется долями литра в секунду и не превышает 0,3—0,5 л/с. Химический состав вод кристаллических образований гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый, реже натриевый, минерализация до 0,7 г/л. В восточной части Чукотского полуострова к зонам глубоких тектонических разломов в кристаллических породах приурочены выходы термоминеральных вод.

Водоносный комплекс интрузивных, преимущественно гранитоидных образований пользуется широким распространением почти во всех структурах. В составе интрузивных образований преобладают гранитоиды позднемезозойского возраста. Наиболее крупные **гранитные интрузии**, линейно вытянутые по простиранию структур, слагают водораздельные части горных сооружений в пределах Полоусненско-Верхнеколымской системы, а также Чукотской системы бассейнов подземных вод. Многочисленные, но сравнительно небольшие по размерам интрузивные тела широко развиты на территории Охотско-Чукотской системы вулканогенных супербассейнов, главным образом на побережье Охотского моря. Отдельные гранитные интрузии архейского и протерозойского возраста связаны с выходами древних кристаллических пород Охотского, Тайгоносского, Омолонского и Восточно-Чукотского массивов. Водоносность интрузивных образований изучена слабо. Несколько скважин, пройденных в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород, оказались безводными, либо имели дебит не более 0,5 л/с, что свидетельствует о весьма низкой их обводненности.

На большей части территории гранитные массивы, занимающие, как правило, водораздельные пространства, промерзлены на значительную глубину, причем мощность промерзлой части разреза в несколько раз превышает мощность верхней наиболее трещиноватой зоны выветривания, которая измеряется в таких породах первой сотней метров. Ниже мерзлой зоны трещиноватость гранитов незначительна, что определяет в целом неблагоприятную обстановку для накопления трещинно-жильных вод и позволяет относить интрузивные породы к региональным водоупорам. Отдельные участки повышенной обводненности интрузивов связаны, по-видимому, с зонами тектонических разломов, которые служат путями перераспределения подземных вод, накап-

ливающихся в других водоносных комплексах. Подтверждением этому служат многодебитные источники (с дебитами до 300 л/с), описанные В. Ф. Шишкиной в бассейне верхнего течения р. Индигирки. Крайне низкая минерализация воды и гидрокарбонатный натриевый состав, идентичный составу атмосферных осадков, позволяют предполагать, что питание этих источников осуществляется за счет поверхностных и подрусловых вод, сосредоточенных в рыхлых отложениях высокогорных долин и межгорных впадин, при пересечении последних зонами тектонических нарушений. Источники со сравнительно небольшими дебитами питаются надмерзлотными водами. Подземные воды интрузивных массивов вскрыты в ряде пунктов бассейна р. Колымы и на Чукотке. При мощности мерзлой зоны этих районов свыше 100 м трещиноватая зона выветривания интрузивов обычно полностью промерзлена и водоносна лишь в сочетании с тектоническими разломами. Так, очень слабый приток по волосным трещинам отдельностей наблюдался в горных выработках одного из месторождений в бассейне р. Сугой. Там же скважиной на глубине 165 м вскрыты подмерзлотные воды в диоритах. Удельный дебит, по данным Г. Д. Гинсбурга, составляет всего 0,003 г/л. Коэффициент фильтрации равен 0,05 л/сут.

На Чукотском полуострове, северо-восточнее бухты Провидения, вода в гранодиоритах была вскрыта на глубине 106 м, удельный дебит составлял 0,005—0,006 л/л. На побережье бухты скважинами вскрыты тектонические зоны, что привело к возрастанию удельных дебитов до 0,01 л/с. На побережье Анадырского залива, по данным А. Я. Стремякова, непосредственно под мерзлой зоной вскрыты в гранодиоритах соленые воды с минерализацией 51—56 г/л, удельный дебит скважин и здесь не превышает 0,006 л/с. На Чукотке, в районе пос. Провидения, из гранодиоритов с глубины 84 м скважиной выведены хлоридные натриевые воды с минерализацией 12,3 г/л. Температура воды 0,1—2,5° С. Производительность скважины 0,002—10 л/с. В этом же районе известно несколько термальных источников, связанных с глубинными тектоническими разломами. Термальные воды характеризуются минерализацией до 15—20 г/л и хлоридным натриевым составом. Дебит источников достигает нескольких десятков литров в секунду. На Охотском побережье, где мерзлая зона имеет прерывистое распространение, интрузивные образования характеризуются более высокой водоносностью и наряду с трещинно-жильными водами содержат трещинные воды коры выветривания. Дебиты источников, образуемых этими водами, колеблются в широких пределах — от 0,5 до 22 л/с при наиболее распространенных 10 л/с.

Подземные воды вскрыты здесь и скважинами в районе г. Магадана. Скважины пройдены на склонах руч. Каменушки, в 5 км выше устья. Их глубина составляет 15—40 м, подземные воды залегают с глубины 2,2 м в скважине, расположенной возле русла, и с 23 м в скважине, отстоящей на 300 м от его русла. Воды безнапорные, удельные дебиты скважин составляют 0,9 л/с. Существенно различная производительность скважин определяется неодинаковой кольматацией верхней трещиноватой зоны. Наименее благоприятны в этом отношении пологие склоны и равнинные участки, перекрытые с поверхности тонкодисперсными отложениями. Как правило, подземные воды интрузивов обладают очень низкой минерализацией (менее 0,1 г/л) и гидрокарбонатным натриевым составом. Встречающиеся сульфатные воды (бассейн р. Бахапча) приурочены к участкам рудных месторождений, локализующихся в интрузивных массивах.

Водоносный комплекс карбонатных отложений палеозоя объединяет карбонатные и терригенно-карбонатные отложения различного возра-

ста (от протерозоя до верхнего палеозоя), распространенные в Полоусненско-Верхнеколымской системе бассейнов, где они слагают хребты Полоусный, Улахан-Тас, Тас-Хаятах, Омулевский, а также складчато-глыбовые поднятия Омолонского и преимущественно протерозойские складчато-глыбовые структуры Приколымского бассейна. В Юго-Западном Верхоянье терригенно-карбонатными отложениями нижнего палеозоя сложен Сетте-Дабанский бассейн. Карбонатные породы наряду с более древними — кристаллическими образуют складчатое основание Омолонского бассейна, хотя на большей части его территории перекрыты осадочно-вулканогенными отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. На севере, в пределах Чукотской системы, отдельные выходы карбонатных пород отмечаются в сводовых частях антиклинальных поднятий на крайней восточной оконечности Верхне-Чукотского бассейна, в Куульском, Алярмаутском и Куэнвуньском бассейнах карстово-трещинных вод.

Водовмещающие породы представлены известняками, доломитами, подчиненное значение имеют сланцы и песчаники, в различной степени метаморфизованные и дислоцированные. Почти повсеместно породы развиты глубокими тектоническими разломами, что имеет весьма существенное значение для питания и разгрузки подземных вод. Наиболее многодебитные источники, связанные с терригенно-карбонатными отложениями нижнего палеозоя, приурочены к основанию северо-восточных склонов хр. Тас-Хаятах. Два из них Ойегордохский и Лагерный, расположенные в бассейне р. Селеннях, имеют дебит более 1400 л/с. Та же зона разгрузки трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод фиксируется крупнейшими наледями, формирующимися в долинах правых притоков р. Селеннях. Суммарный дебит питающих их источников достигает 25 тыс. л/с. Питание этих вод осуществляется по сквозным таликам, приуроченным к крупным межгорным впадинам, расположенным на относительно высоких гипсометрических уровнях, в приводораздельной части хребта. Интенсивная тектоническая нарушенность и закарстованность пород обеспечивают благоприятные условия водообмена и способствуют накоплению значительных запасов подземных вод в этом районе. В пределах хр. Сетте-Дабан также известен ряд крупных наледей, образование которых может быть обеспечено источниками с суммарным дебитом около 2 тыс. л/с. Отдельные крупные наледи развиты на поле распространения карбонатных отложений на восточной оконечности Чукотского полуострова и на Юкагирском плоскогорье. В пределах складчато-глыбовых структур Приколымского поднятия и хр. Полоусного водопроявления, связанные с описываемой водоносной формацией, неизвестны. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым, с минерализацией около 0,5 г/л.

Водоносные комплексы бассейнов пластово-трещинных вод представлены песчано-глинистыми сланцами, туфопесчаниками, реже эффузивами. Они выполняют Ольджойский, Алазейский, Олойский и Колючинско-Мечигменский бассейны пластово-трещинных вод. В пределах Олойского адартезианского бассейна, расположенного в бассейнах рек Омолона, Бол. Анюя и Олоя, можно ожидать региональное развитие трещинных напорных вод, сосредоточенных в подмерзлотной трещиноватой зоне, в основании мерзлых пород. Глубина залегания подземных вод определяется мощностью мерзлой зоны, которая составляет в этих районах не менее 300 м. Здесь наряду с трещинными водами зоны подмерзлотной дезинтеграции возможны скопления трещинно-жильных вод, связанных с тектоническими разломами, и даже трещинно-пластовых, приуроченных к полого залегаю-

щим вулканогенным образованиям. Водопроявления, связанные с юрскими и меловыми отложениями, неизвестны. В пределах их распространения характерно отсутствие наледей. В то же время на многих реках (Олой, Бол. Анюй и др.) в зимний период сохраняются полыньи, прослеживающиеся непрерывно на участках протяжением 300—600 м. Это свидетельствует о наличии субаквальных источников, сконцентрированных в зонах региональных тектонических разломов, унаследованных речной сетью.

Водоносный комплекс терригенных сложнодислоцированных триасовых и юрских отложений (верхоянский складчатый комплекс) развит в бассейнах рек Яны, Индигирки и в верхнем течении Колымы, где указанные породы слагают обширную Яно-Сугойскую синклинальную зону, отвечающую одноименной системе бассейнов подземных вод. Ими выполнены Омолойский, Адыча-Сартангский, Адыча-Эльгенский, Верхне-Колымский, Балыгычанский, Приомолонский, Коркодон-Омолонский, Анюйский, Паляваамский и Амгуемский бассейны пластово-трещинных вод. Породы представлены глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками в различной степени дислоцированными. Суммарная мощность их в центральной части Яно-Сугойской синклинальной зоны достигает 9—10 тыс. м. Водоносность триасовых отложений устанавливается по ряду буровых скважин, пройденных при разведке месторождений полезных ископаемых (поселки Арангас, Бургочан, Эге-Хая и др.) или специально в целях водоснабжения (пос. Батыгай и др.). Большинством скважин непосредственно под нижней поверхностью мерзлой зоны на глубине 200—250 м вскрыты трещинные напорные воды, приуроченные к подмерзлотной зоне повышенной трещиноватости пород. Мощность обводненной зоны по данным бурения не превышает нескольких десятков метров, обычно менее 50 м. С углублением скважин заметного увеличения притоков воды не наблюдалось, что связано с затуханием трещиноватости пород. Подобные явления имели место и на Эге-Хайском месторождении, где максимальные водопритоки отмечались непосредственно в основании мерзлой зоны, а на глубоких горизонтах заметно снижались. Производительность скважин в центральной части синклинальной зоны (бассейны Ян) редко достигает 1 л/с. На юго-востоке, в бассейне верхнего течения р. Колымы, где мощность зоны многолетнемерзлых пород не превышает 100—150 м, дебит скважин, по данным А. А. Зеленкевича, увеличивается до 4—6 л/с, а в отдельных случаях до 10 л/с. Пьезометрические уровни трещинных вод контролируются глубоко врезанными речными долинами со сквозными подрусловыми таликами, по которым осуществляются питание и частичная субаквальная разгрузка подземных вод.

Слабая расчлененность рельефа и относительная неотектоническая стабильность территории препятствуют формированию сквозных талнков, что определяет в целом неблагоприятные условия питания трещинных вод. О слабой водоносности пород триаса свидетельствует отсутствие наледей и источников в пределах распространения этих отложений. В области пологих дислокаций (Адыча-Эльгинский район) наряду с трещинными водами, локализующимися в основании мерзлой зоны, можно предполагать наличие вод трещинно-пластового типа. Минерализация подземных вод изменяется от 100 до 300 мг/л. Снижение минерализации отмечается в южных районах (в бассейнах рек Буюды, Балыгычана). Преобладающий состав гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-натриевые. На участках сульфидных месторождений встречаются сульфатные воды.

Водоносные комплексы вулканогенных супербассейнов. *Водоносный комплекс эффузивных образований верхнеюр-*

ского, мелового и палеогенового возраста образует Охотско-Чукотскую систему вулканогенных супербассейнов (трещинные, пластово-трещинные воды), протягивающуюся широкой полосой вдоль побережья Охотского моря до Южной Чукотки на расстояние около 3000 км. Мощность эффузивной толщи, несогласно наложенной на мезозойские и более древние складчатые сооружения, колеблется в широких пределах, достигая в отдельных впадинах 3000—4000 м. Верхнеюрские и нижнемеловые эффузивы смяты в пологие складки, а более молодые образования верхнего мела и палеогена залегают горизонтально. В гидрогеологическом отношении эффузивная толща характеризуется чередованием обводненных зон, приуроченных к интенсивно трещиноватым лавовым пластам. Имеющиеся немногочисленные данные свидетельствуют о высокой водообильности эффузивной толщи, хотя и весьма неравномерной по площади. Это объясняется неоднородностью формации по мощности и составу. В частности, удельные дебиты скважин, вскрывших подземные воды трещиноватых эффузивов в среднем течении р. Охота, в районе Магадана, в верховьях р. Колымы, в пос. Хасын, составили от 0,7 до 1,5 л/с. В значительной мере степень обводненности эффузивов зависит также от мерзлотной обстановки района. Большинство источников, расположенных на северо-западном побережье Охотского моря, в области островного развития маломощной мерзлой зоны и вне ее, связано с верхней, наиболее выветрелой частью вулканогенных образований. В северных районах зона выветривания эффузивов полностью промерзжена. Дебит источников, по данным А. А. Зеленкевича, варьирует от 1,5 до 20 л/с при преобладании 10 л/с. В области сплошного распространения мерзлых пород подмерзлотные воды эффузивов формируют многочисленные крупные наледи. Большое число наледей расположено в отрогах цепей Сунтар-Хаята, в пределах Куйдусунской наложенной впадины, выполненной верхнемезозойскими эффузивами. Суммарный дебит источников, питающих группы наледей в верховьях рек Куйдусун, Агаякян и Делькю Охотская, составляет около 9 тыс. л/с. Два источника, образующие наледи в бассейнах рек Куйдусун и Лабынкыр, по замерам В. Ф. Шишкиной, имеют дебит 1400 и 1600 л/с. Имеются сведения о постоянно-действующих источниках бассейна рек Яблон, Парень, Анадырь. Воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые с минерализацией от 0,05 до 0,1 г/л. Наличие в породах пиритизации приводит к смене состава вод на сульфатный с одновременным возрастанием минерализации до 0,3—0,5 г/л, а иногда и более. В прибрежно-морской полосе возрастают хлориды натрия. Сравнительно редко встречаются наледи в Эвено-Чаунских и Восточно-Чукотских супербассейнах, в частности в северной части Анадырского плоскогорья, где эффузивные породы Охотско-Чукотского пояса перекрывают антиклинальные структуры Чукотской складчатой области. По-видимому, указанный район характеризуется неблагоприятными условиями накопления значительных запасов подземных вод, что можно объяснить резким сокращением мощности вулканогенных образований и глубокой их промороженностью. Здесь, в пос. Эгвекинот, из нескольких скважин только одна вскрыла на глубине 28,8 м водоносную трещиноватую зону. Удельный дебит скважины составил 0,4 л/с.

С водоносной формацией мезозойских эффузивов связан также ряд термоминеральных источников, расположенных на северо-западном побережье Охотского моря. Они выводят подземные воды с больших глубин по зонам тектонических разломов. По химическому составу воды хлоридные натриевые, реже натриево-кальциевые с минерализацией от 2,4 до 35 г/л. Температура воды достигает 60° С. Многие источники газируют азотом.

Водоносные комплексы бассейнов пластовых вод. Анализируя различие в характере водоносности комплексов, образующих бассейны пластовых вод, В. Е. Глотов обратил внимание на то, что эти различия во многом предопределяются характером тектонической природы впадин, в пределах которых локализованы бассейны. С учетом его разработок выделяются бассейны платформенного типа, представителями которых являются Индигиро-Зырянский и Нижне-Янский-Индигиро-Колымский, а также орогенные, или межгорные, бассейны. Последние, в свою очередь, разделяются по времени заложения и возрасту чехла на: 1) кайнозойские, преимущественно четвертичного возраста, приуроченные к эрозионным впадинам; 2) кайнозойские, выполненные отложениями палеоген-неогенового возраста, приуроченные к приразломным неотектоническим впадинам, и 3) мезозойские, сложенные породами мелового возраста, приуроченные к позднегеосинклинальным впадинам (см. рис. 56).

Примечательно, что во впадинах эрозионного типа, выполненных преимущественно отложениями четвертичного возраста, реже в наложенных тектонических впадинах сравнительно неглубокого прогибания и не обладающих достаточно мощным осадочным чехлом, последний полностью промерзлый, и выдержанные горизонты пластовых вод в этих структурах отсутствуют. Подземные воды чехла локализованы лишь в пределах таликов, обычно связанных с гидрографической сетью. Глубокие подмерзлотные воды принадлежат уже к трещинному типу и относятся к породам фундамента. Наличие таких гидрогеологических структур было подтверждено работами экспедиции МГУ в Уяндинской впадине Полоусненско-Верхнеколымской системы гидрогеологических бассейнов *. Эти структуры можно определить как криогеологические бассейны. Поскольку подземные воды таликов рассмотрены выше, описание водоносных комплексов этих структур здесь не приводится.

Водоносный комплекс континентальных кайнозойских преимущественно неоген-палеогеновых отложений изучен в Эльгенско-Буюндинском, Лево-Момонтайском, Гижигинском и некоторых других бассейнах пластовых вод. Водоносные породы — слабо сцементированные песчаники, конгломераты, гравелиты, бурые угли, образующие либо единую обводненную толщу, лишенную водоупоров (например, Эльгенско-Буюндинский, Сигланский, Ланковский бассейны), либо разделены глинистыми и алевритовыми водоупорами (Гижигинский, Кухтуйский, Яно-Тауйский).

Обеспеченность питания подземных вод бассейнов, так же как и глубины их вскрытия, в основном определяются мерзлотными условиями. Наиболее благоприятны в этом отношении бассейны, тяготеющие к побережью Охотского моря, расположенные в островной и маломощной мерзлой зоне. В них питание подземных вод осуществляется как по периферии бассейна, где преобладают безнапорные горизонты, так и на всей его площади. Разгрузка же происходит в долине основной дренирующей артерии, в направлении к которой наблюдается снижение общей поверхности подземных вод, приобретающих напорный характер. Питание подземных вод в условиях сплошной мерзлой зоны

* Н. Н Романовский и другие сотрудники кафедры мерзлотоведения МГУ предложили называть эти структуры пост-артезианскими. Этот термин представляется неудачным по двум причинам. Во-первых, приставка «пост» временная, а «артезианский» — качественная характеристика структуры и они не могут быть объединены в одном слове. Кроме того, любые бассейны трещинных вод, кроме интрузивных, на стадии осадконакопления представляли собой артезианские структуры, а после складчатости перешли в состояние бассейнов трещинных вод, т. е являются «пост-артезианскими» по существу.

осуществляется по сквозным таликам, воды напорные и отметки их уровней контролируются положением гидросети. Не исключен и приток трещинных вод из фундамента.

Значительная фациальная изменчивость кайнозойских континентальных отложений даже при отсутствии водоупоров приводит к существенной неоднородности водоносности, а как следствие — неоднородности промытости пород и химическому составу подземных вод.

В Эльгенско-Буюндинском бассейне, исследованном С. А. Нестеровым, удельные дебиты скважин, вскрывших подземные воды на глубинах менее 100 м, варьируют от 0,04 до 0,1 л/с, а коэффициент фильтрации от 0,17 до 7,4 м/сут. В течение года дебит одной самоизливающей скважины изменялся от 0,13 до 1 л/с, а другой от 0,31 до 1,1 л/с.

В Лево-Момонтайском бассейне, расположенном высоко в горах, воды вскрыты на глубине 103—165 м, непосредственно под мерзлыми породами, в Гижигинском (прибрежном) — на глубине всего лишь 30—45 м. Значительная плотность пород Гижигинского бассейна определила ничтожные притоки в скважины, обеспечившие величину удельного дебита только 0,0057 л/с. В Сигланском и Кухтуйском бассейнах удельные дебиты скважин, пройденных в песчаниках обычно не превышают 0,1 л/с и лишь в углях они возрастают до 0,7 л/с. И. А. Зуев отмечает сравнительное постоянство положения уровней подземных вод в скважинах этих бассейнов: амплитуда колебания уровней не превышает 0,4 м, температура воды — 0,3° С (от 2,3 до 2,6° С).

Минерализация и химический состав подземных вод рассматриваемых водоносных комплексов неодинаковы и изменяются в связи с глубиной и строением осадочного чехла бассейнов. При значительной мощности последнего или наличии в чехле регионально выдержанных водоупоров наблюдается возрастание минерализации вод с глубиной. Это изменение минерализации в Эльгенско-Буюндинском бассейне лежит в пределах от 0,2 до 1,6 г/л, причем наиболее минерализованные воды тяготеют к угленосным отложениям. Состав вод гидрокарбонатный натриевый. В Кухтуйском и Яно-Тауйском бассейнах воды верхних горизонтов пресные гидрокарбонатные натриевые, а нижних — солоноватые хлоридные натриевые, с минерализацией до 6 г/л. В Сигланском и Ланковском бассейнах воды пресные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Водоносный комплекс континентальных отложений мелового возраста широко распространен в межгорных бассейнах позднегеосинклинального заложения и составляет основную часть разреза Индигиро-Зырянского бассейна платформенного типа. Водоносные породы комплекса представлены песчаниками, трещиноватыми аргиллитами, туфами и горизонтами углей. Их мощность измеряется многими сотнями, а в отдельных структурах (в Омсукчанском и Индигиро-Зырянском бассейнах) и тысячами метров. Верхи нижнемеловых отложений слагает преимущественно глинистая толща.

Наиболее детально подземные воды комплекса исследованы в Аркагалинском и Омсукчанском бассейнах. В последнем, в районе пос. Галимый, напорные подмерзлотные воды были вскрыты при проходке угольных шахт, однако максимальный приток составлял лишь 27 м³/ч. Незначительность притока объяснялась кольматацией трещиноватых зон глинистым материалом, вследствие чего коэффициент фильтрации даже в разломах не превышал 0,5 м/сут. Кроме того, напорные воды комплекса были вскрыты несколькими скважинами на глубинах от 8 до 130 м, непосредственно ниже мерзлой зоны. Притоки в скважины были незначительны и свидетельствовали о низком (до 0,05 м/сут) коэффициенте фильтрации, который лишь в пластах угля

возрастал до 0,05—0,52 м/сут. Химический состав воды гидрокарбонатный натриевый, минерализация составляет 1,9 г/л.

Гидрогеологические условия Аркагалинского бассейна известны из работ А. И. Калабина. Напорные подземные воды здесь вскрыты непосредственно под мерзлой зоной, с глубины 120—200 м. Уклон единой пьезометрической поверхности ориентирован согласно уклону долины р. Аркагалы, дренирующей бассейн.

Водоносность пород неодинаковая. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 0,5 л/с. Наибольшей производительностью характеризуются скважины, пройденные в грубозернистых песчаниках.

По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные натриевые или сульфатные натриевые, минерализация их достигает 7,4 г/л. С возрастанием глубины минерализация подземных вод увеличивается.

В Балыгычано-Сугойском бассейне из песчано-глинистых отложений нижнего мела, содержащих прослои каменного угля, выведены воды с минерализацией от 0,5 до 1,12 г/л гидрокарбонатного натриевого состава. Глубины залегания их колеблются в зависимости от мощности мерзлых пород от 57 до 106 м. Производительность скважин изменяется от 0,01 до 9,0 л/с, что обусловлено различной трещиноватостью и фациальной изменчивостью водовмещающих пород как по простиранию, так и в вертикальном разрезе.

Рассмотренные бассейны расположены в пределах сплошной мерзлой зоны. Питание подземных вод осуществляется как в пределах внутренних очагов, приуроченных к сквозным таликам, так и к водам фундамента.

Значительный интерес в гидрогеологическом отношении представляет слабо исследованный Индигиро-Зырянский бассейн, расположенный в крайне неблагоприятных мерзлотных условиях. Подземные воды в нем вскрыты на глубинах более 200 м и обладают незначительным напором. Пьезометрическая поверхность в бассейне расположена на отметках около 180 м ниже уровня моря. Удельный дебит скважин не превышает 0,02 л/с.

В районе островной мерзлой зоны исследован небольшой Хасынский бассейн пластовых вод, водоносные породы которого представлены трещиноватыми песчаниками, аргиллитами и углями. Водоносность пород этого бассейна близка Омсучанскому — коэффициенты фильтрации трещиноватых песчаников и углей составляет 0,5—0,6 м/сут. Воды пресные гидрокарбонатные натриевые.

Водоносный комплекс преимущественно морских терригенных отложений юрско-мелового возраста широко представлен в пределах Раучуанского бассейна и в некоторых межгорных впадинах Чукотской системы гидрогеологических структур. В составе комплекса преимущественно песчаники и аргиллиты, в гидрогеологическом отношении исследованные крайне слабо. Единственным участком, где воды комплекса вскрыты скважинами, является г. Певек. Здесь в угленосных песчано-глинистых породах верхней юры выведены подземные воды непосредственно из-под мерзлой зоны с глубины 105—150 м с напорным уровнем, примерно соответствующим уровню моря. Производительность скважин оказалась весьма незначительной, удельный дебит составил только 0,0024 л/с. Минерализация подмерзлотных вод в отдалении от берега моря составляет 1 г/л, вблизи побережья она соответствует солености морской воды.

Водоносные комплексы Корякской кайнозойской гидрогеологической складчатой области. Водоносные комплексы бассейнов трещинных, пластово-трещинных и трещинно-пластовых вод образуют бассейны трещинных (Пекульнейский, Хатырский,

массив хр. Золотого), трещинно-пластовых (Таловско-Майнский, Корякский) и пластово-трещинных (Мургальский, Олюторский) вод Корякской гидрогеологической складчатой области Они исследованы крайне слабо и поэтому их описание дано совместно. Все эти комплексы характеризуются существенно вулканогенным и кремнисто-вулканогенным составом пород, их монолитностью, заполнением пор и трещин кремнистыми, хлоритовыми и карбонатными образованиями, что обусловливает преимущественно трещинно-жильный тип обводнения, связанный с ослабленными зонами тектонических нарушений и разломов. Соответственно, в единую трещинно-жильную водоносную формацию рассматриваемой области объединены породы, возрастной интервал которых простирается от палеозойского до нижнего миоцена включительно.

Трещинно-жильные, трещинно-пластовые и пластово-трещинные воды рассматриваемой формации образуют многочисленные источники, изученные В. Е. Глотовым в районе Олюторского залива и в северной части Корякского нагорья. Дебиты источников обычно не превышают 2 л/с. Иногда, например, в долине р. Волькивеем и на побережье бухты Сомнения группы источников вытянуты вдоль линий разломов на расстояние 2—3 км.

Высоконапорные подземные воды вскрыты скважинами в разломах на побережье бухты Сомнения на глубинах от 10 до 140 м. Дебит самоизлива на устье скважин равнялся 4—5 л/с (удельный дебит 0,4 л/с). Зимой в наиболее высоко расположенных скважинах уровень понизился до 4 м ниже поверхности земли, тогда как скважины, расположенные на более низких отметках, продолжали самоизливать.

Воды большинства источников холодные пресные гидрокарбонатного натриевого состава. Лишь на южном берегу лагуны Тинтикун Л. А. Анкудиновым описан горячий источник с температурой пресной воды +37° С. Вода некоторых источников имеет запах сероводорода.

Кратковременные наблюдения за режимом трещинно-жильных вод показали, что питание их осуществляется в речных долинах через сквозные талики. Наблюдалось поглощение воды мелких ручьев непосредственно в пределах зон разломов и появление источников на простирании последних в соседних долинах.

Водоносные комплексы вулканогенных супербассейнов. *Водоносный комплекс базальтов, андезито-базальтов, их туфов и туфобрекчий кайнозойского возраста* образует отдельные покровы мощностью от 100—150 до 400 м и характеризуется, как правило, высокой обводненностью. В частности, Я. Г. Москвин сообщает, что ручьи и реки, дренирующие эффузивно-туфогенные породы комплекса междуречья Пенжина — Анадырь, имеют расход, в 5—6 раз больший, нежели водотоки, обладающие аналогичными по площади водосборами, но сложенные другими комплексами пород. Некоторые покровы западной части Корякского нагорья как бы обрамляются крупными наледями, подчеркивающими своим положением высокую водоносность комплекса. Особенно значительными дебитами обладают источники разломов и контактовые источники, возникающие при пересечении речными долинами контакта эффузивов с подстилающими породами. Дебиты этих источников составляют несколько литров в секунду. Вода повсеместно пресная, со смешаным составом анионов.

Водоносные комплексы бассейнов пластовых вод. *Водоносный комплекс неогеновых отложений* наиболее полно изучен в Анадырском бассейне, несколько хуже — в Хатырском. Широкое его развитие предполагается в Марковском, Пенжинском, Бельском и ряде других бассейнов.

В составе комплекса преобладают слабо сцементированные песчаники, глинистые прослои не выдержаны по простиранию и не образуют региональных водоупоров. По периферии бассейнов и в пределах внутренних поднятий породы комплекса непосредственно обнажены на поверхности. Мощность водоносного комплекса колеблется от 300 м у бортов бассейна до 1500 м в его центральной части. Высокая проницаемость песчаников, составляющая 200—300 мД, позволяет предполагать порово-пластовый характер движения подземных вод. Их пьезометрическая поверхность наклонена от периферических частей бассейна в направлении к морю. В этом же направлении возрастает и минерализация подземных вод от пресных, в части, прилегающей к Корякскому нагорью, до 20 г/л в низовьях р. Великой. При бурении скважин отмечены выделения газа метанового состава.

В Хатырском бассейне песчаники и конгломераты описываемого комплекса образуют толщу мощностью более 8000 м. Подземные воды образуют источники, приуроченные к речным долинам и основанию морского берегового уступа. Дебиты отдельных источников составляют 1—2 л/с, а рассредоточенных пластовых выходов — 7—10 л/с. Химический состав вод хлоридно-гидрокарбонатный или сульфатный натриевый. Воды пресные, их минерализация составляет 0,15—0,3 г/л. Глубокие подземные воды этого бассейна не изучены.

Водоносный комплекс палеогеновых отложений выявлен в Беринговском, Казачинском, Хатырском и ряде других бассейнов, а также предполагается во внутренних впадинах Анадырского, Марковского, Парапольского и Бельского. В составе комплекса отмечается неоднократное чередование пачек пород, сложенных снизу вверх по разрезу конгломератами, песчаниками, аргиллитами и углями, обусловливающее соответствующее чередование водоносных и водоупорных горизонтов. Тип движения подземных вод порово- и трещинно-пластовый. Наиболее детально рассматриваемый комплекс изучен в бухте Угольная

Неоднородность в составе пород проявляется в существенном различии их водоносности. Наибольшей производительностью характеризуется верхний водоносный горизонт — удельные дебиты вскрывших его скважин превышали 4 л/с, при понижениях всего на 5—6 м. В нижележащих горизонтах производительность меньше и удельные дебиты скважин снижаются до 1 л/с, а иногда составляют лишь десятые и сотые доли литра в секунду.

Химический состав и минерализация подземных вод изменяются по простиранию комплекса и в разрезе. По периферии бассейнов она до глубины 400 м не превышает 0,5 г/л, в центральной части впадины, непосредственно под мерзлой зоной, составляет уже 0,83 г/л, а на глубине 400 м достигает 3 г/л. Состав вод колеблется от гидрокарбонатного натриевого до хлоридно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого.

В Казачинском бассейне подземные воды комплекса вскрыты под мерзлой зоной на глубине 100—150 м. Удельный дебит скважины при самоизливе составил 0,12 л/с, что обеспечивается коэффициентом фильтрации полимиктовых песчаников порядка 1 м/сут. В других скважинах удельные дебиты оказались значительно меньшими (0,025—0,076 л/с). Минерализация подземных вод пестрая, при общей тенденции ее возрастания от периферии бассейна к центру. Предельная величина минерализации достигает 140 г/л.

Восходящие источники палеогенового комплекса описаны в Хатырском бассейне. Примечательно высокое содержание в воде сероводорода, достигающие 0,045 г/л при предельной минерализации вод 0,75 г/л и гидрокарбонатно-хлоридном натриево-кальциевом составе.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений выявлен в Хатырском, Беринговском и ряде других небольших бассейнов. Представлен он алевролитами и аргиллитамн с прослоями углей. Общая мощность комплекса составляет 500—600 м, в Хатырском бассейне достигает 1700 м.

Подземные воды комплекса выведены скважинами и многими восходящими источниками, приуроченными к местам пересечения речными долинами разломов или водоносных пластов, иногда проявляющимися в формировании крупных наледей. Откачки из скважин показали, что водоносные породы комплекса, залегающие непосредственно ниже мерзлой зоны мощностью 100—150 м, обладают неоднородной, но преимущественно слабой водообильностью. Удельный дебит скважин составляет 0,012—0,033, редко 0,4 л/с. Воды повсеместно высоконапорные, иногда скважины самоизливают. Коэффициенты фильтрации составляют 0,08—1,3 м/сут. Наибольшей производительностью обладают горизонты трещиноватых песчаников и углей.

Основные закономерности формирования подземных вод

На территории Северо-Востока СССР подземные воды формируются в условиях: а) сложно построенного и на большей части территории сильно расчлененного рельефа; б) резкого преобладания вулканогенных и терригенных сложнодислоцированных водоносных комплексов и подчиненного значения — карбонатных и кристаллических пород; в) весьма разнообразной геоструктурной обстановки при неравномерном распределении зон дробления и неоднородных неотектонических движениях.

Важнейшим фактором формирования подземных вод является наложение процессов глубокого промерзация земных недр и обусловленное ими становление и развитие зоны мерзлых пород. Последнее привело к существенному изменению емкости гидрогеологических структур как вместилищ подземных вод, к затруднению питания и разгрузки подземных вод, изменению в соотношении основных зон водообмена в вертикальном разрезе и появлению дополнительной особой зоны осложненного водообмена.

Влияние процессов промерзания на формирование подземных вод мерзлой зоны представляет собой комплекс вопросов, которые затрагивались в работах многих исследователей и нашли отражение на сводных гидрогеологических, гидрохимических и геокриологических картах. Основываясь на результатах этих работ, можно наметить ряд характерных случаев сочетания различной мощности и прерывистости мерзлой зоны с мощностью трещиноватой зоны выветривания, глубиной расчленения рельефа и типом гидрогеологической структуры. Поскольку наложение процессов глубокого промерзания на различные типы гидрогеологических структур приводит к существенно различным результатам, следует рассмотреть их для условий сплошного распространения мерзлых пород* раздельно.

Бассейны трещинных вод. Здесь можно выделить следующие взаимоотношения между мощностью промерзания и зоной трещиноватости.

Мощность мерзлых пород многократно превышает мощность выветрелой зоны и глубину расчленения рельефа. Процессы промерзания наложены на кристаллические и метаморфические породы щитов и высоких водоразделов (например, водоразделы бассейнов трещинных вод

* Условия формирования подземных вод районов прерывистого распространения мерзлых пород весьма близки к районам, расположенным вне мерзлой зоны.

Полоусненско-Омолонской системы, сложенные молодыми гранитоидными интрузиями). Известно, что мощность зоны активной трещиноватости в гранитах не превышает 100—200 м, в то время как мощность мерзлой зоны может быть больше 600—800 м. Отсутствие значительного количества подземных вод в гранитах и процесс вытеснения подземных вод при промерзании водоразделов в условиях сильно расчлененного рельефа должны были привести к появлению особых гидрогеологических структур — кристаллических массивов, промороженных нацело. Ниже мощной мерзлой зоны вероятность встречи подземных гравитационных вод ничтожно мала и они представляют лишь минералогический интерес. Высказанные соображения подкрепляются данными В. Ф. Шишкиной о крайне незначительной водоносности гранитных массивов Северо-Востока СССР. Такие структуры определены как криогеологические массивы.

Мощность мерзлых пород многократно превышает мощность выветрелой трещиноватой зоны, но сопоставима с глубиной расчленения горного рельефа. В этом случае подземные воды трещин выветривания в процессе промерзания бассейна трещинных вод отжимались в дренирующие долины, накапливались в подрусловых таликах. При максимальном промерзании, охватывающем и днище долин, они оказались отжатыми ниже глубины вреза долины, где образовалась вытянутая под дном долины область повышенной трещиноватости и водоносности. На участках сквозных таликов подземные воды этой области получают достаточное питание. Подобного рода гидрогеологические структуры в условиях ограниченной современной тектонической нарушенности могут не образовывать единую водонапорную систему, а включать несколько самостоятельных систем, каждая из которых связана с бассейном дренирующей реки. К такого рода бассейнам трещинных вод могут быть отнесены структуры Верхоянской системы (кроме Сетте-Дабанского бассейна), Момский и Охотский бассейны трещинных вод.

Мощность мерзлых пород незначительно превышает мощность трещиноватой зоны выветривания или сопоставима с ней и с глубиной расчленения плато. В этом случае процессы неоднократного изменения мощности мерзлых пород, сопровождаемые промерзанием и оттаиванием, приводят к возникновению области повышенной трещиноватости и обводненности, воды которой являются напорными вследствие водоупорности расположенных выше мерзлых пород. Величина напоров контролируется отметками уровней речной сети и глубиной промерзания. Питание подземных вод осуществляется по сквозным подрусловым таликам, обычно на участках совпадения или пересечения речных долин с разломами. В зависимости от соотношения величин вреза долин и напора в аналогичных условиях осуществляется и разгрузка подземных вод. Такого рода структуры определены как криогенные бассейны напорных трещинных вод и широко представлены на территории Северо-Востока СССР.

Мощность мерзлых пород меньше мощности трещиноватой зоны. Такие условия характерны для бассейнов, сложенных карбонатными закарстованными породами. При интенсивном развитии карстовых процессов, особенно в условиях расчлененного горного рельефа, создается благоприятная обстановка для инфильтрации в глубину массива подрусловых вод высокогорных участков долин и сохранения значительных таликовых зон, являющихся надежными областями питания подземных вод. Характерным примером тому является бассейн хр. Черского.

Бассейны пластовых вод. Наложение процессов глубокого промерзания на бассейны пластовых вод приводит к существенно иным результатам.

Глубокое промерзание верхних водоносных комплексов и бассейнов захватывает и выводит из кругооборота значительную часть пресных подземных вод. Это приводит к резкому ухудшению условий питания подмерзлотных вод, особенно в бассейнах платформенного типа, и проявляется в весьма низких пьезометрических уровнях (нередко ниже уровня моря). Такое явление, характерное для большинства артезианских бассейнов мерзлой зоны, впервые было отмечено для Якутского артезианского бассейна. На Северо-Востоке СССР низкое расположение пьезометрического уровня установлено в бухте Тикси (абс. отм. около минус 70 м), а также в Зырянке (абс. отм. около минус 185 м). Процессы промерзания водоносных комплексов приводят к отжиманию части вод верхних водоносных горизонтов в нижние с одновременным увеличением минерализации воды. При малой мощности осадочного чехла происходит полное промерзание пластовых водоносных горизонтов в пределах всего бассейна или в периферических частях. Подобные мерзлотно-гидрогеологические условия выявлены в мелких межгорных бассейнах.

Процессы глубокого промерзания межгорных артезианских бассейнов происходят при интенсивном подтоке глубинных вод. Промерзание верхней части таких гидрогеологических структур осуществляется выборочно. В первую очередь промерзают водоупорные и слабоводоносные породы. Промерзание приводит к сложному перераспределению подземных вод и локализации последних в наиболее обводненных комплексах гидрогеологического разреза. Примерами подобных межгорных артезианских бассейнов являются Момо-Селенняхский, Дарпирский, Верхне-Чаркынский и др. При отсутствии такого рода водоносных горизонтов и менее благоприятных условиях питания межгорных артезианских бассейнов последние подвергаются глубокому промерзанию, и гравитационные подземные воды сохраняются лишь в подрусловых таликах и породах фундамента. К межгорным бассейнам второго типа относятся Верхоянский, Борулахский, Оймяконский, Уяндинский и др.

Перечисленные примеры воздействия глубокого промерзания на гидрогеологические структуры не исчерпывают всего их разнообразия. Однако и они подчеркивают влияние мерзлой зоны на жизнь подземных вод. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Гидродинамическая зональность. Известно, что к верхней зоне свободного (активного) водообмена относится интенсивно промываемая часть структуры, расположенная в пределах дренажа речной сети, т. е. скопления подземных вод, расположенные гипсометрически выше местных базисов эрозии. В условиях сплошной мерзлой зоны, т. е. на большей части территории Северо-Востока СССР, свободный водообмен наблюдается только в сезонноталом слое, а также в подрусловых и в подозерных таликах. Лишь в тех гидрогеологических бассейнах, в строении которых участвуют сильнотрещиноватые породы, главным образом известняки, песчаники и молодые эффузивы, мерзлые породы не препятствуют весьма интенсивному водообмену и соответствующей промытости большой мощности гидрогеологического разреза. Таким образом, в целом для рассматриваемой территории характерна незначительная мощность зоны свободного водообмена.

К зоне затрудненного водообмена относятся подмерзлотные воды криогенных напорных бассейнов, залегающие на глубинах порядка 200—400 м под водоупорными мерзлыми породами и связанные с дневной поверхностью по локальным таликовым окнам. Вероятно, к этой же зоне следует отнести подмерзлотные воды многих бассейнов трещинных вод (за исключением верхней части рассмотренных выше).

В пределах зоны весьма затрудненного водообмена подземных вод сток осуществляется лишь на протяжении геологического времени. К ней следует отнести подмерзлотные воды всех артезианских бассейнов платформенного типа. Действительно, в условиях мощной (400—500-метровой) мерзлой зоны и спокойной тектонической обстановки, свойственной артезианским структурам, связь подземных вод с поверхностными крайне затруднена даже по сквозным таликам. В результате этого может образоваться дефицит напоров и весьма низкие пьезометрические уровни подмерзлотных вод, залегающие ниже уровня моря. Вне территории распространения мерзлых пород зона затрудненного водообмена возникла как следствие прогибания фундамента бассейна и последовательного перекрытия нижележащих водоносных комплексов более молодыми осадками. Поэтому длительность контакта захороненных таким образом вод с вмещающими породами измеряется отрезками времени многих геологических эпох. В артезианских бассейнах Северо-Востока СССР весьма затрудненный водообмен верхних подмерзлотных горизонтов, как справедливо указывали Н. И. Толстихин, А. И. Ефимов, Н. А. Вельмина и др., есть результат становления мерзлой зоны, и, следовательно, время прекращения водообмена для этих горизонтов не превышает длительности четвертичного периода. Это накладывает отпечаток на химический состав подземных вод, значительно менее минерализованных по сравнению с водами формирующимися в аналогичных породах в «нормальных» условиях.

Особые условия водообмена наблюдаются в зоне мерзлых пород (межмерзлотные воды сквозных и замкнутых таликов). Такие талики распространены весьма широко. При разведке месторождений полезных ископаемых (в месторождениях Депутатского и Улахан-Эгелях) вскрыто несколько линз межмерзлотных вод с минерализацией от 70 до 250 г/л. Эти воды, судя по пьезометрическим уровням, не имеют связи ни с поверхностными, ни с подмерзлотными. На аномально-высокие значения минерализации линз межмерзлотных вод указывает А. А. Зеленкевич. Интересные данные о разнообразных условиях водообмена линз подземных вод, заключенных в мерзлой зоне, приводит Н. П. Анисимова для территории Центральной Якутии, а З. Г. Устинова для района трубки Удачная. Сказанное позволяет заключить, что мерзлая зона часто содержит в себе линзы подземных вод, условия водообмена которых с поверхностью неодинаковы и осложнены. Это позволяет выделить зону осложненного водообмена, мощность которой определяется мощностью мерзлой зоны, а площадь развития — границами сплошного распространения мерзлых пород.

Формирование химического состава подземных вод происходит под воздействием: 1) глубокого расчленения горного рельефа, занимающего значительные площади рассматриваемой территории; 2) преимущественного распространения сравнительно слаборастворимых терригенных и вулканогенных пород, преобладающих в своем развитии над карбонатными, 3) глубокого промерзания в верхней части гидрогеологического разреза, 4) влияния акватории моря и молодых вулканических процессов.

На этом фоне подземные воды зоны свободного водообмена формируются в условиях отчетливой вертикальной поясности, что проявляется в составе вод разновысотных таликов (см. описание подземных вод четвертичных отложений). Воды зоны свободного водообмена имеют преимущественно снеговое, дождевое или конденсационное питание и формируют свой состав в основном под воздействием процессов выщелачивания Соответственно состав их определяется длительностью времени движения вод от области инфильтрации к области разгрузки и раство-

римостью водоносных пород, почвообразовательными и мерзлотными процессами и в прибрежно-морских районах — ветровым засолением. Для водораздельных частей территории, являющихся областями питания подземных вод, характерны сверхпресные воды * с минерализацией до 0,01 г/л. Они обладают гидрокарбонатно-хлоридным либо хлоридно-гидрокарбонатным, существенно кремнистым натриевым составом. Гипсометрически ниже формируются наиболее пресные (0,01—0,03 г/л), очень пресные (0,03—0,1 г/л) воды, характерные для кристаллических и терригенных пород, а также нормально пресные (0,1—0,5 г/л), свойственные карбонатным, терригенным и молодым вулканогенным породам. Преимущественно гидрокарбонатно-хлоридный, а в гранитах и эффузивах — кремнистый состав этих вод отражает начальную стадию выщелачивания и высокую промытость сезонноталого слоя. Преобладание натрия над кальцием и обычно магнием связано со слабой растворимостью соединений кальция при низких температурах, переходом гидрокарбонатов кальция и отчасти магния в труднорастворимые соединения при неоднократном замерзании вод сезонноталого слоя. Воды более высокой минерализации (пресноватые) обусловлены, как правило, особыми условиями выщелачивания, ветровым засолением (в прибрежной части территории) либо мерзлотным концентрированием. По химическому составу эти воды тоже преимущественно гидрокарбонатные натриевые, иногда в пиритизированных или загипсованных породах — сульфатные.

Воды зоны затрудненного водообмена обычно пресные, значительно реже слабосолоноватые, хлоридно-гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. Затрудненность водообмена с поверхностью способствует сохранению того состава подземных вод, который образовался под воздействием двоякого процесса — выщелачивания и одновременно становления мерзлой зоны. В процессе постепенного промерзания водоносных комплексов сверху вниз повышается минерализация остающихся в жидкой фазе подземных вод, образующих замкнутые линзы или отжимающихся из верхних частей разреза в нижние. При этом выпадают в осадок труднорастворимые при низких температурах гидрокарбонаты кальция и магния и соответственно возрастает относительная концентрация натрия как в водах, так и в новообразующихся инъекционных льдах. Последующее таяние этих льдов, вероятно, приводит к появлению вод того же состава, но менее минерализованных, чем воды, подвергшиеся замерзанию. Р. С. Кононова, изучавшая эти процессы в восточных районах Сибирской платформы, показала, что они играют громадную роль в формировании минерализации и состава подземных вод артезианских структур платформенного типа и проявляются в снижении минерализации последних до глубин 1500—2000 м. Как показали исследования В. М. Пономарева, особые условия формирования состава подземных вод затрудненного водообмена возникают в приморской зоне. Интенсивное прогибание структур Чукотского и Нижне-Анадырского артезианских бассейнов и неоднократная смена континентальных и морских условий осадконакопления привели к появлению водоносных горизоитов с солеными водами, кратко охарактеризованных при описании водоносности неогеновых отложений. Аналогичную гидрохимическую обстановку, вероятно, можно ожидать в пределах всех бассейнов Пенжинско-Анадырской системы, во всяком случае в бассейнах, открытых в сторону моря.

Условия формирования подземных вод зоны осложненного и весьма затрудненного водообмена на рассматриваемой территории пока

* По классификации М. С. Гуревича и Н. И. Толстихина (1961 г.).

еще не исследованы. Лишь в порядке прогноза и по аналогии с платформенными районами Якутии можно высказать предположение, что в верхней части гидрогеологического разреза артезианских бассейнов непосредственно под мерзлой зоной можно встретить пресные или слабосолоноватые воды с преобладанием натрия в составе катионов, поскольку основная роль в формировании состава этих вод будет принадлежать тем же процессам, связанным с глубоким промерзанием верхней части земной коры, которые были рассмотрены выше.

Естественные ресурсы. Применение известного метода расчленения гидрографа общего стока рек для региональной оценки ресурсов подземных вод сопряжено в данных условиях с определенными трудностями, вызванными крайне слабой гидрогеологической изученностью территории, широким распределением мерзлых пород и особыми условиями формирования подземного стока. К таким условиям относятся: 1) локальное распространение подземных вод в речных бассейнах; 2) регулирование подземного стока наледями, которые аккумулируют сток зимой и отдают его в летне-осенний период; 3) отсутствие летней межени, общий сток образуется стоком вод наледей, атмосферных осадков, подмерзлотных вод, вод сезоннопротаивающего слоя, а в отдельных реках водами от таяния снежников и ледников.

Поскольку под естественными ресурсами понимается обеспеченный питанием приток или отток подземных вод, то в основу оценки естественных ресурсов положена оценка подземного питания рек.

Формирование подземных вод Северо-Востока СССР происходит в обстановке интенсивных неотектонических движений, наложенных на различные по возрасту и составу геологические образования, в условиях широкого развития молодых зон разломов и большого разнообразия в геологическом строении структур. Важное значение в распределении естественных ресурсов подземных вод приобретает также вертикальная поясность, которой подчинены основные естественногеографические факторы формирования подземных вод. К таким факторам относятся: 1) увеличение мощности и вместе с тем до определенных гипсометрических высот увеличение прерывистости мерзлой зоны в направлении от равнинных участков территории к горным хребтам; 2) линейный характер таликовых зон, связанных очагами разгрузки и питания подземных вод с речными долинами (подрусловые талики); 3) значительное превышение областей питания над областями разгрузки подземных вод, обеспечивающее возникновение высоконапорных систем, способных осуществить разгрузку подземных вод даже в условиях мощной низкотемпературной мерзлой зоны; 4) неравномерное распределение осадков, значительное увеличение количества их в горных районах, т. е. там, где осуществляется питание подземных вод; 5) наличие районов современного оледенения.

Сочетание всех намеченных факторов приводит к неравномерному распределению естественных ресурсов подземных вод.

Общая тенденция изменения величины естественных ресурсов этой территории следующая: постепенное снижение величин модулей подземного стока с юго-востока к северу и северо-западу. Так, если в прибрежной полосе Охотского моря модули подземного стока достигают 2 л/с с 1 км^2, а Берингова — 5, то на побережье северных морей они снижаются до 0,57 л/с с 1 км^2. Такая картина является следствием уменьшения количества осадков в северо-западном направлении, возрастания мощности и снижения прерывистости мерзлой зоны: от прерывистой в прибрежных районах до сплошной на большей части территории. Отклонения обусловлены перечисленными выше факторами.

В Верхояно-Чукотской гидрогеологической складчатой области существенное возрастание модулей подземного стока намечается в Полоусненско-Омолонской системе бассейнов трещинных вод, особенно Черского. В региональном плане модуль подземного стока достигает здесь 2 л/с с 1 км², а в отдельных долинах, берущих начало в хр. Тас-Хаяхтах, 7 л/с с 1 км², причем в зимнее время. Столь значительные величины модулей подземного стока на таких участках объясняются несовпадением площадей поверхностных и подземных вод, что обусловлено интенсивной тектонической нарушенностью пород и связанной с ней прерывистостью мерзлой зоны. Общее возрастание стока в пределах рассматриваемой структуры в сравнении со смежными районами связано с особенно благоприятными условиями питания и накопления подземных вод, а именно — сочетанием высоких межгорных впадин — аккумуляторов поверхностного стока с интенсивной разрывной тектоникой, обеспечивающей возникновение и сохранение талых зон инфильтрации, и карбонатными закарстованными породами. Другим районом со сравнительно высокими естественными ресурсами является Охотско-Чукотская система вулканогенных супербассейнов, бассейнов трещинных вод и межгорных артезианских бассейнов. Преобладающий модуль стока в пределах структур этой системы варьирует от 1 до 2 л/с с 1 км², а местами и превышает указанную величину.

В синклинальных структурах — криогенных бассейнах напорных вод в связи с уменьшением тектонической мобильности и протяженности сквозных таликовых зон, приуроченных к «действующим» разломам, величина естественных ресурсов снижается. Модуль подземного стока в реки в артезианских бассейнах Арктического пояса уменьшается до 0,5—0,3 л/с с 1 км².

Народнохозяйственное значение подземных вод

Распределение естественных ресурсов пресных подземных вод для питьевого и технического водоснабжения на территории Северо-Востока СССР весьма неравномерно. Сравнительно обеспечены водой горные районы, где подземные воды эксплуатируются преимущественно инфильтрационными подрусловыми водозаборами и в значительно меньшей степени водозаборными скважинами. Эксплуатация подземных вод в артезианских бассейнах платформенного типа встретит существенные затруднения в связи с глубоким залеганием водоносных горизонтов под мерзлой зоной, низкими пьезометрическими уровнями и низкими температурами мерзлых пород. В этих условиях эксплуатация скважин потребует применения специального подогрева.

Состав подмерзлотных вод артезианских бассейнов Северо-Востока СССР пока еще неизвестен. Однако сопоставление характера водоносных пород с близкими структурами платформенной части Якутии (например, Анабаро-Оленекским артезианским бассейном) показывает, что во многих случаях подмерзлотные воды непригодны для питья. Более благоприятна обстановка межгорных артезианских бассейнов, где сквозные талики обеспечивают лучшую промытость пород, а грубый состав последних — высокие притоки подземных вод. Но и в этих условиях во многих случаях подмерзлотные воды не удовлетворяют нормам ГОСТа.

Это относится к бассейнам, сложенным угленосными отложениями, часто пиритизированными, а также к некоторым приморским бассейнам (Балыгычано-Сугойский, Аркагалинский, Эльгенско-Буюндинский, бухты Угольной). Вопрос улучшения качества воды таких бассейнов и создания запасов пресных вод в ряде мест успешно решается путем

магазинирования аллювиальных вод в летнее время, с последующей эксплуатацией подмерзлотных линз пресной воды зимой.

Ресурсы минеральных вод (включая и термальные) рассматриваемой территории исследованы крайне слабо. Пока эксплуатируется лишь несколько акратотерм, в числе которых пользующийся широкой известностью источник в долине р. Талой. Однако перспективы дальнейшего расширения использования термальных вод ограничены сравнительно небольшим районом их распространения. Отсутствие данных о геотермальных ступенях подавляющего большинства гидрогеологических структур, равно как и о подмерзлотных водах, не позволяют уверенно прогнозировать перспективы использования термальных вод, хотя вопрос этот для территории Северо-Востока, очень нуждающейся в энергетических ресурсах, имеет важнейшее народнохозяйственное значение. Основываясь на общих структурно-геологических особенностях и учитывая историю верхнемезозойского и кайнозойского вулканизма, можно надеяться на положительное решение этого вопроса для многих горных районов Северо-Востока СССР. Значительно сложнее получение здесь промышленных вод — высококонцентрированных рассолов, исключая, конечно, линзы внутримерзлотных рассолов, обладающие обычно ничтожными запасами. В этом отношении характерно обнаружение в бассейне р. Момы соленой воды Мезонского источника. При минерализации, равной 11 г/л, и хлоридном натриевом составе эта вода имела около 1 г/л калия, что уже не может быть связано с мерзлотным концентрированием солей, а обусловлено проявлением каких-то глубинных вод, вероятно, сильно разбавленных, но свидетельствующих о возможности появления калиеносных рассолов в глубоких горизонтах Момо-Селенняхского межгорного артезианского бассейна, сложенного пермотриасом.

Большой интерес представляют углекислые воды на Чукотке и Дыбинском месторождении в Западном Верхоянье. И хотя само Дыбинское месторождение малоперспективно из-за труднодоступности, в связи с этими открытиями перспективы поисков углекислых минеральных вод значительно возросли. Дальнейшему освоению подземных вод препятствует крайне слабая и несистематическая мерзлотная и гидрогеологическая изученность этой обширной территории.

Глава 5.

САХАЛИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (XVI)

Физико-географические и геолого-структурные условия

Сахалинская область занимает островное положение и ограничена акваториями: с севера, востока и юга — Охотского моря и его заливов, а с запада — Амурского лимана и Татарского пролива.

Рельеф Сахалина четко разделяется на две части: большую — южную, преимущественно горную и меньшую — северную, преимущественно равнинную.

В пределах горной части острова протягиваются в меридиональном направлении две главные горные системы — Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы с высотами соответственно до 1305 и 1609 м, разделенные Тымь-Поронайской низменностью с отметками поверхности около 100 м. Южнее расположены еще два небольших горных хребта — Сусунайский и Тонино-Аниевский. Преобладающая часть Северного Сахалина представляет собой равнину, осложненную грядами и увалами с высотами до 150—200 м. На севере равнина замыкается низкогорным сооружением п-ова Шмидта, состоящим из Западного и Восточного хребтов, разделенных Пиль-Дионовской низменностью.

Климат определяется большой протяженностью острова с севера на юг, сложным горным рельефом, меридиональным положением хребтов и различным термическим режимом омывающих морей. Наиболее теплым и влажным районом является юго-западная часть острова, в пределах которой холодные зимние муссоны оказывают минимальное влияние и где сказывается теплое Цусимское течение. Среднегодовая температура на острове изменяется в пределах от минус 2,3° С (Оха) до плюс 4,5° (г. Невельск). Температурный среднемесячный максимум падает на август (13—18°), а минимум — на январь (—18° — —26°). Среднегодовое количество осадков увеличивается от 500—600 мм на севере до 800—1200 мм на юге *.

Недостаток тепла (радиационный баланс 35—45 ккал/см^2) и высокая относительная влажность воздуха (81—91%) препятствуют испарению (200—300 мм). Они же благоприятствуют избыточному увлажнению и заболоченности площадей с небольшими уклонами поверхности.

Низкая температура и продолжительность зимы способствуют промерзанию грунтов на Северном Сахалине, но многолетне-мерзлые породы, за исключением небольших участков (возможно, перелетков) в его южной и северной частях, отсутствуют. Ввиду островного характера многолетнемерзлых пород **, небольшой площади распространения (0,025—1,5 км^2) и незначительной мощности (1—7 м), их влияние на условия формирования подземных вод крайне невелико.

* Наибольшее количество осадков (1000—1200 мм) получают горные хребты.

** Острова многолетнемерзлых пород приурочены обычно к заболоченным и заторфованным участкам горных склонов северной экспозиции.

Реки. Положительный баланс влаги и своеобразие рельефа обусловили развитие на Сахалине густой речной сети (0,6—2,3 км/км^2). Реки острова по характеру течения делятся на горные, равнинные и реки смешанного типа. По протяженности они в основном небольшие (менее 10 км). Исключение составляют Тымь, Поронай, Лангры и Сусуя (100—350 км), имеющие типично равнинный характер. По источникам питания, режиму стока и внутригодовому режиму реки Сахалина приближаются к дальневосточному муссонному типу: зимой они замерзают, подъем уровня наблюдается дважды (весной — от таяния снегов и осенью — в результате выпадения муссонных дождей).

Воды рек пресные с минерализацией не более 0,1 г/л, гидрокарбонатные смешанного катионного состава, за исключением прибрежных участков, где в связи с морскими приливами минерализация в устьевой части возрастает до 3 г/л; состав вод хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый.

Морские воды, омывающие Сахалин, обладают различной соленостью. Максимальная соленость воды (30—33,4 г/л) установлена для Татарского пролива, минимальная — для Амурского лимана (1—10 г/л) и Сахалинского залива (15—22 г/л). Соленость воды в Охотском море не превышает 22—31 г/л.

Сахалин относится к ландшафтной зоне тайги и его большая площадь залесена, что способствует инфильтрации осадков, снижает испарение с поверхности, задерживает таяние снега и соответственно определяет внутригодовое распределение стока и создает благоприятные условия для питания подземных вод.

Геолого-структурные условия. В широком региональном тектоническом плане Сахалин относится к тыловой зоне Азиатско-Аляскинского сектора Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. Отличительными особенностями зоны являются: 1) распространение неогеновых геосинклинальных прогибов, превращенных в складчатые сооружения; 2) проявление особенно интенсивного процесса структурообразования в конце неогенового времени; 3) высокая сейсмичность.

В гидрогеологическом отношении представляют интерес следующие геолого-структурные особенности Сахалина.

1. В истории геологического развития Сахалина выделяется не менее трех основных этапов: а) доверхнемеловой (палеозойский — мезозойский); б) верхнемеловой и в) кайнозойский с наиболее интенсивным проявлением складчатости соответственно в мезозое, в послеверхнемеловое время и в начале четвертичного времени.

2. Породы нижнего структурного яруса в процессе герцинской и более поздних складчатостей смяты в крутые складки и метаморфизованы. Палеозойские отложения развиты в западной части Восточно-Сахалинских гор и на п-ове Тонино-Анивском. Они представлены графитисто-кварцевыми сланцами, переходящими вверх по разрезу в мощные пачки зеленокаменных пород. Максимальная мощность составляет 8—10 тыс. м. К мезозойским (доверхнемеловым) отложениям, слагающим Восточно-Сахалинские горы, относятся песчаники, сланцы, яшмы, известняки с участием туфогенных пород.

3. Породы среднего яруса смяты в относительно сложные складки, но дислоцированы и литифицированы несколько слабее доверхнемеловых. На восточном склоне Восточно-Сахалинских гор и на п-ове Шмидта верхнемеловые образования сложены кремнисто-вулканогенными, туфогенными и песчано-глинистыми плотными породами. Мощность этой толщи в пределах Восточно-Сахалинских гор достигает 10 тыс. м.

4. Палеогеновые (условно) и неогеновые породы, отнесенные к верхнему структурному ярусу, наименее дислоцированы и литифицированы.

Отложения палеогенового возраста с достоверностью известны только на западном склоне Западно-Сахалинских гор. Они представлены песчано-глинистыми и угленосными породами, мощность которых достигает 3 тыс. м. Неогеновые песчано-глинистые образования в основном приурочены к отрицательным формам рельефа. В юго-западной части Сахалина в составе пород неогенового возраста приобретает существенное значение вулканогенный материал. Мощность неогеновых отложений достигает 8 тыс. м.

Четвертичные породы, представленные галечниками, песками, суглинками, глинами и торфом, развиты в низменной части Сахалина, где их мощность составляет 200—300 м.

5. Фильтрационные свойства прочно сцементированных и метаморфизованных пород нижнего и среднего структурных ярусов находятся в прямой зависимости от степени их трещиноватости и разрушения, на глубине породы обычно монолитны и практически непроницаемы.

Рыхлые и слабо уплотненные породы верхнего яруса содержат поровые коллекторы, но в нижней его части (нижний неоген) породы в большей степени литифицированы, поровые коллекторы имеют ограниченное распространение, приобретают значение коллекторы трещинного типа.

6. В пределах Сахалина развиты три магматические формации: габбро-перидотитовая (мезозойская), гранитоидная (верхнемеловая — нижнемиоценовая) и субщелочная (неогеновая). Малые интрузии габбро-перидотитовой и гранитоидной формаций встречаются главным образом в восточной половине острова; субщелочные породы распространены почти исключительно на западном побережье.

7. В современной структуре острова четко выделяются положительные и отрицательные крупные структурные элементы. Основные положительные структурные элементы приурочены к горным сооружениям и сложены образованиями нижнего и среднего структурных ярусов, а отрицательные — к равнине и низменностям; они выполнены отложениями верхнего структурного яруса.

8. Большое значение в формировании тектонического плана Сахалина имеют дизъюнктивные нарушения (взбросо-надвиги, сбросо-сдвиги, сбросы), которые нередко разграничивают крупные структурные элементы. Гидрогеологическая роль разломов не выяснена. По предположению, большинство из них является экраном, вдоль которого происходит восходящее движение подземных вод. Благодаря изоляции горно-складчатых сооружений от артезианских бассейнов тектоническими нарушениями, их роль в создании напоров подземных вод, по-видимому, ограниченна.

9. Сахалин характеризуется интенсивным проявлением и контрастностью неотектонических ($N_2 - Q$) движений, определивших основные формы рельефа. Все горные сооружения Сахалина испытывают новейшее поднятие, обусловившее эрозионный глубоко расчлененный преимущественно крутосклонный низко- и среднегорный рельеф с остатками плоской верхнемиоценовой поверхности выравнивания. На большей части Северо-Сахалинской равнины, а также в пределах предгорий и внутригорных депрессий поднятие земной коры уравновешивается ее денудацией, вследствие чего там сформировался деиудационно-эрозионный холмисто-увалистый рельеф, переходящий в низкогорный. Межгорные депрессии и прибрежные участки Северо-Сахалинской равнины испытывают новейшее прогибание и представляют собой аккумулятивные низменности, слабо расчлененные и большей частью заболоченные.

Гидрогеологическое районирование и расчленение разреза

В основу гидрогеологического районирования (рис. 57) положено геолого-структурное и геоморфологическое строение острова с использованием терминологии, предложенной ВСЕГИНГЕО. Интенсивно расчлененные горно-складчатые районы (тектонически соответствующие крупным положительным структурным элементам) отнесены к бассейнам трещинных вод. Эти районы сложены консолидированными, сильнодислоцированными верхнемеловыми, мезозойскими (доверхнемеловыми) и палеозойскими образованиями нижнего и среднего структурно-тектонических ярусов. В их пределах преобладают трещинные воды зоны выветривания и трещинно-жильные, приуроченные к разломам. Характер тектонических структур, сильная расчлененность рельефа и сравнительно небольшая мощность зоны выветривания затрудняют накопление значительных запасов подземных вод на этих участках.

Артезианские бассейны в орографическом отношении при-

Рис. 57. Схема гидрогеологического районирования Сахалина (по О. В. Равдоникас) с элементами тектонического строения (по Ю. М. Пущаровскому)

1 — граница и номера районов второго порядка; *2* — граница и номера районов третьего порядка; *3—6* — знаки для колонок: *3* — водоносный комплекс, *4* — региональный водоупор, *5* — существенно уплотненные породы с ограниченным распространением поровых коллекторов, *6* — перерыв в осадконакоплении; *7* — линии гидрогеологических разрезов (разрезы см. на рис. 59). Выходы пород на поверхность: *8* — мезозойских и палеозойских (нижний и средний структурные ярусы), *9* — верхнемеловых западного поля (средний структурный ярус).

Тектонические районы: *10* — Сахалинский горстовый массив и Восточно-Сахалинская блоковая зона; *11* — Срединно-Сахалинский грабеновидный прогиб и поздиекайнозойские наложенные впадины; *12* — Южно-Сахалинская блоковая зона; *13* — Северо-Сахалинская складчатая зона (впадина) и четвертичные депрессии; *14* — складчато-блоковая зона п-ова Шмидта; *15—16* — Западно-Сахалинский синклинорий (*15* — восточный борт, *16* — Крильская центриклиналь); *17* — изолинии мощности неогеновых отложений (в км), *18* — тектонические нарушения.

Гидрогеологическое районирование (номера над колонками соответствуют номерам гидрогеологических районов).

Районы (цифры и буквы на схеме): 1а — Северо-Сахалинский; 1б — Пороиайский; 1в — Сусуиайский; 1г — Татарский адартезианский бассейн. Бассейны трещинных вод второго порядка: 1д — Западно-Сахалинский; 1е — Восточно-Сахалинский; 1ж — Южно-Сахалинский; 1з — Шмидтовский.

Малые артезианские бассейны третьего порядка в пределах бассейнов трещинных вод (цифры в кружках на схеме): 1 — Пограничный; 2 — Александровский; 3 — Туиайчинский; 4 — Дианов-ский

урочены к Северо-Сахалинской равнине и межгорным низменностям, соответствующим отрицательным крупным структурным элементам. Они выполнены рыхлыми и слабо уплотненными отложениями неогенового и четвертичного возраста. Особенности их тектонических структур в совокупности с условиями залегания и составом пород создают благоприятные условия для накопления артезианских вод. К фундаменту артезианских бассейнов условно отнесены литифицированные образования нижнего и среднего структурных ярусов, на некоторых участках трещиноватые и обводненные.

Промежуточное положение между указанными основными гидрогеологическими структурами занимают Западно-Сахалинские горы, характеризующиеся сильно расчлененным среднегорным рельефом, существенной плотностью пород, особенно верхнемелового, палеогенового и нижнемиоценового возраста, а также развитием трещинных и трещинно-жильных (безнапорных и напорных) вод. Восточная, наиболее возвышенная часть Западно-Сахалинских гор, тектонически соответствующая бортовой части одноименного синклинория, где глубина расчленения рельефа достигает 800—1000 м, а верхняя часть менее литифицированных верхнемеловых пород сдренирована, отнесена к промежуточному бассейну положительных структур (адмассиву).

Западный склон и предгорье Западно-Сахалинских гор в тектоническом отношении представляют собой отрицательный структурный элемент (центральная часть синклинория). Структурные особенности этого района, т. е. моноклинальное падение верхнемеловых и кайнозойских образований на запад, обусловливают развитие артезианских вод, что наряду со значительной расчлененностью рельефа и существенной литифицированностью пород позволяет отнести его к промежуточному бассейну отрицательных структур (адартезианскому бассейну). Таким образом, в пределах Сахалинской складчатой области можно выделить гидрогеологические структуры и соответствующие им на поверхности районы второго порядка четырех типов: бассейны трещинных вод и промежуточные бассейны как положительных, так и отрицательных структур и артезианские бассейны. Каждый из районов второго порядка имеет сложное гидрогеологическое строение и может быть разделен на районы третьего порядка. Например, в пределах бассейнов трещинных вод и промежуточных бассейнов выделяются малые артезианские бассейны. Татарский адартезианский бассейн может быть разделен на ряд бассейнов третьего порядка, а кроме того, в его пределах можно выделить небольшой Ломанонский супербассейн, сложенный четвертичными эффузивами.

Несмотря на то что Сахалин относится к складчатой области, его бассейны трещинных вод и промежуточные бассейны положительных структур занимают площадь всего 28 тыс. км^2, тогда как артезианские бассейны занимают 50 тыс. км^2. Самым крупным артезианским бассейном на Сахалине является Северо-Сахалинский, площадь которого составляет 26,5 тыс. км^2. К средним артезианским бассейнам относятся Татарский и Поронайский (8—12 тыс. км^2), к малым — Сусунайский (2,2 тыс. км^2) и артезианские бассейны, выделенные в пределах бассейнов трещинных вод (100—600 км^2).

Артезианские и адартезианские бассейны острова являются частью крупных субмаринных бассейнов, что накладывает определенный отпечаток на формирование подземных вод. Северо-Сахалинский и Дановский артезианские бассейны являются частью Дерюгинского; Пограничный, Поронайский и Сусунайский — Северо-Охотского; Александровский и Татарский — Япономорского субмаринных бассейнов.

Самый крупный Северо-Сахалинский артезианский бассейн по гидродинамическим показателям относится к равнинному типу с внутренней зоной создания напоров, наиболее характерному для платформенных областей. Остальные артезианские бассейны Сахалина являются типичными представителями горно-складчатых областей. Татарский адартезианский бассейн можно отнести к предгорному с горной зоной создания напоров. Сусунайский, Поронайский и бассейны, выделенные в пределах бассейнов трещинных вод, являются межгорными.

Сложность тектонического строения Сахалина и резкая изменчивость литологического состава толщ определяют развитие в одновозрастных отложениях различных типов подземных вод (напорных и безнапорных; поровых, трещинных и трещинно-жильных). Вследствие этого большинство водоносных литолого-стратиграфических толщ рассматриваются как водоносные комплексы. Лишь воды отложений четвертичной системы образуют единый сложный водоносный горизонт. Выделенные водоносные комплексы не равноценны по объему стратиграфических подразделений. В пределах артезианских бассейнов существует более дробное стратиграфическое расчленение пород, в пределах бассейнов трещинных вод — более крупное.

На гидрогеологической карте Сахалина нашли отражение следующие водоносные горизонты и комплексы, выделенные по литолого-стратиграфическому принципу.

I. В артезианских и Татарском адартезианском бассейнах (рис. 58, 59): 1) сложный водоносный горизонт отложений четвертичного возраста; 2) водоносный комплекс эффузивов плиоценового возраста; 3) водоносный комплекс осадочных отложений плиоценового возраста; 4) водоносный комплекс отложений верхнемиоценового возраста; 5) водоносный комплекс отложений верхне-среднемиоценового возраста; 6) водоносный комплекс отложений средне-нижнемиоценового возраста; 7) водоносный комплекс отложений палеогенового возраста.

II. В бассейнах трещинных вод и промежуточных бассейнах положительных структур: 1) водоносный комплекс отложений датского — туронского ярусов верхнего мела; 2) водоносный комплекс отложений сеноманского яруса верхнего мела; 3) водоносный комплекс отложений верхнего мела (нерасчлененного); 4) водоносный комплекс мезозойского — верхнепалеозойского возраста; 5) водоносный комплекс образований средне-нижнепалеозойского возраста; 6) водоносный комплекс разновозрастных интрузивных образований.

Некоторые из перечисленных литолого-стратиграфических толщ на преобладающей части артезианских бассейнов Сахалина представлены преимущественно глинистыми породами, для которых более характерны воды спорадического распространения. К ним относятся отложения верхнемиоценового (окобыкайская свита и ее аналоги) возраста мощностью до 1,7 тыс. м, средне-нижнемиоценового (уйнинская и даехуриинская свиты и их аналоги) мощностью до 2,6 тыс. м и верхнеолигоценового возраста (такарадайская свита) мощностью порядка 1 тыс. м. Ограниченно развиты глинистые породы плиоценового (Диановский бассейн) возраста. Отложения средне-нижнемиоценового возраста в южной части Татарского адартезианского бассейна (невельская и холмская свиты) представлены сильнотрещиноватыми эффузивными водообильными образованиями, а верхнего миоцена в западной части Северо-Сахалинского бассейна — преимущественно песчаными водоносными отложениями.

Широкое региональное распространение мощных глинистых водоупоров обусловливает трехэтажное строение преобладающей части Северо-Сахалинского, Поронайского и Татарского бассейнов и двухэтаж-

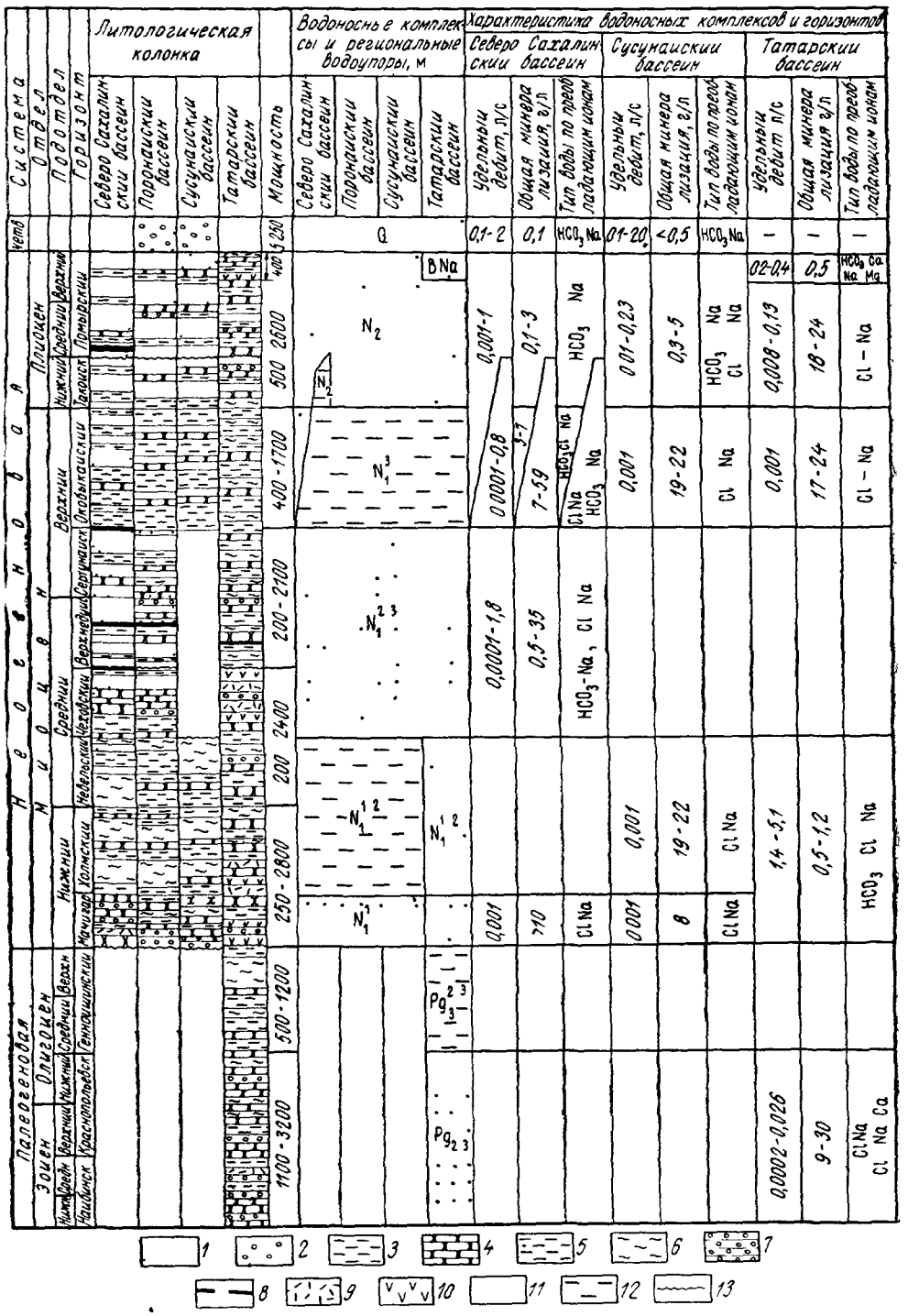


Рис. 58 Сводная гидрогеологическая колонка артезианских бассейнов Сахалина По Л. С Ледяевой, 1967.

1 — пески, *2* — галечники с песком *3* — глина, *4* — песчаники *5* — алевролиты, *6* — аргиллиты *7* — конгломераты, гравелиты *8* — угли *9* — туфы *10* — туфогенные породы, *11* — водоносные горизонты и комплексы *12* — региональные водоупоры (спорадически обводненные отложения) *13* — перерыв в осадконакоплении

ное — Сусунайского бассейна (см. рис. 59). К верхнему гидрогеологическому этажу относятся: 1) водоносный горизонт отложений четвертичного возраста, 2) водоносные комплексы эффузивов плиоценового возраста мощностью 100—400 м; 3) осадочные отложения плиоценового возраста мощностью до 2,6 тыс. м; 4) верхняя, преимущественно песчаная часть отложений верхнемиоценового возраста мощностью до 1 тыс. м.

Средний гидрогеологический этаж включает водоносный комплекс песчаных отложений верхне-средиемиоценового возраста (дагинская свита и ее аналоги) мощностью до 3 тыс. м. На юге Татарского адбассейна к нему отнесены также водоносные комплексы отложений средне- и нижнемиоценового возраста мощностью до 3 тыс. м. В Сусунайском бассейне отложения верхне-среднемиоценового возраста не встречены.

К нижнему гидрогеологическому этажу относится водоносный комплекс отложений нижнемиоценового возраста мощностью до 700 м. Только в Татарском адбассейне нижний гидрогеологический этаж включает песчаные отложения низов палеогена мощностью до 3 тыс. м.

Грунтовые воды в Северо-Сахалинском бассейне приурочены к песчаным отложениям четвертичного возраста, широко распространенным в прибрежных частях бассейна и в долине р. Тымь, а также к плиоценовым песчаным образованиям, слагающим преобладающую часть бассейна.

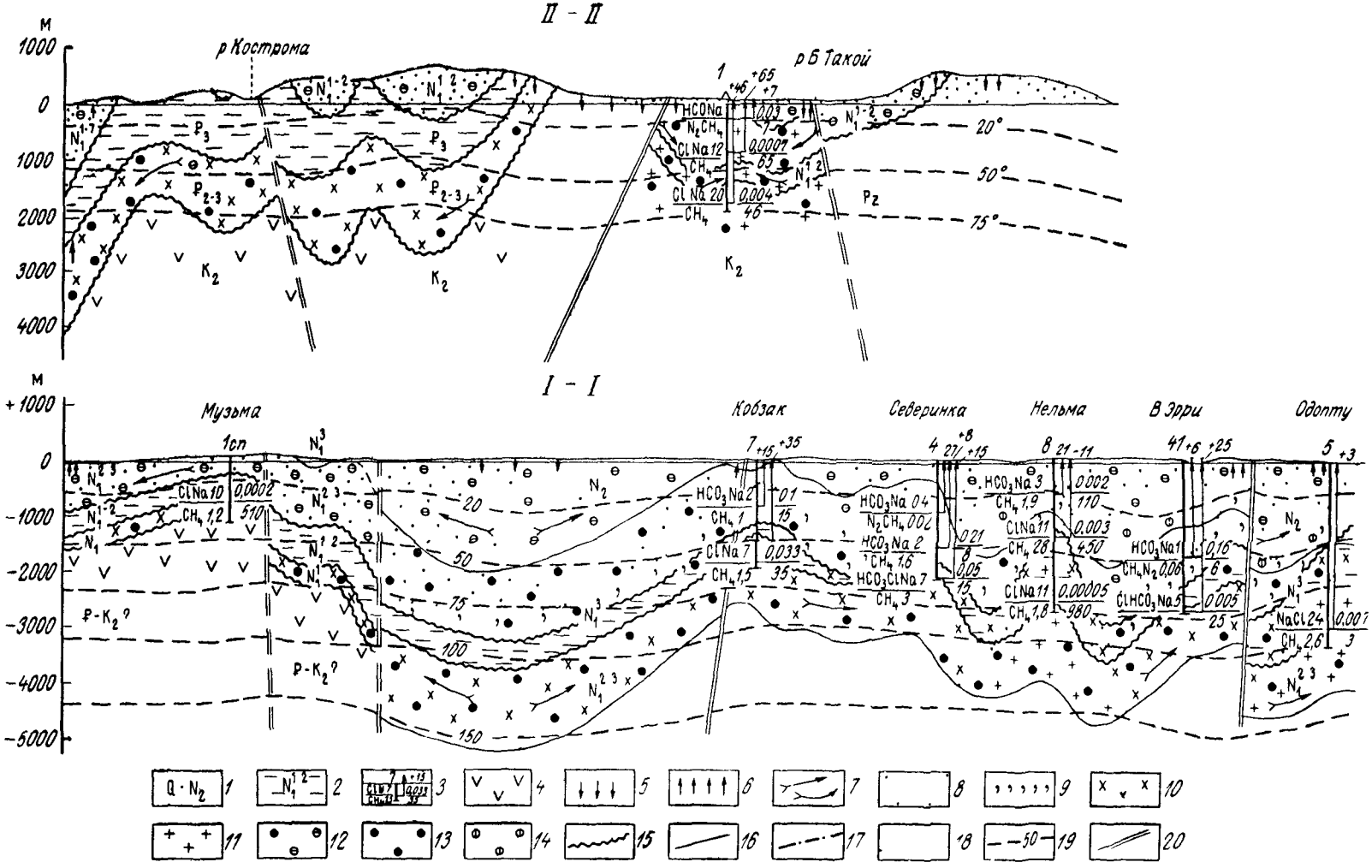
Мощность толщи грунтовых вод и вод с местным напором * изменяется в широких пределах — от десятков до тысячи метров и более. Сюда входят отложения верхнего гидрогеологического этажа преимущественно песчаных пород. Для этой толщи характерно повсеместное питание подземных вод на водораздельных участках, а разгрузка — в долинах рек и в прибрежной полосе (главным образом на западе и на севере). Установлено отражение зеркалом грунтовых вод строения рельефа и формирование сравнительно невысокого напора глубоких подземных вод (положение статического уровня обычно соответствует или немного превышает таковой грунтовых вод). Глубина зеркала на водоразделах составляет 6—12 м (до 40 м в пределах гряд и увалов), в долинах рек — доли метра. Дебит скважин, вскрывших грунтовые воды, равен 1—5 л/с, удельный дебит — 0,1—2 л/с. Естественные ресурсы вод аллювиальных отложений в бассейне р. Тымь составляют 12 500 м³/сут.

Артезианские пластовые воды вскрыты многочисленными скважинами главным образом в северо-восточной промысловой части Северо-Сахалинского бассейна на глубине от первых сотен до нескольких тысяч метров в водоносных комплексах, слагающих верхний, средний и нижний гидрогеологические этажи.

К областям питания водоносных горизонтов, расположенных ниже образований верхнего гидрогеологического этажа, отнесены: Энгизпал-Вагисская, Оссой-Вальская, Гыргыланьинская гряды, северное предгорье Набильского хребта, Армудан-Толуанское поднятие, где песчаные породы, слагающие водоносные горизонты, выходят на поверхность на высотах 100—400 м. Дебит буровых скважин, несовершенных по самоизливу, не превышает 1 л/с, достигая как исключение 10 л/с и более. Удельный дебит изменяется от 0,0001 до 1,8 л/с.

Максимальная отметка статического уровня (130 м) установлена в пределах Гыргыланьинского и Оссой-Вальского поднятий. В прибрежной части уровень обычно не превышает 10—15 м. абс. В бассейне пре-

* Возможно проявление «кажущегося» напора при значительной мощности горизонта грунтовых вод, если скважинами он вскрывается на большой глубине и уровень устанавливается на глубине, соответствующей зеркалу грунтовых вод.


II - II
р Кострома
р Б Такой
I - I
Музьма
Кобзак
Северинка
Нельма
В Эрри
Одопту
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

обладают северо-западное, северное и северо-восточное направления движения подземных вод. Пьезометрическая поверхность имеет сложную конфигурацию. Потоки подземных вод приобретают прерывисто-непрерывный характер, частично разгружаясь в сводовых частях антиклинальных складок или обходя их. В меридиональном направлении, параллельно простиранию складок и тектонических нарушений, воды движутся с большей скоростью (1—2 м/год), чем в широтном (0,2—0,8 м/год). К очагам открытой разгрузки подземных вод рассматриваемых отложений можно отнести Паромайские, Дагинские и Луньские термальные источники. В прибрежной полосе иногда отмечается проявление отжимаемых из морских впадин седиментационных вод.

Гидрохимическая зональность для горизонтов напорных вод подчинена гидродинамическим условиям. В основных областях питания подземных вод и на примыкающих к ним площадях широко развиты пресные грунтовые воды гидрокарбонатного натриевого состава и хорошего питьевого качества. Состав растворенного в этих водах газа соответствует составу измененного воздуха (без кислорода). Севернее указанных участков в нижней части разреза (ниже водоносного комплекса отложений плиоценового возраста) водообмен приобретает замедленный характер, а воды — минерализацию до 3 г/л при сохранении того же гидрокарбонатного натриевого состава. Состав водорастворенного газа азотно-метановый и метановый. На северной и восточной окраинах бассейна преобладают в разрезе соленые воды с минерализацией преимущественно 12—28 г/л хлоридного натриевого состава, обогащенные иодом (до 60—80 мг/л) и бромом (до 140 мг/л), состав водорастворенного газа метановый. К указанному участку Северо-Сахалинского бассейна приурочены месторождения нефти и газа, причем в пределах месторождений зональность нарушается проявлением подземных вод аномально-высокой минерализации и газонасыщенности, не свойственных данному гидрохимическому поясу. В составе водорастворенного газа появляется примесь тяжелых углеводородов (3—5%). На отдельных нефтегазоносных площадях (Тунгор) встречены воды относительно высокой минерализации (до 60 г/л) гидрокарбонатного натриевого состава. Водорастворенный газ этих вод углекислометановый.

На участках проявления вод, отжимаемых из морских впадин, минерализация подземных вод аномально возрастает (градиент минерализации достигает 9 г/л на 1 км), увеличивается содержание в них органогенных компонентов (иод, водорастворенные битумы и метановые газы).

Для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий на территории Северо-Сахалинского бассейна наибольший интерес представляют водоносные горизонты отложений четвертичного и плиоценового возраста. Подземные воды нижележащих водоносных комплексов на отдельных участках (Северное Колендо.

Рис. 59. Гидрогеологические разрезы через о. Сахалин — (*1—I*; *II—II*). Составили О. В. Равдоникас и Ю. Н. Андрющенко:

1 — водоносные комплексы; *2* — региональные водоупоры; *3* — скважина: вверху — номер, стрелка — замеренный статический уровень (в м) выше устья, слева в числителе — солевой состав и минерализация (в г/л), в знаменателе — газовый состав и газовый фактор подземных вод; справа в числителе — удельный дебит (в л/с), в знаменателе — понижение (в м); *4* — эффузивные сильно уплотненные породы.

Области: *5* — питания подземных вод, *6* — разгрузки, *7* — направление движения подземных потоков; *8—11* — гидрохимические зоны с минерализацией (в г/л): *8* — до 1; *9* — от 1 до 3; *10* — от 3 до 10; *11* — от 10 до 35; *12—14* — газовый состав: *12* — азотный, *13* — метановый, *14* — метано-азотный.

Границы: *15* — гидрогеологических этажей, *16* — водоносных комплексов, *17* — глинистых толщ, *18* — гидрохимические; *19* — изотермы; *20* — тектонические нарушения

Некрасовка, Пильтун, Нутово) могут быть использованы для бальнеологических целей, теплофикации и в качестве промышленных вод. Воды Дагинских термальных источников используются в лечебных целях.

В Поронайском артезианском бассейне грунтовые воды связаны с отложениями четвертичного и плиоценового возраста. Водоносный горизонт в галечниках и песках четвертичного возраста не изолирован водоупором от нижележащих водоносных песков плиоценового возраста и представляет в пределах Поронайского бассейна единый горизонт грунтовых вод мощностью 200 м. Зеркало грунтовых вод находится на глубине нескольких метров от поверхности. Основной областью питания является западная краевая часть впадины, в меньшей степени питание осуществляется в пределах всей площади бассейна. Водоносные породы обладают хорошими фильтрационными свойствами. Дебит даже несовершенных скважин составляет 5—15 л/с, удельный дебит превышает 1 л/с, нередко достигая 5—6 л/с. Модуль эксплуатационных запасов грунтовых вод в Поронайском бассейне колеблется от 1 до 10 л/с с 1 км^2.

Напорные воды почти не изучены. По данным электрокаротажа зона пресных вод достигает 1000 м в центральной части бассейна. В юго-западной прибрежной окраине бассейна в г. Макарове на глубине 225 м (плиоцен) встречены воды с минерализацией 10 г/л гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава.

Водоснабжение населенных пунктов и промышленных предприятий осуществляется за счет грунтовых вод четвертичных и плиоценовых отложений.

В Сусунайском бассейне грунтовые воды приурочены к песчаным и гравийно-галечниковым четвертичным образованиям общей мощностью 100 м и более. Питание грунтовых вод происходит в основном на участке водораздела рек Сусуя и Бол. Такой, а также на западе в предгорье. Водоносные породы обладают хорошими фильтрационными свойствами. Дебит скважин, вскрывших грунтовые воды, изменяется от нескольких до 25 л/с; удельный дебит от десятых долей до 20 л/с. Модуль эксплуатационных запасов равен 5—10 л/с с 1 км^2. Напорные воды вскрыты единичными нефтепоисковыми скважинами до мезозойского фундамента на глубинах 300—1800 м. Установлено увеличение приведенного напора с глубиной. Отметка статического уровня водоносного комплекса плиоцена не превышает 16—43 м, а в мезозойских трещиноватых образованиях достигает 1600 м. В области напора дебит самоизлива составляет 1—2 л/с, достигая на отдельных участках 7—8 л/с; удельный дебит равен 0,01—0,23 л/с. В нижележащих водоносных комплексах фильтрационные свойства пород резко снижаются. Дебит скважин по самоизливу обычно не превышает 0,5 л/с, удельный дебит равен 0,001 л/с.

Для отложений четвертичного и плиоценового возраста характерны пресные воды с минерализацией 0,2—0,3 г/л, гидрокарбонатного натриевого состава. Однако на некоторых участках (Северо-Долинское поднятие) воды с минерализацией 2,5—5,2 г/л встречены в плиоценовых отложениях на глубине 32—100 м. Состав водорастворенного газа метановый. К нижележащим водоносным горизонтам, представленным маломощными песчаными пластами внутри глинистой водоупорной толщи верхне- и средне-нижнемиоценового возраста, приурочены соленые воды с минерализацией до 19—22 г/л; воды хлоридного натриевого метанового состава, обогащенные иодом и бромом. Минерализация подземных вод водоносного комплекса песчаных отложений нижнемиоценового

возраста не превышает 8,4 г/л, состав хлоридный натриевый метановый.

Для водоснабжения городов используются грунтовые воды четвертичных отложений. В этом отношении представляет интерес также плиоценовый водоносный комплекс.

В Татарском промежуточном бассейне отрицательных структур (адартезианском) к верхней водоносной зоне эффузивных пород орловской свиты мощностью 50 м, развитой на плато Ламанон, приурочены безнапорные трещинные воды с глубиной зеркала, равной 40 м. Дебит скважин, вскрывших указанные воды, достигает 1—5 л/с, удельный дебит — 0,2—0,4 л/с. Воды пресные с минерализацией 0,5 г/л, гидрокарбонатно-хлоридного натриево-магниевого состава, хорошего качества Модуль подземного стока составляет 10—20 л/с с 1 км^2.

Сведения о напорных трещинных и трещинно-жильных водах имеются по некоторым нефтеразведочным площадям, где они вскрыты скважинами до глубин 2—3 тыс. м в водоносных комплексах плиоценового, верхнемиоценового, средне-нижнемиоценового, палеогенового и верхнемелового возраста. Наиболее высокие фильтрационные свойства пород, вмещающих напорные локальные и региональные трещинные воды, установлены для комплекса отложений средне-нижнемиоценового возраста (чеховская, невельская, холмская свиты) в Невельском районе. Комплекс представлен толщей туфогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями туффитов, туфов и туфогенных песчаников. Дебит самоизливающих скважин достигает 5—19 л/с, удельный дебит 1,4—5,1 л/с.

Приведенный напор вод возрастает с глубиной. Отметка статического уровня подземных вод верхних водоносных комплексов неогенового возраста колеблется от 12 до 46 м, а палеогеновых — превышает 500 м абс. Для трещинно-жильных палеогеновых вод и вод верхнемеловых образований, вскрытых скважинами на глубине 1900—2800 м, характерно аномально-высокое пластовое давление. Избыточное давление на устье скважины достигает $(180 \div 200) \cdot 10^5$ Па.

Предполагается общее северо-западное направление подземных потоков с разгрузкой в сводовых частях структурных поднятий в зонах разрывных нарушений, а также в Татарском проливе.

В краевых южной и западной окраинах бассейна для всех слагающих его водоносных комплексов характерны пресные воды. В Невельском районе пресные воды гидрокарбонатного натриевого состава заражены сероводородом (до 12 мг/л) при азотно-метановом составе водорастворенных газов, охватывают только водоносный комплекс отложений средне-нижнемиоценового возраста. Ниже распространены воды с минерализацией 10—15 и 31 г/л, обогащенные иодом и бромом. Состав водорастворенного газа метановый. В сводовых частях некоторых прибрежных антиклинальных складок отмечены очаги разгрузки подземных вод, проявляющиеся в аномально-высокой минерализации воды (до 17—19 г/л) на небольшой глубине (45—300 м). Состав воды хлоридный натриевый, водорастворенного газа — углекисло-метановый и метановый. К этим же участкам относятся Орловский, Старицкий, Лопатинский и Бошняковский минеральные источники, холодные и теплые, с минерализацией 0,6—18 г/л, хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные. Воды Лопатинских минеральных источников используются в лечебных целях. Практическое значение для водоснабжения могут иметь воды отложений эффузивов плиоценового возраста, однако из-за отсутствия потребителя они в настоящее время не эксплуатируются.

В бассейнах трещинных вод определяющими типами вод являются безнапорные трещинные, связанные с зоной выветривания, реже трещинно-жильные, приуроченные к тектоническим нарушениям. Характерна рассредоточенность запасов подземных вод по многочисленным бассейнам стока, тяготеющим к долинам рек. Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков на водораздельных участках и частично при конденсации водяных паров воздуха, а разгрузка — в руслах рек или на склонах долин рек. Близость участков разгрузки к участкам водосбора и большие уклоны уровня подземных вод обусловливают их динамичность и резкие сезонные колебания уровня.

Наиболее выветрелы и трещиноваты породы до глубины 10 м, а на глубине 70—100 м трещины приобретают волосной характер, породы становятся монолитными и практически безводными. Мощность водоносной зоны трещин выветривания изменяется от нескольких метров на водоразделах до 70—100 м в долинах рек, достигая 200 м на участках распространения известняков. На площадях развития водоносного комплекса интрузивных образований мощность водоносной зоны не превышает 3—20 м.

Глубина залегания уровня свободных трещинных вод зоны выветривания зависит от мощности и положения в рельефе Она изменяется от 50—100 м на водоразделах до 10 м в долинах рек.

Наибольшая трещиноватость и водоносность характерны для известняков, где воды приобретают трещинно-карстовый тип. Менее трещиноваты песчаники верхнемелового возраста в пределах Западно-Сахалинского адартезианского массива. Наименее нарушены трещиноватые песчаники мезозойского и палеозойского возраста, а также глинистые разновозрастные отложения и интрузивные образования. Соответственно максимальный дебит скважин (до 15 л/с) и источников (до 10 л/с) установлен в линзах известняка палеозойского возраста (Восточно-Сахалинский бассейн трещинных вод). Значительный дебит скважин (до 11 л/с) и источников (до 3 л/с) установлен в долинах рек из трещиноватых песчаников верхнемелового возраста (Западно-Сахалинский массив). Удельный дебит составляет 0,07—1 л/с. На участках развития верхнемеловых аргиллитов и алевролитов (Западно-Сахалинский массив), метаморфизованных дислоцированных мезозойских и палеозойских терригенных и интрузивных образований (глинистые сланцы, кварцитовые песчаники, аргиллиты, диабазы, порфириты в пределах Восточно-Сахалинского, Южно-Сахалинского и Шмидтовского бассейнов трещинных вод) дебит скважин не превышает 0,4—1 л/с, а источников — 0,5 л/с. Удельный дебит скважин не более 0,2 л/с. Указанные образования даже в пределах зоны выветривания слабопроницаемы, и нередко к ним приурочены воды спорадического распространения.

Для водоносной трещиноватой зоны выветривания характерны пресные и ультрапресные воды с минерализацией 0,02—0,5 г/л. Воды гидрокарбонатного смешанного состава.

Трещинно-жильные воды, приуроченные обычно к приконтактовой зоне верхнемеловых образований с кайнозойскими, проявляются на западной и восточной окраинах Западно-Сахалинского массива в виде минеральных источников. В западной части известны Агневские и Лесогорские термальные источники слабоминерализованных (до 1,5—2 г/л) гидрокарбонатных натриевых вод, обогащенных кремнекислотой (до 60 мг/л).

К Тымь-Паронайскому глубинному разлому, ограничивающему промежуточный бассейн положительной структуры, с востока приурочена группа Матросовских холодных источников, воды которых характери-

зуются минерализацией 7—9 г/л, гидрокарбонатным составом и высоким содержанием углекислоты (до 5 г/л). К юго-восточной окраине Западно-Сахалинского адартезианского массива приурочены три группы грязевых вулканов (Пугачевский, Восточный и Южно-Сахалинский).

Основные закономерности формирования подземных вод

Гидродинамические условия. Для решения вопросов формирования подземных вод нами была использована идея гидродинамической глубинной зональности, получившая развитие в работах Б. Л. Личкова, Ф. А. Макаренко, Г. А. Максимовича, Н. К. Игнатовича и др.

Однако при выделении гидродинамических зон мы руководствовались кроме общего гидрогеологического обоснования численными показателями скорости подземных вод и циклов водообмена. По характеру инфильтрационного подземного стока в вертикальном разрезе Сахалина выделены следующие гидродинамические зоны водообмена: свободного с подзоной интенсивного, затрудненного и весьма затрудненного (табл. 23).

Таблица 23

К характеристике гидродинамических зон Сахалина

Гидродинамические показатели	Зона водообмена		
	свободного	замедленного	весьма замедленного
Расстояние между областями питания и разгрузки, км	Более 6—70	25—120	25—120
Разность высот областей создания напора и разгрузки, км	1—0,15	0,4—0,15	0,4—0,15
Средний гидравлический уклон, градус	0,001—0,1	0,010—0,0003	0,01—0,0003
Средняя проницаемость пород, дарси	Более 0,1	0,1—0,01	Менее 0,01
Средняя скорость потока, м/год	Более 5	2—0,2	Менее 0,02
Цикл водообмена, годы	Менее 7000	12 000—600 000	Более 1 000 000

В зоне свободного водообмена, охватывающей отложения верхнего гидрогеологического этажа, породы представлены преимущественно песчаными фациями, глинистые пласты маломощны и распространены неповсеместно. Поэтому создается возможность связи подземных вод с поверхностью на большей части площади. Верхняя часть зоны свободного водообмена выше общего базиса эрозии, где породы дренированы речной сетью. Она отнесена к подзоне интенсивного водообмена. К зоне свободного водообмена приурочены безнапорные (грунтовые и трещинные) и с местным напором (пластовые трещинные и трещинно-жильные) воды. Обычно скважины, вскрывшие напорные воды зоны свободного водообмена, не самоизливают или самоизливают с избыточным давлением в несколько метров над поверхностью земли. Направление подземных вод в этой зоне соответствует направлению грунтового стока. Значительная скорость движения подземных вод обеспечила многократный промыв водоносных пород.

В зоне затрудненного водообмена связь подземных вод с поверхностью ограничена областями питания и разгрузки.

Наличие повсеместных глинистых водоупоров обеспечивает изоляцию от верхних вод зоны свободного водообмена, нарушаемую на

участках развития проводящих разломов. Зона затрудненного водообмена охватывает среднюю и нижнюю части разреза артезианских бассейнов. В западной части Северо-Сахалинского бассейна к ней относятся верхне-среднемиоценовые отложения, а в восточной части — верхи верхнемиоценового и низы плиоценового водоносных комплексов. На некоторых участках Татарского бассейна зона затрудненного водообмена охватывает палеогеновые образования, а в Поронайском и Сусунайском, возможно, всю нижнюю часть разреза осадочных отложений. Породы в зоне затрудненного водообмена промыты инфильтрационными потоками.

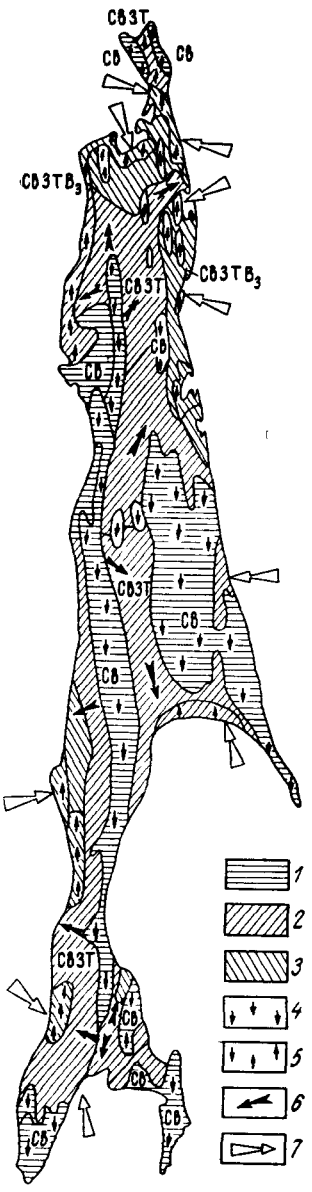


Рис. 60. Схема гидродинамической зональности (О. В. Равдоникас, 1967).

Гидродинамические пояса: *1* — свободного водообмена (Св); *2* — свободного и замедленного водообмена (СвЗт); *3* — свободного, замедленного и весьма замедленного водообмена (СвЗтВз).

Области преобладания потоков подземных вод: *4* — нисходящих, *5* — восходящих. Направление горизонтального движения потоков: *6* — инфильтрационных, *7* — седиментационных

К зоне весьма затрудненного водообмена отнесена часть разреза с очень слабой циркуляцией подземных вод, развитой лишь в приразломных зонах. Это преимущественно отдаленные от области питания подземных вод, наиболее погруженные участки антиклинальных складок. В Северо-Сахалинском бассейне к ней отнесены нижнеокобыкайский относительный водоупор и породы, залегающие ниже в Охинском районе, а также повсеместно нижняя часть разреза (средне-нижнемноценовые и нижнемиоценовые отложения).

Характер гидродинамической зональности в вертикальном разрезе и по площади Сахалина отражен на рис. 60. Однозональный пояс распространения подземных вод свободного водообмена приурочен к бассейнам трещинных вод, промежуточным бассейнам положительных структур, а также к областям питания подземных вод Северо-Сахалинского бассейна (Энгиэпал-Вагисское поднятие). Двухзональный пояс распространения подземных вод свободного и затрудненного водообмена занимает преобладающую часть площади артезианских бассейнов, и только в их краевых частях протягивается трехзональный пояс распространения вод свободного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена.

Геотемпературная обстановка. Для Сахалина характерна резкая изменчивость в разрезе и на площади геотермической ступени. В разрезе она изменяется преимущественно от 24 до 50 м/°С, на некоторых участках снижаясь до 10—15 м/°С; аномально-высокое значение геотермической ступени достигает 60 м/°С. На преобладающей площади артезианских бассейнов в верхней части разреза геотермическая ступень отражает тепловые свойства пород. Наибольшее ее значение (40—60 м/°С) характерно для верхней теплопроводящей преимущественно песчаной толщи плиоценовых отложений. В залегающей ниже глинистой теплоизолирующей

толще верхнего миоцена величина геотермической ступени не превышает 29—34 м/° С.

Минимальное значение геотермической ступени (24—28 м/° С) характерно для нижней глинисто-песчаной теплопроводящей толщи неогена, т. е. носит типичный для Сахалина вогнутый (к оси температур) характер термограммы с нулевой температурой на глубине нейтрального слоя на Северном и плюс 3—4° на Южном Сахалине.

Наибольшие геотермические ступени и наименьшие значения температур на срезах от 250 до 2000 м характерны для областей питания подземных вод и примыкающих к ним участках глубокого проникновения холодных инфильтрационных вод, а также синклинальных прогибах. В пределах сводовых частей структурных поднятий и в предразломных зонах, где проявляются восходящие потоки нагретых вод, на указанных срезах установлены положительные аномалии. Для этих участков типичен прямолинейный или выпуклый характер геотермограммы, а также положительные (до 10—12° С) температуры на глубине нейтрального слоя. На площади с геотемпературными аномалиями встречены термальные источники с дебитом 0,5—5 л/с и температурой 22—55° С.

В пределах бассейнов трещинных вод, где мощность обводненной трещиноватой зоны выветривания не превышает 50—60 м, преимущественное распространение имеют холодные воды с температурой до 20°. На преобладающей площади Северо-Сахалинского бассейна температура подземных вод в подошве осадочного чехла мощностью 2—10 тыс. м достигает 100°, а на некоторых, наиболее прогнутых участках (Помора-Выткальская, Пильтун-Чайванская, Вальская, Нобильская впадины) более 150°. В Поронайском бассейне температура подземных вод не превышает 100°. На отдельных участках Татарского и Сусунайского бассейнов можно встретить перегретые воды с температурой более 100°

Неглубокое залегание термальных вод можно ожидать на площадях с положительными геотемпературными аномалиями (северо-западная и северная окраины Северо-Сахалинского бассейна, ряд структурных поднятий, приуроченных к Эхабинскому взбросо-надвигу и другим разломам).

Гидрохимическая характеристика. На Сахалине установлено зональное изменение минерализации и состава подземных вод по площади и в вертикальном разрезе. Для подземных вод зоны интенсивного водообмена горизонтальная гидрохимическая зональность обусловлена влиянием моря и проявляется в постепенном переходе от гидрокарбонатных кальциевых или смешанных по катионам ультрапресных и пресных вод, с минерализацией в среднем до 0,2 г/л, к гидрокарбонатно-хлоридным или хлоридным натриевым солоноватым водам с минерализацией 1—2 г/л. На отдельных участках общая гидрохимическая зональность нарушается, и в зоне распространения пресных вод появляются солоноватые или соленые воды с аномальным составом, что обусловлено восходящими потоками глубоких вод и частично проявляется в выходах минеральных источников.

Характерным для грунтовых вод Сахалина является их бессульфатность (содержание сульфатов в среднем 12 мг/л). Повышенное по сравнению с фоновым содержание сульфатов в составе грунтовых вод появляется на локальных площадях, сложенных пиритоносными породами, за счет окисления пирита инфильтрационными водами неглубокой циркуляции. При этом формируются воды смешанного анионного и катионного состава. Такие участки отмечены в пределах п-ова Шмидта, в бассейне р. Найба, где распространены богатые пиритом вулканоген-

ные образования. Газовый состав грунтовых вод почти не изучен. Имеются лишь сведения о составе водорастворенных газов минеральных источников. Воды минеральных источников, формирующиеся за счет глубинных, обогащены углекислым газом (Синегорские, Матросовские, Южно-Сахалинские, Пугачевские, возможно, Старицкие). В составе водорастворенных газов источников, образующихся за счет разгрузки вод глубоких горизонтов или седиментационных вод, преобладает метан (Дагинские, Паромайские, Лунские, Агниевские, Лесогорские, Антоновские, Чеховские). На западном борту Западно-Сахалинского адартезианского бассейна широкое распространение имеют сероводородные источники. Предполагается, что они связаны с водами неглубокой циркуляции (минерализация воды менее 0,1 г/л, воды хлоридные) и формируются в результате сложных окислительно-восстановительных процессов в пиритоносных вулканогенных образованиях невельской и холмской свит, к которым приурочены выходы сероводородных вод.

Глубинная гидрохимическая зональность, по-видимому, обусловлена геотемпературными и гидродинамическими условиями.

В вертикальном разрезе артезианских бассейнов Сахалина выделены следующие гидрохимические зоны (по И. К. Зайцеву):

А — преимущественно пресных вод с минерализацией менее 1 г/л гидрокарбонатного натриевого состава. Воды практически бессульфатные. Состав водорастворенного газа соответствует составу измененного (без кислорода) растворенного воздуха, иногда с примесью углекислоты и метана. Содержание аргона превышает 0,2%, гелия не более 0,01%. По абсолютному содержанию гелия возраст воды составляет около 1 млн. лет. Газонасыщенность невелика, упругость водорастворенного газа несравненно меньше пластового давления. Исключение составляют воды, связанные со скоплениями углеводородов, иногда обогащенные метаном.

$Б_3$ — слабосолоноватых вод с минерализацией 1—3 г/л. Воды преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

$Б_{10}$ — сильносолоноватых вод с минерализацией 3—10 г/л.

$Б_{20}$ — слабосоленых вод с минерализацией 10—20 г/л.

$Б_{35}$ — сильносоленых вод с минерализацией 20—35 г/л.

Подземные воды зон $Б_{10}$, $Б_{20}$, $Б_{35}$ имеют гидрокарбонатно-хлоридный или хлоридный натриевый, реже хлоридный кальциево-натриевый состав и практически бессульфатные. Содержание микрокомпонентов растет в соответствии с увеличением минерализации. Хлор-бромный коэффициент изменяется в широких пределах без особых закономерностей, так же как и иодо-бромный, значение которого составляет 0,1—2. Солоноватые и соленые воды обычно обогащены метановыми или углекисло-метановыми газами. Процентное содержание аргона в этих водах менее 0,001% в Северо-Сахалинском бассейне и менее 0,05% в южных бассейнах. Абсолютное содержание аргона, по-видимому, связано с поступлением из воздуха, но на некоторых участках, где предполагается проявление поствулканических процессов (Тунгор, Холмская площадь, некоторые минеральные источники), возрастает в несколько раз. Повышенному содержанию аргона и гелия в воде сопутствует обогащение подземных вод углекислотой. Процентное содержание гелия в солоноватых и соленых водах Северо-Сахалинского бассейна составляет 0,001—0,01, а в южных бассейнах достигает 0,009—0,029. Соответственно отношение гелия к аргону на севере равно 0,001—2,05, а на юге до 0,1—1.

По абсолютному содержанию гелия возраст солоноватых вод несравненно «моложе» возраста вмещающих отложений, а соленых вод

примерно соответствует ему. Причем на участках проявления восходящих потоков подземных вод (Красногорская, Холмская площади), а также на месторождениях Тунгор, Некрасовка содержание гелия в значительной степени (в 2—3 раза) превышает то его количество, которое могло накопиться из вмещающих пород.

На схеме гидрохимической зональности (рис. 61), как результат обобщения фактических материалов по минерализации и составу подземных вод, для каждого артезианского бассейна приведена последовательность залегания и мощность гидрохимических зон в разрезе, а также площадное распространение гидрохимических поясов, характеризующихся равным количеством и составом гидрохимических зон.

Условия формирования подземных вод. Главные особенности формирования подземных вод на Сахалине определяются его молодостью, незаконченностью развития геосинклинальной области, активностью геологических эндогенных и экзогенных процессов, а соответственно и обновлением подземных вод различного генезиса.

Баланс подземных вод включает следующие составные части различного происхождения, перечисленные в порядке их значимости: 1) инфильтрационные воды; 2) седиментационные воды; 3) воды геохимических реакций; 4) эндогенные воды.

Инфильтрационные воды составляют максимальную долю в балансе подземных вод Сахалина, переживающего в современную эпоху инфильтрационный этап. В пределах бассейнов трещинных вод инфильтрационный этап начался с середины плиоцена, а в артезианских и адартезианских бас-

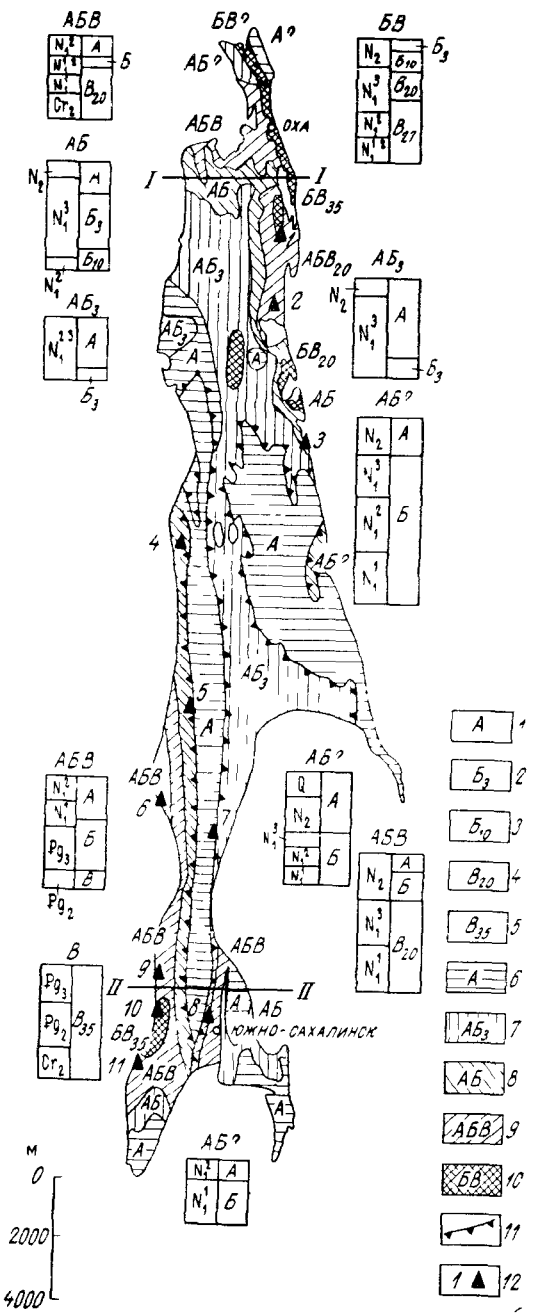


Рис. 61. Схема гидрохимической зональности. По О. В. Равдоникас, 1967.

На гидрохимических разрезах выделены зоны распространения вод с минерализацией (в г/л) *1* — менее 1; *2* — 1—3; *3* — 3—10, *4* — 10—20; *5* — 20—35 Гидрохимические пояса (по И. К. Зайцеву): *6, 7, 8, 9, 10, 11* — границы артезианских бассейнов; *12* — минеральные источинки (цифры на схеме): 1 — Паронайские, 2 — Дагинские, 3 — Луньскне, 4 — Агневскне, 5 — Лесогорские, 6 — Старицкне, 7 — Пугачевский и Восточный грязевые вулканы; 8 — Синегорские источники и Южно-Сахалинский грязевой вулкан; 9 — Чеховские, 10 — Антоновские; 11 — Невельскне

сейнах только в начале четвертичного времени. Формированию больших запасов инфильтрационных вод благоприятствуют: 1) климатические условия — морской влажный климат, существенное преобладание осадков над испарением в течение всей кайнозойской истории; 2) широкое развитие на поверхности преимущественно песчаных рыхлых плиоценовых осадков, имеющих значительную мощность в синклинальных зонах; 3) небольшие пути фильтрации.

Седиментационные воды на острове, так же как и инфильтрационные, постоянно возобновляют свои запасы за счет окружающих морских седиментационных бассейнов. Седиментационный водообмен проявляется в окраинах прибрежных участков артезианских бассейнов (Некрасовка, Северное Колендо в Северо-Сахалинском бассейне, в Татарском бассейне), очевидно, на участках разгрузки подземных вод затрудненного водообмена.

Воды геохимических процессов образуются в основном в результате восстановления геохимически молодого захороненного органического вещества, содержащегося в значительных количествах (до 1%) в осадочных кайнозойских образованиях. Эндогенные воды также имеют некоторое значение в общем балансе подземных вод. Они проявляются главным образом в зонах глубинных обновляемых разломов, в районах, где в настоящее время зафиксированы грязевые вулканы, аномально-высокие пластовые давления (до $200 \cdot 10^5$ Па на устье скважины), высокая температура воды (геотермическая ступень до 7—10 м/°С), минеральные источники в пределах бассейнов трещинных вод.

Главное влияние на формирование гидрохимической зональности оказывают гидродинамические условия. Наблюдается совпадение расположения однозначных поясов проявления разного вида зональности подземных вод. Зависимость гидрохимической зональности Сахалина от условий водообмена подтверждается и газовым составом подземных вод, причем наиболее четко по содержанию в них инертных газов. Проявление наиболее сложной гидрохимической зональности приурочено к отдаленным от областей питания и близким к участкам возможного седиментационного водообмена площадям, в разрезе которых существенное значение приобретают глинистые породы при значительной мощности осадочных образований.

Нефтегазоносные структурные поднятия и непроводящие тектонические нарушения являются в современную эпоху барьером для подземных водотоков, поэтому вблизи этих участков циркуляция подземных вод весьма затруднена. Судя по составу вод, обогащенных хлоридами и гидрокарбонатами натрия, а также микрокомпонентами, органическими соединениями, горючими газами, сравнительно повышенному отношению гелия к аргону, значительную долю в них составляют захороненные седиментационные воды.

Для решения вопроса о формировании состава подземных вод представляют интерес данные о среднем содержании элементов в водах Сахалина. Элементы гидросферы (Cl, Br, Na, Mg) содержатся в водах Сахалина в меньшем количестве, чем в морской воде, и в большем, чем в литосфере. Вместе с тем элементы выщелачивания — Al, Li, Ti, V, Mn, Fe — содержатся в больших количествах в подземных водах Сахалина, чем в гидросфере, но в меньших концентрациях, чем в литосфере.

На основании комплекса гидрохимических данных наиболее убедительным является объяснение формирования солевого состава подземных вод в зоне весьма затрудненного водообмена, а в прибрежных участках в зоне затрудненного водообмена за счет древних иловых вод, претерпевших в процессе диагенеза осадков и в последующие геологические периоды их жизни существенные изменения и разбавление ин-

фильтрационными водами. В зонах свободного и затрудненного водообмена формирование солевого состава подземных вод происходит за счет выщелачивания инфильтрационными водами солей из пород. Повышенное содержание углекислоты и инертных газов в составе водорастворенного газа (Тунгор, Красногорск, Холмск, минеральные источники и грязевые вулканы) обусловлено локальными проявлениями магматических процессов, с влиянием которых связаны и минеральные источники, приуроченные к глубинным разломам. В прибрежных районах существенное влияние на грунтовые воды оказывают морские воды. Формирование состава грунтовых вод за счет солевого комплекса атмосферных осадков на морских побережьях Сахалина возможно только в хорошо проницаемых плиоценовых и четвертичных отложениях. В большей степени на состав грунтовых вод оказывают влияние вмещающие их породы.

В современную эпоху формирование состава грунтовых вод происходит в климатической зоне повышенного увлажнения, в условиях почти полного отсутствия легкорастворимых и соленосных пород.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Неисчерпаемы естественные ресурсы и запасы пресных вод Сахалина, представляющие интерес для водоснабжения. Они широко распространены в зоне свободного водообмена в пределах следующих водоносных горизонтов и комплексов: 1) сложный водоносный комплекс отложений четвертичного возраста; 2) водоносный комплекс эффузивов плиоценового возраста; 3) водоносный комплекс осадочных отложений плиоценового возраста; 4) водоносный комплекс отложений верхнемелового возраста; 5) водоносные зоны отложений палеозойского возраста.

На некоторых участках артезианских бассейнов (прибрежная полоса, отдельные структурные поднятия) пресные воды отсутствуют в разрезе или охватывают только первые десятки метров. Наибольшие запасы подземных вод, пригодных для водоснабжения в артезианских бассейнах, приурочены к синклиналям, где мощность зоны пресных вод достигает 1000 м и более. В настоящее время для водоснабжения используются в основном воды четвертичных отложений в Поронайском и Сусунайском бассейнах и в меньшей степени плиоценовых в Северо-Сахалинском бассейне. Модуль эксплуатационных ресурсов грунтовых вод составляет в Поронайском и Сусунайском бассейнах 2—5 л/с с 1 км^2.

Представляют интерес в лечебных целях воды затрудненного и весьма затрудненного водообмена во всех артезианских бассейнах, а также и трещинно-жильные воды, проявляющиеся в виде многочисленных (свыше 60 групп), разнообразных по солевому и газовому составу воды, минеральных источников.

В. В. Ивановым выделены на Сахалине следующие типы минеральных вод: 1) углекислые мышьяковистые холодные высокоминерализованные; 2) углекисло-метановые холодные высокоминерализованные воды грязевых сопок; 3) метановые и азотно-метановые термальные слабоминерализованные щелочные воды; 4) метановые холодные высокоминерализованные щелочные воды; 5) азотно-метановые слабосероводородные слабоминерализованные холодные воды.

По бальнеологическим свойствам наибольшую ценность представляют Синегорские углекислые, мышьяковистые, бромные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые высокоминерализованные холодные воды; Лесогорские метановые и азотно-метановые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и Дагинские хлоридные натриевые щелочные слабоминера-

лизованные термальные воды; Лопатинские хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые щелочные высокоминерализованные воды. В настоящее время минеральные воды используются в санаториях «Сахалин», «Горняк», «Чайка» и в ряде других водолечебниц (Дагинская, Лесогорская, Лопатинская).

Следует учесть возможность использования подземных вод Сахалина для теплофикации. В Холмском районе самоизливающиеся горячие воды получены с глубины 100—200 м. Высокая температура и значительная водообильность пород отмечены на многих нефтеразведочных и промысловых площадях (например, Красногорской, Некрасовской, Северо-Колендинской, Армуданской и др.).

Богатейшие, весьма разнообразные гидроминеральные промышленные и лечебные ресурсы позволяют создать на Сахалине полноценные санаторно-курортные учреждения с различными видами курортного лечения, а также развивать химическую промышленность на их основе.

Важное практическое значение приобрели подземные воды для прикладных целей, в частности как критерий нефтегазоносности недр Сахалина, как поисковый критерий на другие полезные ископаемые.

Изменение естественных условий залегания подземных вод под влиянием хозяйственной деятельности человека связано с эксплуатацией промысловых площадей. Длительная эксплуатация нефтяных и газовых залежей привела к созданию значительных депрессий. Однако, как правило, нефтяные и газовые месторождения приурочены к площадям, ограниченным разломами от общей водонапорной системы. В большинстве своем они носят локальный характер.

Глава 6.

ТИМАНО-УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (VII)

Тимано-Уральская палеозойская складчатая область с системой Печорских артезианских бассейнов выделена при гидрогеологическом районировании территории СССР в связи с тем, что на подавляющей части территории области в строении ее на поверхности участвуют преимущественно палеозойские породы, которые в окружающих артезианских бассейнах слагают глубоко залегающий фундамент.

В состав области входят: территории горно-складчатого Урала, включая хр. Пай-Хой на севере и Мугоджарские горы на юге, Тиманский кряж и Печорская низменность, занимающая пространство между Тиманом и Уралом.

Границы области (кроме северной) определяются контуром развития сплошного покрова мезо-кайнозойских отложений, за которым палеозойский складчатый комплекс постепенно погружается на значительную глубину. Северная граница области совпадает с береговой линией Северного Ледовитого океана.

Тимано-Уральская складчатая область граничит с платформенными артезианскими областями: Восточно-Европейской на западе, Западно-Сибирской на востоке и Туранской на юге, вдаваясь в последнюю клином. При протяженности с севера на юг около 2500 км и ширине от 1000 км на севере до 140 км в самой узкой части (Средний Урал) общая площадь области составляет 843,3 тыс. км^2, из которых на долю системы Печорских артезианских бассейнов приходится 288 тыс. км^2.

Гидрогеологическая изученность области весьма неравномерна. Наиболее изучена территория, относящаяся преимущественно к Среднему и Южному Уралу (горнопромышленный Урал). Для всей этой территории имеются мелкомасштабные гидрогеологические карты, а кондиционными гидрогеологическими съемками средних масштабов покрыто порядка 60% территории. В отдельных районах проводились гидрогеологические съемки и крупных масштабов, но суммарная площадь их составляет не более 7%.

В пределах Среднего и Южного Урала проведено большое количество поисково-разведочных гидрогеологических работ, изучались гидрогеологические условия многочисленных и разнообразных месторождений полезных ископаемых, на многих объектах проводились многолетние режимные исследования. Большой фактический материал дало бурение нескольких тысяч одиночных водозаборных скважин и проведение инженерно-геологических исследований.

Несколько хуже изучена территория Мугоджарских гор, где основными источниками информации являются материалы гидрогеологических съемок и бурения одиночных водозаборных скважин.

Наименее изучены Северный и Полярный Урал (включая Пай-Хой), Тиман и Печорская низменность. В пределах этой части области гидро-

геологическими съемками мелких масштабов покрыто лишь около 14% территории, а съемками средних масштабов менее 9%, причем преимущественно в пределах Печорской низменности. По значительной части территории, в том числе и по прилегающей к Северному Ледовитому океану, гидрогеологические материалы почти отсутствуют.

Физико-географические и геолого-структурные условия

Особенности географического положения области, представляющей на значительном протяжении (по меридиану) водораздел между европейской и азиатской частями страны, обусловливают, в сочетании с прочими факторами, значительное разнообразие ее природных ландшафтов.

С севера на юг область входит в различные климатические пояса. На крайнем юге области климат резко континентальный, с длинным и жарким летом и короткой, но относительно суровой зимой, сопровождающейся оттепелями. Для летнего периода характерен большой перепад между дневными и ночными температурами, а в целом высокие средние температуры и незначительное количество осадков обусловливают большой дефицит влажности.

Между этими крайними районами располагаются переходные климатические зоны, на характере которых отражается не только региональная климатическая зональность, но и местные условия, в частности гипсометрическое положение местности (рис. 62).

Общая закономерность изменения климатических факторов в пределах области, обусловленная широтным положением, заключается в повышении с севера на юг среднегодовой температуры воздуха (от минус 7 до плюс 4,6° С), в уменьшении годового количества осадков (в общем случае от 800—900 до 150—200 мм) и в увеличении суммарного испарения (от 125—150 до 1000 мм и более).

В горных районах наблюдается вертикальная зональность в виде увеличения с высотой количества осадков и снижения среднегодовых температур.

Наконец, на характер распределения осадков влияет и орография района. Так, несущие основную влагу ветры западных и северо-западных румбов, встречая на своем пути меридионально вытянутые хребты Урала, отдают влагу западным склонам, а опускающиеся за Уралом воздушные массы имеют резко пониженную влажность. Поэтому на всем протяжении Урала количество осадков на его западном склоне значительно больше, чем на восточном. В связи с этим широтная зональность распределения осадков несколько нарушается. Наибольшее количество осадков (до 900 мм и более) приходится на западный склон Северного и Полярного Урала, для которого характерны наиболее высокие хребты. К югу количество осадков уменьшается и в пределах Среднего Урала составляет 400—500 мм на восточном склоне и 500—600 мм — на западном. Однако еще южнее, в пределах высоких хребтов западного склона Южного Урала осадки вновь достигают 700—800 мм, тогда как на восточном склоне количество их уменьшается до 300—400 мм. В самой южной части области количество осадков снижается до 125—150 мм. Снижение годовых осадков (до 300—400 мм) наблюдается и в крайне северных частях области.

По характеру растительности в пределах области выделяется несколько последовательно сменяющихся зон. На крайнем севере развита зона тундр, подразделяемая на несколько подзон. Южнее, на широте Полярного круга начинается лесотундра, переходящая в районе 66° с. ш. в зону тайги. Еще южнее, в пределах Среднего Урала, имеющего пониженное гипсометрическое положение, появляется таежно-лесная зона,

переходящая далее в лесостепь. Заканчивается Урал на юге типично степными ландшафтами, среди которых широко развиты каменистые степи.

В распределении этих ландшафтов определенную роль играет рельеф, обусловливающий вертикальную зональность. На высоких горных вершинах располагается гольцовая зона (или зона горных тундр), ландшафты которой характеризуются развитием голых скал и каменных рос-

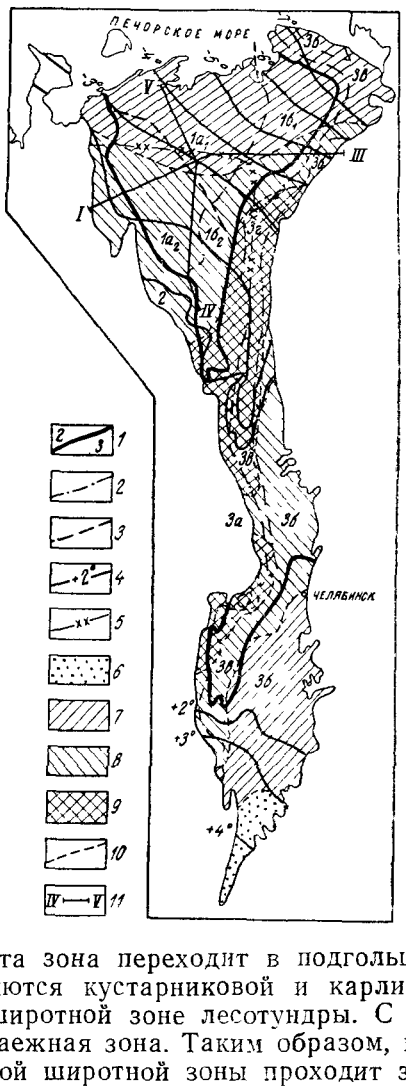


Рис. 62. Схема гидрогеологического районирования (с элементами климата) Уральской складчатой области (VII)

1 — граница систем бассейнов и их наименования (цифры на схеме): 1 — Печорская система артезианских бассейнов, 2 — Канино-Тиманская система бассейнов трещиных вод, 3 — Уральская система трещиных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод; *2* — границы районов второго порядка и их наименование (цифры на схеме): 1а — Печорский, 1б — Печоро-Предуральский, 2а — трещинно-карстовые и трещинные грунтовые воды в породах верхнего и среднего палеозоя Западно-Уральской зоны складчатости, 2б — трещинно-жильные и трещинные грунтовые воды в породах среднего и нижнего палеозоя Тагильско-Магнитогорского прогиба, Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба на восточном склоне Урала, 3в — трещинные грунтовые воды в породах нижнего палеозоя и протерозоя Центрально-Уральского поднятия; *3* — границы районов третьего порядка и их название: $1а_1$ — Большеземельский артезианский бассейн, $1а_2$ — Ижма-Печорский артезианский бассейн, $1б_1$ — Усино-Коротаихинский артезианский бассейн, $1б_2$ — Верхне-Печорский артезианский бассейн; *4* — изотермы среднегодовой температуры (жирная линия в районе Челябинска — изотерма +1°); *5* — граница многолетнемерзлых пород: среднегодовая сумма осадков; *6* — до 200 мм; *7* — от 200 до 400 мм; *8* — от 400 до 600 мм; *9* — от 600 до 700 мм; *10* — граница между районами с различной суммой осадков; *11* — линии разрезов

сыпей. По мере снижения высот эта зона переходит в подгольцовую зону, ландшафты которой дополняются кустарниковой и карликовой растительностью и соответствуют широтной зоне лесотундры. С отметок 1100—750 м начинается горно-таежная зона. Таким образом, в горных районах южная граница каждой широтной зоны проходит значительно южнее такой же зоны в предгорьях.

Эти ландшафты оказывают влияние на условия формирования подземных вод. В таежных и таежно-лесных районах увеличивается доля подземного стока, поскольку развитая здесь растительность обусловливает меньший нагрев почв по сравнению с открытыми районами, что снижает испарение летом и задерживает таяние снега весной. Все это приводит к общему увеличению инфильтрации осадков и увеличению доли подземного стока.

В условиях степных ландшафтов летом происходит перегрев почв, резко увеличивается испарение, а снеготаяние весной протекает бурно

и в короткое время. Все это приводит к резкому ослаблению питания подземных вод за счет атмосферных осадков.

Особые условия возникают в зоне тундр и лесотундр, где суровая климатическая обстановка явилась предпосылкой развития многолетней мерзлоты, резко ограничивающей водообмен между поверхностными и подмерзлотными водами. Даже участки развития таликов не имеют большого значения вследствие довольно длительного сезонного промерзания.

В орографическом отношении в пределах области выделяются три различные по характеру рельефа части — Урал, Тиман и Печорская низменность, причем определяющим является облик собственно Урала. Уральская горно-складчатая область выражена несколькими, параллельно расположенными горными хребтами, которые разделены депрессиями, имеющими в целом меридиональное простирание. В формировании орографического облика Урала основную роль играли геолого-структурные факторы и в меньшей мере климатические.

Характерна приуроченность высоких ярусов горного рельефа к положительным геологическим структурам и к породам преимущественно допалеозойского и палеозойского возраста, в составе которых широкое развитие имеют мощные толщи плотных кварцитов и метаморфических кварцитовых сланцев. Так, например, хр. Уралтау в целом представляет сложное, меридионально вытянутое антиклинальное поднятие, в ядре которого выходят устойчивые относительно выветривания древние метаморфические толщи.

Более низкие ярусы горного рельефа, представляющие склоны горных хребтов и некоторые высокие межгорные депрессии, приурочены к менее устойчивым породам: конгломератам, песчаникам, сланцам, эффузивам и т. п. В структурном отношении это преимущественно крылья складчатых систем, в пределах которых вторичная складчатость приводит к разнообразию более мелких форм рельефа, причем в формировании их большое значение имеют и процессы эрозии.

Наконец, наиболее глубокие межгорные впадины меридионального простирания приурочены к основным синклинальным структурам, с развитием в ядре неустойчивых относительно выветривания карбонатных пород и глинистых сланцев. К таковым относятся Нижне-Сергинская синклиналь, сложенная карбонатными породами силура и девона, а также Прибельская депрессия, приуроченная к Зилаирскому синклинорию и сложенная комплексом терригенно-карбонатных отложений палеозоя.

Большое значение в формировании рельефа имеет ундуляция шарниров основных складчатых структур Урала, проявляющаяся в различных планах. В плане всего горного сооружения ундуляция обусловливает выделение среднегорных типов рельефа Северного и Южного Урала, с отметками вершин более 1000 м, а также низкогорного рельефа Среднего Урала и Мугоджарских гор, со средними высотами порядка 300—400 м и отдельных вершин не более 700 м.

В плане отдельных хребтов ундуляция шарниров обусловливает распределение высот и поперечных понижений. Так, высота и наиболее высокие вершины хребтов Урала совпадают с брахиантиклинальными поднятиями общих меридионально вытянутых структур (Народная — 1894 м, Ямантау — 1638 м, Ишерим — 1331 м и др.). В меньшей степени высокие вершины совпадают с крупными интрузиями главным образом основных пород (Денежкин Камень — 1493 м, Качканар — 883 м и др.).

С глубокими опусканиями шарниров основных складчатых структур совпадают широкие поперечные понижения, разделяющие меридио-

нально вытянутые хребты на отдельные отрезки, часто получающие самостоятельные наименования. Так, наиболее восточный хребет Уральской геосинклинали на южной оконечности представлен Мугоджарскими горами, далее к северу орографически выраженный хребет известен под названием Уралтау, еще севернее располагаются хребты Уральский, Хозя-Тумп, Поясовый Камень, Исследовательский Кряж и т. д.

Эти хребты отделены друг от друга поперечными понижениями, в пределах которых развит горно-останцовый или выровненный останцовоувалистый рельеф, в котором осевая часть складчатой структуры орографически не выражается или прослеживается в виде цепочки небольших возвышенностей Наиболее резким является косоширотное понижение между Мугоджарскими горами и хр. Уралтау, имеющее почти равнинный денудационный рельеф. Центральная часть этого понижения осложнена тектоническим поднятием, которому отвечает Урало-Тобольский водораздел.

Сочетание всех описанных выше особенностей создало на Урале такие своеобразные условия, когда осевая линия этой горной системы, соответствующая наиболее высоким хребтам, не везде совпадает с линией главного водораздела, определяющего основные направления стока. При асимметричном строении Уральской горной системы главный водораздел ее преимущественно проходит по восточным хребтам, а в южной части — по Урало-Тобольскому водоразделу восточнее орографически выраженных хребтов. Высокие горные хребты осевой линии совпадают с водоразделами, т. е. являются восточными только в северной части системы. Южнее они отходят от линии главного водораздела к западу и уже на Среднем Урале занимают центральное положение; на Южном Урале наиболее высокими являются западные хребты.

Рельеф Тиманского кряжа значительно отличается от описанного выше. Это преимущественно низкогорный рельеф, характеризующийся плоскими возвышенностями, связанными с глыбовыми поднятиями фундамента. Орографически кряж характеризуется относительными превышениями около 300 м.

Гидрогеологическое значение горного рельефа Урала и Тимана заключается в преимущественном формировании поверхностного стока и лишь в продольных межгорных депрессиях складываются благоприятные условия для накопления подземных вод. Вместе с тем сформированный подземный сток в значительной мере выклинивается уже в пределах складчатой области и почти не участвует непосредственно в питании пластовых вод прилегающих платформенных областей.

Печорская низменность в орографическом отношении представляет слабо наклоненную к северу равнину, имеющую средние абсолютные отметки 100—150 м. В равнинном рельефе низменности выделяется несколько грядовых возвышенностей, с наиболее высокими отметками в пределах 220—270 м. Значительная выровненность рельефа низменности обусловливает замедление поверхностного стока, что улучшает условия питания подземных вод.

По особенностям геологического строения, типу структур, по времени и истории их формирования, характеру и составу развитых в них горных пород территория региона подразделяется на три структуры первого порядка: Тиман, Урал и Печорская синеклиза. Последние две структуры, в свою очередь, могут быть подразделены на ряду структур второго порядка.

Самой западной структурой первого порядка является Канино-Тиманская антеклиза, принадлежащая к эпирифейской платформе, возникшей в зоне ее примыкания к архейско-протерозойской части Русской плиты. По своему простиранию она отличается от основных ураль-

ских структур и протягивается сравнительно широкой полосой с северо-запада на юго-восток. В структурном отношении антеклиза представляет собой систему блоковых поднятий типа горстовых выступов и крупных антиклиналей коробочного вида, разделенных тектоническими, грабенообразными депрессиями. В положительных формах на поверхность выведены древние, местами протерозойские образования; отрицательные структуры слагаются осадочными верхнепалеозойскими породами.

Главнейшей структурой первого порядка служит собственно Уральское горно-складчатое сооружение, имеющее характерное для него меридиональное простирание. Значительная часть западного склона Урала занята структурой второго порядка, так называемой Западно-Уральской зоной линейной складчатости. Она представляет собой крупную моноклиналь, усложненную складками разных порядков. В области Среднего Урала зона образует в плане огромный изгиб, обращенный выпуклостью на запад и известный под названием Уфимского амфитеатра. Несмотря на довольно интенсивную дислоцированность зоны, общая напряженность складчатости здесь значительно меньше, чем в других частях и зонах Урала. В литологическом составе преобладают карбонатные и терригенные осадки, имеющие возраст от нижнего ордовика до нижней перми. Вулканогенные породы имеют незначительное распространение.

Восточнее отмеченной зоны в водораздельной, горной части Урала располагается следующая структура второго порядка — Центрально-Уральское поднятие. Это сложное сооружение включает в себя ряд крупных антиклинальных структур, сложенных древними, кембрийско-протерозойскими образованиями, между которыми располагаются более узкие структуры синклинального или синклинально-седловинного типа, выполненные палеозойскими отложениями. Из крупных антиклинальных структур следует отметить Пай-Хойский, Верхне-Печорско-Исовский, Кваркушско-Каменногорский и Башкирский мегантиклинории. Структурами синклинального типа являются: Шунутско-Билимбаевский седловинный прогиб, Койвенско-Улсовский и Зилаирский мегасинклинории. Все эти структуры осложнены складками более мелких порядков, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями типа сбросов и надвигов и прорезаны жильными телами.

Следующей к востоку общеуральской структурой, лежащей уже в пределах восточного склона, является Тагильско-Магнитогорский прогиб, в тектоническом отношении представляющий сложную асимметричную структуру синклинального типа, с более пологим западным крылом и более крутым, местами запрокинутым — восточным. Дополнительно структура осложнена складчатостью, многочисленными тектоническими разрывами и вулканической деятельностью. Прогиб резко сужен в плане. На север от этого места располагается Тагильский мегасинклинорий, а на юг — Магнитогорский. Обе структуры сложены в основном осадочными и вулканогенными толщами среднего палеозоя. Большое развитие в прогибе получили интрузивные образования разнообразного состава — от кислого до ультраосновного. По времени внедрения они относятся к разным этапам среднего палеозоя.

Следующая к востоку структура второго порядка — Восточно-Уральское поднятие. Это огромное сооружение, занимающее большую часть восточного склона Урала, отличается наиболее сложным строением. В отличие от предыдущих, структура не обнаруживает внутреннего единства и состоит из ряда антиклиналей, расположенных в виде трех вытянутых субмеридионально зон, разделенных продольными синклиналями. Отдельные положительные структуры внутри антиклиналей

разобщены первичными седловинными погружениями. Крупные структурные формы усложнены разнообразными складками более высоких порядков. Важнейшую роль в строении играют разломы, нередко подчеркиваемые интрузивными поясами и зонами рассланцевания, обусловливающие очень сложное складчато-блоковое строение.

Восточно-Уральское поднятие сложено осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными и метаморфическими толщами, охватывающими в совокупности очень широкий возрастной диапазон — от докембрия до нижнего карбона включительно. Общая стратиграфическая последовательность отложений в сводном разрезе поднятия нарушается местными и региональными стратиграфическими перерывами, сопровождаемыми угловыми несогласиями. Очень широким развитием здесь пользуются интрузивные породы разнообразного состава. Среди них на первое место следует поставить позднепалеозойские граниты, основная масса которых, в общеуральском масштабе, сосредоточена в этой структуре. Они образуют здесь бесчисленные мелкие и ряд крупных массивов, внедрение которых приурочено к ядрам антиклиналей. Другие интрузивные породы — перидотиты (большей частью серпентинизированные), габбро, диориты и кислые дифференциаты габбровой магмы — также имеют широкое распространение и обычно связаны с синклиналями. По возрасту они относятся преимущественно к среднему — верхнему девону и нижнему карбону.

Последней структурой второго порядка является Восточно-Уральский прогиб. Часть восточного крыла его и вся северная погребены под мезозойскими и кайнозойскими отложениями Зауралья. По составу и возрасту отложений, а также по характеру строения Восточно-Уральский прогиб сходен с Тагильско-Магнитогорским прогибом и отличается от него лишь более широким развитием нижнекаменноугольных отложений, в частности угленосных. С обеих сторон структура ограничена крупными разломами. Через Западный разлом в рассматриваемую структуру местами проникают граниты (восточные части Челябинского, Джабык-Карагайского массивов и Пластово-Кочкарского интрузивного комплекса). К Восточному глубинному разлому приурочены тела серпентинитов, габбро, гнейсо-гранитов и линзовидные блоки кристаллических пород, а также тектонические депрессии, выполненные нижнемезозойскими эффузивами и угленосными отложениями

На севере, между Тиманом и Уралом, расположена Печорская синеклиза, по своему геологическому строению и истории развития резко отличающаяся от обрамляющих ее горно-складчатых сооружений. На протяжении геологической истории, начиная с протерозоя, в ней господствуют платформенные условия. По структурно-тектоническому строению и литолого-фациальному составу она четко подразделяется на две структуры второго порядка: Печорскую синеклизу и северную часть Предуральского прогиба. Первая размещается на западе низменности. Фундамент синеклизы слагают различно метаморфизованные толщи рифея, а местами и более древние. В осадочном чехле отчетливо выделяются два структурных яруса. Нижний из них образован слабодислоцированными, преимущественно карбонатными осадками палеозоя. Верхний ярус слагают юрские, нижнемеловые и кайнозойские терригенные отложения, залегающие практически горизонтально. Между этими ярусами отмечаются региональный размыв и угловое несогласие. Печорская синеклиза разделяется Печоро-Малоземельским валом северо-западного простирания на две крупные впадины: северо-восточную, Большеземельскую и юго-западную, Ижма-Печорскую.

Предуральский краевой прогиб отделяется от его южного продолжения зоной смыкания Тиманских дислокаций с Уралом. Для него ха-

рактерно глубокое погружение кристаллического фундамента и большая мощность главным образом пермских терригенных отложений. Граница между Предуральским прогибом и Печорской синеклизой проводится несколько западнее гряды Чернышева и далее к югу пересекает Печоро-Малоземельский вал в районе изменения его направления с северо-западного на меридиональное и затем следует примерно параллельно Уралу. Предуральский прогиб разделяется Печоро-Малоземельским валом на две депрессии: северную, Усино-Коротаихинскую и южную, Верхне-Печорскую. Последняя имеет более простое тектоническое строение и уральское направление простирания структур.

Отмеченные выше геолого-структурные условия Тимано-Уральского горно-складчатого сооружения и Печорской низменности положены в основу гидрогеологического районирования.

Гидрогеологические условия и районирование

Основные черты распределения подземных вод, их гидродинамические и гидрохимические особенности сложились в ходе исторического развития Тимано-Уральского горно-складчатого сооружения и Печорской низменности. В процессе этого развития в различных структурных формах создались условия, соответствующие всем переходным стадиям от типичного платформенного режима подземных вод до режима бассейнов трещинных вод геосинклинальных областей. Наиболее молодым литолого-стратиграфическим формациям, начиная с кайнозоя, мезозоя и кончая верхним палеозоем включительно, соответствуют платформенные или близкие к ним условия залегания подземных вод. В средненижнепалеозойских и протерозойских формациях наблюдаются условия водоносности, свойственные геосинклинальным областям. В соответствии с этим на рассматриваемой территории можно выделить следующие гидрогеологические районы или системы бассейнов первого порядка: 1) Печорская система артезианских бассейнов; 2) Канино-Тиманская система бассейнов трещинных и артезианских вод; 3) Уральская горно-складчатая область трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных вод.

Каждый из выделенных районов обладает своими характерными условиями водоносности и в то же время тесно связан с соседними бассейнами.

Печорская система артезианских бассейнов представляет собой типичную платформенную структуру, обрамленную с запада и юго-запада Тиманским кряжем, а с востока и юго-востока Уральским горно-складчатым сооружением. Северная граница системы скрыта водами Печорского моря. Вся система бассейнов слагается толщей верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских осадков, имеющих почти горизонтальное залегание. В них наблюдается этажное расположение водоносных и водоупорных горизонтов, из которых верхние восполняют свои ресурсы на выходах пластов на поверхность. Интенсивность водообмена с глубиной постепенно ослабевает и в нижних горизонтах существует замкнутый режим. В соответствии с этим четко прослеживается вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность, с изменением минерализации от ультрапресных гидрокарбонатных кальциевых вод до крепких рассолов хлоридного натриевого состава. Отмечается геотермическая зональность от верхних водоносных горизонтов, находящихся в условиях мощной многолетней мерзлоты, до глубоких горизонтов, содержащих горячие подземные воды с температурой до 88° С. Величина геотермической ступени изменяется от 15 до 45 м/° С.

Одной из характерных особенностей Печорской системы артезианских бассейнов является широкое распространение покрова четвертичных континентальных морских осадков, мощность которых местами достигает 150 м. К ним приурочены грунтовые воды, которые могут быть широко использованы для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Во всех остальных структурах Тимано-Уральского горно-складчатого сооружения четвертичные отложения не имеют самостоятельного практического значения.

Генетически четвертичные отложения разделяются на: 1) аллювиальные преимущественно современные и верхнечетвертичные; 2) озерно-аллювиальные и флювиогляциальные преимущественно верхне-среднечетвертичного, реже нижнечетвертичного возраста; 3) ледниковые и ледниково-морские верхне-среднечетвертичного возраста; 4) морские образования современного, верхнечетвертичного и нижнечетвертичного времени. Наиболее широкое распространение и лучшую водоносность имеют две первые генетические группы. Они сложены разнозернистыми песками и гравием с прослоями супесей и суглинков. Дебиты шахтных колодцев достигают 20—30 л/с при понижениях на 5—6 м, а дебиты скважин находятся в пределах 0,9—5,0 л/с при удельных дебитах от 0,04 до 0,8 л/с. Ледниковые и ледниково-морские отложения имеют спорадическую водоносность, а современные и верхнечетвертичные морские осадки, распространенные полосой по побережью Печорского моря, находятся в области островного и сплошного развития многолетней мерзлоты, резко сокращающей возможность восполнения ресурсов грунтовых вод и снижающей их общую водоносность.

Дочетвертичные водоносные горизонты здесь связаны с терригенными и карбонатными осадками В общей структуре Печорской синеклизы они слагают ряд артезианских бассейнов. Наиболее крупными, относящимися к бассейнам второго порядка, являются Печорский (1а) и Печоро-Предуральский (1 б). Каждый из них, в свою очередь, субширотным Печоро-Малоземельским валом разделяется на два бассейна более мелких порядков.

Печорский бассейн делится на Ижма-Печорский артезианский бассейн ($1_а^2$), лежащий к югу от вала, и Большеземельский ($1_а^1$) — севернее его. Печоро-Предуральский бассейн подразделяется на Усино-Каратаихинский ($1_б^1$) — северный и Верхне-Печорский ($1_б^2$) — южный.

Различие между указанными бассейнами состоит в условиях водоносности терригенных толщ, связанных с изменением их литологического состава и мощности. В Печорском артезианском бассейне терригенные осадки охватывают диапазон от мела до верхней перми. В верхней, аптско-оксфордской их части преобладают алевролито-глинистые породы, среди которых спорадически встречаются прослои и линзы песков и песчаников, содержащих напорные подземные воды и обеспечивающих дебит скважин, не превышающий 0,3—0,4 л/с. Более водоносны нижележащие келловей-батские отложения, в составе которых значительное место занимают пески с прослоями алевролитов и глин. Они содержат напорные воды, изливающиеся из скважин с дебитом 5—10 л/с.

Печоро-Предуральский бассейн расположен целиком в пределах северной части Предуральского прогиба и отделяется от его южного продолжения Канино-Тиманскими дислокациями, в месте их сочленения с Уральской складчатой системой. Для него характерно наличие мощной (местами более 3000 м) толщи терригенных пород от верхнего мела до нижней перми включительно. Основная мощность (2000—2500 м) падает на пермские осадки, к которым приурочены месторождения каменного угля Воркутинской и Интинской групп. Верхнемеловые отложения, развитые в Усино-Каратаихинском артезианском бассейне, водо-

носны в своей нижней части, где переслаиваются песчаники, алевролиты, опоки и гравелиты. Верхняя часть водоупорная. Воды напорные, с высотой напора 50—80 м, обычно самоизливающиеся из скважин с дебитом от 2 до 40 л/с. Удельные дебиты изменяются от 1,9 до 3,2 л/с. Водоносность триасовых и юрских отложений мало изучена. Наиболее изучена водоносность пермских отложений в районах угольных месторождений. Они состоят здесь из ритмично чередующихся аргиллитов, алевролитов, песчаников, конгломератов и пластов угля. Подземные воды приурочены к пластам трещиноватых песчаников, конгломератов, реже алевролитов. Воды напорные, с высотой напора, изменяющейся в соответствии с глубиной залегания водоносных пластов. Наличие многолетней островной мерзлоты создает возможность питания подземных вод только на выходах водоносных пород в таликовых участках. Трещиноватость и водоносность с глубиной уменьшаются. На Воркутинском месторождении средний удельный дебит скважин на глубине до 100—110 м равен 0,53 л/с; на глубинах 110—190 м он уменьшается до 0,22 л/с, а в интервале глубин 190—300 м не превышает 0,1 л/с. Ниже этой глубины породы практически безводны. Шахтные стволы на глубинах более 300 м не встречали водоносных пород с притоком более 5—10 м³/ч. Водопритоки в действующие шахты бассейна в среднем составляют 75—150 м³/ч. Зоны тектонических разломов практически безводны. Более высокая обводненность наблюдается в тех шахтах, водоносные пласты которых имеют гидравлическую связь с рекой. В них приток увеличивается до 300—500 м³/ч, а в отдельных шахтах и выше. Удельный приток на 1 км длины выработки колеблется от 10 до 92 м³/ч. Интересно отметить, что дренирующее влияние шахтного водоотлива сказывается только на тех пластах, которые непосредственно вскрыты горными выработками или находятся в зоне обрушения. Выше и ниже этой зоны на месторождениях встречаются водоносные пласты с ненарушеным режимом. Они нередко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения рудничных поселков.

Толща преимущественно карбонатных отложений (известняков, доломитизированных известняков и доломитов с прослоями мергелей) по времени охватывает период от нижней перми до силура — ордовика. Эти породы выходят на поверхность вдоль складчатого обрамления в поднятии Чернова, в гряде Чернышева и в Печоро-Малоземельском вале. Здесь в них развиты грунтовые трещинно-карстовые воды, разгружающиеся в речной сети в виде родников, с расходом от 0,4 до 0,7 л/с. На остальной территории карбонатные отложения слагают нижнюю часть разреза артезианских бассейнов и вскрываются скважинами: в Печорском артезианском бассейне — на глубинах 100—1650 м, в Печоро-Предуральском — 550—2050 м. С погружением карбонатных пород под толщу терригенных осадков содержащиеся в них воды приобретают напор. В этом же направлении резко снижается водоносность. Если до глубины 300—400 м дебит скважин изменяется от 2 до 16 л/с, то ниже отмеченных глубин дебиты скважин измеряются тысячными и сотыми долями литра в секунду при понижениях на несколько сот метров.

Интенсивность водообмена и гидрохимический состав подземных вод имеют зональность, характерную для областей платформенного развития. Пресные воды с минерализацией от 0,1 до 1 г/л гидрокарбонатного кальциевого состава содержатся в водоносных породах, залегающих на глубинах до 100—200 м. В пермских угленосных отложениях Печоро-Предуральского артезианского бассейна эта граница опускается до 300—400 м. В его южной части, в пределах Верхне-Печорского бассейна, сложенного соленосными и гипсоносными осадками, а также по

побережью Печорского моря на глубинах 50—60 м уже встречаются хлоридные натриевые рассолы с концентрацией солей до 50 г/л. Максимальная концентрация рассолов на глубинах 1500—2000 м достигает 220—242 г/л. Положение верхних границ соленых вод и рассолов можно проследить на рис. 63. Наличие в газовом составе рассолов метана и высокая температура подземных вод свидетельствуют об их весьма затрудненном режиме и отсутствии взаимосвязи с поверхностью.

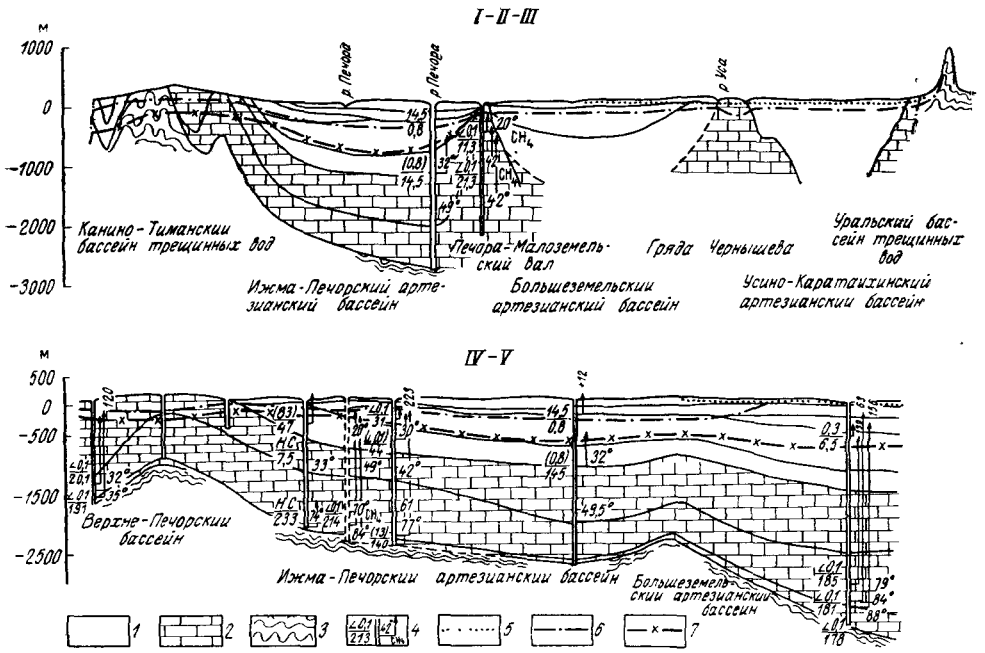


Рис. 63. Схематические разрезы Печорской системы артезианских бассейнов.

Водоносные комплексы. *1* — преимущественно терригенных отложений (пески, галечники, гравий с прослоями супесей, ленточные и валунные глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, опоки с подчиненными прослоями конгломератов, известняков, в Печоро-Предуральском артезианском бассейне — прослои гипса, ангидрита, пласты каменного угля и каменной соли); *2* — преимущественно карбонатных отложений (известняки, доломитизированные известняки, доломиты с прослоями мергелей, песчаников, алевролитов, аргиллитов, местами гипсов и глин); *3* — метаморфических сланцев и кварцитов; *4* — скважина — стрелка показывает величину напора, цифры слева: в числителе — удельный дебит (в л/с), в знаменателе — минерализация воды (в г/л); цифры справа — температура воды, °С и состав газов; *5* — граница распространения многолетней мерзлоты; *6* — нижняя граница распространения пресных вод с минерализацией до 1 г/л; *7* — нижняя граница распространения соленых вод с минерализацией до 35 г/л и верхняя граница распространения рассолов. Линии разреза см. на рис. 62

Канино-Тиманская система бассейнов трещинных и артезианских вод представляет собой переходную форму от платформенных бассейнов к бассейнам трещинных вод геосинклинальных областей. Здесь во многих грабенообразных тектонических блоках-депрессиях сохранились типичные платформенные условия водоносности. В них отмечается несколько этажно расположенных водоносных горизонтов, приуроченных к терригенным и карбонатным осадкам среднего палеозоя, содержащим напорные воды. Многие скважины фонтанируют. Более водоносны верхние горизонты, находящиеся в условиях интенсивного водообмена с поверхностью. В карбонатных породах дебиты скважин весьма разнообразны — от 1—2 до 17—54 л/с, а удельная производительность лежит в пределах 0,1—0,5 л/с. Воды пресные, с минерализацией от 0,2 до 0,8 г/л, гидрокарбонатного кальциевого состава. С увеличением глубины до 500 м дебиты скважин сокращаются до 0,2—0,5 л/с, а еще глубже, в терригенных породах среднего и верхнего девона, — не превышают

0,1 л/с при понижении 100—150 м; соответственно изменяется и химический состав воды: на глубине 350—500 м они приобретают хлоридный натриевый состав и минерализацию до 38—58 г/л; на глубинах 500—2000 м минерализация возрастает до 200—215 г/л.

Несмотря на большое сходство условий водоносности блоков-депрессий с платформенными бассейнами, в них проявляется и ряд отличительных черт. Мезозойские и кайнозойские осадки, так широко развитые в Печорской системе артезианских бассейнов, встречаются здесь лишь отдельными пятнами в ядрах синклинальных складок. Наличие блоковой тектоники увеличило изоляцию глубоких водоносных горизонтов, которые нигде на поверхность не выходят. Опыт эксплуатации Ухтинских нефтяных месторождений показывает, что гидравлическая связь между блоками сильно затруднена. Так, при длительной добыче нефти во многих блоках напор подземных вод был полностью сработан с переходом водонапорного режима на гравитационный. Однако образовавшаяся при этом глубокая депрессия подземных пород нигде не выходила за контуры блоков.

В системе блоковых поднятий (типа горстовых выступов) сложились гидрогеологические условия, характерные для геосинклинальных областей. Здесь на поверхность выведены древние, местами протерозойские осадочно-вулканогенные и метаморфические образования, весьма разнообразные по составу. В экзогенной зоне они содержат один водоносный горизонт трещинных и трещинно-жильных грунтовых вод, питающихся за счет инфильтрации атмосферных осадков на площади распространения водоносных пород. Разгрузка происходит в ближайшей речной сети, где образуются многочисленные источники с расходом, обычно не превышающим 1 л/с. Очень редко расход источников достигает 2—9 л/с. Сравнительно короткие пути движения грунтовых вод от областей питания к местам разгрузки обусловили их интенсивный водообмен, вследствие чего здесь развиты ультрапресные и пресные воды с минерализацией от 0,1 до 0,3 г/л, гидрокарбонатного кальциевого состава.

Уральская горно-складчатая область трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных подземных вод расположена в пределах Уральского горно-складчатого сооружения. Область имеет типичные черты структур геосинклинального развития. Для нее характерно наличие преимущественно одного горизонта грунтовых вод в зоне экзогенной трещиноватости коренных пород. Ниже этой зоны породы, независимо от состава, практически безводны. Здесь отсутствуют водоносные горизонты или комплексы, развитые на больших пространствах. Наблюдается частая, мозаичная смена условий водоносности на коротких расстояниях. Области питания, циркуляции и разгрузки совмещены и расположены в пределах одного водоносного комплекса или одной геолого-тектонической структуры, или даже в пределах отдельных геоморфологических форм рельефа. Грунтовые воды преимущественно пресные, а в области водораздельных хребтов ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые. Гидрохимическая зональность выражена слабо и отмечается главным образом в площадном направлении, в соответствии со сменой климатических зон и литологического состава пород.

Занимая водораздельное положение между Русской и Западно-Сибирской равнинами, Урал является областью интенсивного стока подземных и поверхностных вод, сопровождающегося разрушением и смывом коренных пород. Продукты этого разрушения лишь частично остаются в пределах горного сооружения, покрывая склоны современных возвышенностей маломощным чехлом делювиальным и элювиальных образований и создавая аллювиальные осадки в речных долинах.

с мощностью, редко превышающей 15—20 м. Существенного гидрогеологического значения они не имеют. Основные закономерности движения и накопления грунтовых вод здесь определяются составом и условиями залегания дочетвертичных пород, на которых, в свою очередь, сказалось влияние процессов формирования всей Уральской геосинклинали. Осадочные породы при орогенических движениях были в различной степени смяты в сложные складки, разорваны тектоническими нарушениями и подверглись метаморфизму. На восточном склоне они дополнительно осложнены вулканической деятельностью и многочисленными интрузиями перидотитовой, габбровой и гранитовой формаций. Неравномерные тектонические движения в сочетании с денудацией вывели на поверхность различные структурные этажи, обусловившие на Урале в направлении с запада на восток смену структурно-фациальных зон, которые вносят значительные изменения в характер распределения и гидродинамику грунтовых вод и в их ресурсы. Некоторые структурно-фациальные зоны имеют сходные условия водоносности. Учитывая это, в Уральской горно-складчатой области можно выделить три гидрогеологические структуры второго порядка: 1) бассейны трещинно-карстовых и трещинных вод Западно-Уральской зоны складчатости в породах верхнего и среднего палеозоя; 2) бассейны трещинно-жильных и трещинных вод Тагильско-Магнитогорского прогиба, Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба на восточном склоне Урала в породах среднего и нижнего палеозоя: 3) бассейны трещинных вод Центрально-Уральского поднятия в породах нижнего палеозоя и протерозоя.

Бассейны трещинно-карстовых и трещинных вод Западно-Уральской зоны складчатости приурочены к структуре, которая в сравнении с другими частями Урала испытала меньшую деформацию и поднятие. Она сложена более молодыми, верхне-среднепалеозойскими, преимущественно карбонатными породами. Более древние, силуро-ордовикские и кембрийско-протерозойские, терригенные и вулканогенные породы имеют подчиненное значение и выступают на поверхность лишь в ядрах отдельных антиклиналей. Общая напряженность складчатости здесь сравнительно слабая, хотя более сложная, чем в Канино-Тиманской системе бассейнов. Для северной половины Западно-Уральской зоны характерно наличие простых асимметричных складок, вытянутых в меридиональном направлении, часто с волнистыми шарнирами и складками более мелких порядков. В южной, более приподнятой половине зоны складки узкие, нередко изоклинальные и опрокинутые на запад.

Сравнительно крупные синклинали на Среднем и Северном Урале сложены массивными или грубослоистыми чистыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами нижнеартинского — визейского возраста. Девон выведен на поверхность в ядрах антиклинальных складок. Водоупорными пачками нижней части московского яруса и угленосной свитой визе все породы разделяются на три, этажно расположенные, обводненные зоны, носящие в Кизеловском каменноугольном бассейне названия верхней, средней и нижней обводненных карбонатных толщ.

В южной половине Западно-Уральской зоны нижнепермские, верхне- и частично среднекаменноугольные карбонатные отложения замещены терригенными породами, а девонские и частично силурийские отложения представлены чистыми, местами рифогенными известняками, в которых отмечается только один водоносный горизонт.

Наличие этажности в расположении водоносных толщ сближает синклинальные структуры с условиями залегания платформенных водоносных горизонтов Однако даже здесь проявляется ряд признаков, свойственных геосинклинальным областям. Прежде всего для карбо-

натных пород характерна резко выраженная фильтрационная анизотропия. Эффективная трещиноватость и закарстованность сосредоточиваются в отдельных, линейно-вытянутых зонах при относительной монолитности и безводности известняков между ними. Эти локальные зоны связаны с тектоническими нарушениями несогласными контактами и другими ослабленными участками, фокусирующими проявление новейшей тектоники. В этих же зонах особенно интенсивно проявляются карстовые процессы, весьма разнообразные по форме: от крупных пещер, провалов, подземных каналов и рек до слепых долин, логов и многочисленных воронок различных размеров. Глубина проникновения карста зависит от геолого-структурных и геоморфологических условий. В Кизеловском районе он фиксируется до глубины 1000 м, но наиболее интенсивно проявляется в зоне активного водообмена, т. е. до глубины порядка 300—400 м. Формирование трещинно-карстовых вод происходит как за счет инфильтрации атмосферных осадков непосредственно на площади развития известняков, так и путем поглощения поверхностных водотоков. В пределах распространения хорошо карстующихся известняков боковые притоки магистральных рек часто носят характер суходолов, слепых логов или исчезающих рек, с подземным течением до десятка километров. Размер поглощения достигает от 1 до 8 м³/с. Таковы р. Молмыс в бассейне р. Язьвы, р. Поныш и Большой Кумыш в бассейне р. Чусовой, р. Сухая Шемаха в бассейне р. Уфы, р. Каменка в бассейне р. Ая и др. Поверхностный сток, поглощенный карстовыми пустотами, разгружается в ближайшей речной сети в виде обычных или субаквальных источников, расход которых достигает 2—3,2 л/с. Преобладающие расходы родников колеблются от 0,5 до 25 л/с.

Зеркало грунтовых трещинно-карстовых вод в общих чертах повторяет рельеф дневной поверхности. Однако в зонах интенсивного карстования образуются депрессии уровня, местами достигающими глубины 100—120 м. В монолитных или менее закарстованных блоках зеркало трещинно-карстовых вод имеет куполовидную форму и лежит на глубинах порядка 15—20 м. В синклиналях с этажным расположением водоносных толщ нижние этажи содержат напорные воды, гидравлически слабо связанные между собой. Так, обводненность шахт Кизеловского каменноугольного бассейна обусловлена дренированием трещинно-карстовых вод средней карбонатной толщи, создающим в ней глубокую депрессию карстовых вод при почти ненарушенном режиме в верхней карбонатной толще. Среднегодовые притоки в шахты находятся в пределах 150—550 м³/ч. В зонах тектонических разломов гидравлическая изоляция нарушается, что вызывает резкое возрастание водопритоков в рудники. В том же Кизеловском районе, по Луевскому надвигу и другим зонам разлома создалась гидравлическая связь с верхней карбонатной толщей, а через нее и с поверхностными водотоками. Среднегодовые притоки в этих шахтах достигают 1000—1900 м³/ч, а максимальные до 2800 м³/ч.

На тех месторождениях, где ярусное расположение водоносных толщ отсутствует, а развит только один водоносный горизонт грунтовых трещинно-карстовых вод, особенно резко проявляется фильтрационная неоднородность. Так, на Блиново-Каменском месторождении бокситов Южного Урала в одном из монолитных блоков известняков был пройден ствол шахты глубиной 264,5 м. Максимальный приток во время его проходки не превышал 10 м³/с. Лишь по выходе горизонтальных выработок за пределы блока были встречены водоносные трещины, давшие приток 350 м³/ч.

Слоистые карбонатно-терригенные породы, чаще всего выходящие на поверхность в ядрах антиклиналей, смяты в более мелкие и сложные

складки, дополнительно осложненные многочисленными разрывами с образованием чешуйчато-блоковой структуры. Каждый из блоков отделяется от другого тектоническими контактами, по которым приведены в соприкосновение разновозрастные и литологически разнородные породы, делающие гидравлические системы каждого блока самостоятельными, слабо связанными с соседними лишь по верхней маломощной зоне выветривания. Эти структурно-тектонические особенности значительно затрудняют условия циркуляции и резко снижают общую водоносность пород. Карстовые процессы здесь развиты менее интенсивно и проникают на глубину от 200 до 300 м. Расходы многочисленных источников не превышают 30 л/с. Примерно в этих же границах находятся и дебиты скважин.

Нижнепалеозойские и кембрийско-протерозойские метаморфические осадочно-вулканогенные породы, выходящие в ядрах отдельных антиклинальных поднятий, водоносны лишь в зоне выветривания, мощность которой чаще всего около 25—30 м, редко достигает 50—60 м. Занимая наиболее возвышенные участки рельефа, эта зона хорошо дренируется и в ней создаются неблагоприятные условия для накопления подземных вод, вследствие чего скважины практически безводны.

Вертикальная гидрохимическая зональность вод Западно-Уральской зоны складчатости не установлена и подземные воды почти всюду имеют небольшую минерализацию, изменяющуюся в пределах от 0,03 до 0,7, г/л, а в южных районах — до 1 г/л. По своему составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатные или сульфатные натриевые. Лишь в местах, связанных с крупными зонами разломов, в средне- и верхнедевонских карбонатных породах отмечается выход глубинных, солоноватых и соленых вод хлоридного натриевого состава, зараженных сероводородом. Концентрация последнего в отдельных скважинах достигает 69,7 мг/л. Генезис этих вод недостаточно ясен. Не исключена возможность, что их появление в пределах складчатого Урала связано с выжиманием рассолов (по тектоническим разломам) из Волго-Камского артезианского бассейна, при взаимодействии которых с пресными водами зоны активного водообмена появляется сероводород.

Бассейны трещинно-жильных и трещинных вод Тагильско-Магнитогорского прогиба Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба. Эти структуры почти целиком охватывают восточный склон Урала. Они сложены породами, принадлежащими к тому же палеозойскому структурному этажу, что и Западно-Уральская зона складчатости, но существенно отличаются геологической историей своего развития, литологическим составом и условиями водоносности. Эта зона Урала на протяжении всего палеозоя была ареной интенсивной вулканогенной деятельности и тектонических движений, что привело к широкому развитию эффузивных и интрузивных пород, сильной метаморфизации осадочных толщ и исключительно сложному строению. С конца среднего карбона эти структуры стали сушей и испытали длительный период континентального развития, подвергались абразии палеогенового моря и вновь континентальной эрозии. В результате размыва, произошедшего в верхнем палеозое, некогда горная страна была превращена в цокольную, слабо всхолмленную равнину, с широко развитой корой выветривания палеозойских пород. Наличие последней привело к образованию в верхней зоне единого водоносного горизонта поровых и трещинных грунтовых вод, зеркало которых в сглаженной форме повторяет современный рельеф поверхности. Глубина залегания уровня вод плавно увеличивается от речных долин к водоразделам от нуля до 15—20 м, редко больше.

Несмотря на наличие равнинного рельефа, способствующего инфильтрации атмосферных осадков и замедляющего сток поверхностных и грунтовых вод, общая водоносность зоны выветривания небольшая и в ней не образуется значительных скоплений подземных вод. Дебиты скважин лишь изредка превышают 1 л/с, а чаще остаются значительно меньшими, что, по-видимому, связано с мелкообломочным, нередко глинистым составом продуктов выветривания, а также общим уменьшением атмосферной влаги, задерживаемой Уральским хребтом. Сильная дислоцированность, метаморфизация и тектоническая нарушенность осадочных и вулканогенных толщ привели к образованию трещинно-жильных вод, связанных с зонами тектонических нарушений. За пределами этих локальных узких, линейно-вытянутых зон невыветрелые породы практически безводны. Трещинно-жильные воды тесно связаны с поровыми и трещинными водами зоны выветривания, которые для них являются источником питания и образуют единый, сложно построенный водоносный горизонт с общим водным зеркалом, наклоненным в сторону естественных дрен, независимо от простирания зон тектонического дробления пород. При нарушении режима трещинно-жильных вод водоотливом в них создается депрессионная воронка, вытянутая по простиранию зоны, часто не совпадающая по направлению с общим уклоном водного зеркала.

В условиях восточного склона Урала трещинно-жильные воды играют основную роль как в обводнении горных выработок, так и при использовании их в народном хозяйстве. Расположение этих вод на территории и формирование запасов весьма сложны и зависят от ряда факторов: литологического состава водовмещающих пород, трещинной тектоники, условий питания и разгрузки, а также количества атмосферных осадков. Уплотненность пород в результате процессов метаморфизма, независимо от состава, сделали их практически водонепроницаемыми. Возникновение в них трещин связано с последующими тектоническими движениями, особенно молодыми. На эти движения породы реагировали по-разному: глинистые, хлоритовые и серицитовые сланцы претерпевали смятия без образования значительной трещиноватости; кремнистые сланцы, порфириты, песчаники и кварциты раскалывались на отдельные блоки с появлением между ними зон дробления; граниты, габбро- серпентиниты и другие интрузивные породы вели себя как жесткие, весьма устойчивые к деформациям, массивы, трещиноватость которых возникла лишь в их окраинных зонах.

Процессы выветривания по зонам разломов проникают на глубину около 200—400 м, тогда как в монолитных блоках они распространяются до глубин 15—50 м.

В известняках, мраморах, доломитах и других карбонатных породах в зонах разлома развиваются интенсивные процессы карстообразования, вследствие чего эти породы имеют более высокую водоотдачу. В отличие от Западно-Уральской зоны складчатости карбонатные породы на восточном склоне Урала распространены ограниченно и залегают сравнительно небольшими массивами и узкими полосами преимущественно в ядрах синклиналей и в их крыльях. Более сильная тектоническая нарушенность, сопровождающаяся вертикальными и горизонтальными блоковыми смещениями, привела к образованию в блоках сравнительно небольших гидравлических систем, слабо связанных между собой. В них часто наблюдается несоответствие между высокой водоотдачей пород и низкими действительными возможностями восполнения.

Наиболее характерным для восточного склона Урала является широкое развитие трещинных и трещинно-жильных вод интрузивных

массивов, занимающих почти половину его территории. На Урале различают три интрузивные формации: перидотитовую, габбровую и гранитовую. По времени образования каждая из них охватывает большой возрастной диапазон — от раннего протерозоя до среднего и позднего палеозоя. Эти возрастные группы не равнозначны по распространению, по их роли в историческом развитии Урала и формировании его гидрогеологического облика. Среди интрузий перидотитовой и габбровой формаций преобладают среднепалеозойские массивы, а среди интрузий гранитовой формации господствуют позднепалеозойские массивы. Внедрение последних происходило в ядрах антиклинальных структур в две фазы, оказавшие в дальнейшем влияние на формирование их водоносности. К наиболее молодой и широко распространенной фазе относятся нормальные биотитовые граниты, образование которых отвечает границе карбона и перми, т. е. после основной фазы уральского орогенеза, когда происходили лишь слабые вертикальные колебания земной коры. Поэтому в них отсутствуют метаморфизм и дайковая фация диабазов. Тектонические разломы и связанные с ними трещинно-жильные воды встречаются исключительно редко. В целом эти граниты практически безводны. Небольшие ресурсы трещинных грунтовых вод, подверженных сильным сезонным изменениям, встречаются лишь в маломощной зоне выветривания. Незначительной обводненности способствует общая сухость климата, особенно в южных степных районах. К более древней, позднепалеозойской формации относятся граниты с повышенным содержанием натрия, а также плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты и другие гранитоиды, имеющие широкое распространение. К ним близки по составу гранитоиды габбрового ряда, приуроченные к зонам развития базальтоидного вулканизма и более древние, чем интрузия гранитовой формации. Они испытали более сильное влияние последующих тектонических процессов, подверглись метаморфизму и содержат жильные фации гранитных интрузий.

В отмеченных массивах гранитоидов распространены трещинно-жильные и трещинные воды коры выветривания, хотя общая водоносность их и остается сравнительно невысокой. Дебиты скважин обычно изменяются от 0,1 до 3 л/с. На участках развития жильных полей и в зонах разлома дебиты повышаются до 5—10 л/с. Притоки воды в шахты изменяются от 1 до 85 м³/ч при глубинах до 240 м и разветвленной сети подземных выработок.

Интрузии перидотитовой и габбровой формаций приурочены к глубинным разломам, заложенным в синклинальных структурах. Они имеют весьма разнообразный состав пород — от ультраосновных до кислых. Водоносность кислых дериватов (главным образом сиенитов и гранодиоритов) аналогична однотипным породам позднепалеозойской гранитовой формации. Перидотиты, дуниты, серпентиниты, габбро и другие породы этих формаций весьма устойчивы к выветриванию и образуют возвышенные формы современного рельефа, слагая на Среднем и Северном Урале такие крупные горные вершины, как Денежкин Камень высотой 1493 м, Конжаков Камень — 1569 м, Косьвинский Камень — 1519 м и др. В гольцовой зоне, где в летний период вследствие конденсации и частого выпадения атмосферной влаги происходит усиленная инфильтрация, образуются многочисленные родники с переменным расходом. С наступлением морозов все родники прекращают свое существование.

Отлогие горные склоны и центральные части сглаженных массивов практически безводны, так как процессы выветривания проникают здесь на глубину порядка 10—20 м, а образующийся при этом глинистый материал плотно закупоривает возникшие трещины. Тектонические движе-

ния редко нарушают целостность внутренних частей массивов, а оказывают влияние лишь на их окраинные зоны, что, по-видимому, связано с большой монолитностью пород. В процессе тектонических движений такие массивы выжимались из вмещающих пород, деформируясь лишь в краевых зонах. К ним и приурочивается распространение трещинно-жильных вод.

Формирование гранитных интрузий сопровождалось внедрением их жильной фации во вмещающие породы и соседние массивы перидотитовой и габбровой магмы. Эти жильные поля в дальнейшем оказались участками, где фокусировались последующие тектонические процессы, вызывавшие дробление жильных пород с образованием интенсивной трещиноватости и водоносности. Они имеют на восточном склоне Урала исключительно важное значение при поисках подземных вод для среднего и мелкого водоснабжения.

Перидотитовые и серпентинитовые массивы при наличии в них жильных полей становятся водоносными. Характерным примером может служить Баженовский пироксенитовый и серпентинитовый массив, с которым связано известное месторождение хризотил-асбеста. Он размещается в соседстве с Исетским гранитным массивом, сеть даек которого рассекает месторождение в меридиональном направлении. Эти дайки обладают высокой водоносностью и дают основной приток в горные выработки. Водоотдача скважин, пересекших дайки, колеблется от 2 до 19,2 л/с при понижениях уровня соответственно на 12,4 и 6,8 м. Максимальный среднегодовой общий приток в дренажные шахты, осушающие карьер глубиной 96—100 м, в 1960 г. составил 728 м^3/ч. Шахты, пройденные на центральном руднике в толще пироксенитов и серпентинитов и не встретившие жильных пород, имели притоки от 4 до 19 м^3/ч.

Еще более сильная раздробленность и водоносность жильных образований отмечается в осадочно-вулканогенных и метаморфических породах. Метаморфические сланцы рассечены серией гранит-порфировых даек с лестничной системой кварцевых жил, трещиноватость которых неоднократно подновлялась более поздними тектоническими подвижками. Основными коллекторами подземных вод являются дайки гранитоидов и секущие их кварцевые жилы, дренирующие вмещающие породы и дающие основной приток в горные выработки.

Подземные воды рассматриваемых структур, несмотря на значительную равнинность рельефа, находятся в условиях интенсивного водообмена, отражая своим составом широтную климатическую зональность и до некоторой степени литологический состав водовмещающих пород. В гольцовой зоне горных возвышенностей распространены ультрапресные воды с минерализацией до 0,08 г/л, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, натриевые или магниевые, реже сульфатные. Для межгорных долин и выровненных районов Приполярного, Северного и Среднего Урала минерализация подземных вод изменяется в пределах 0,1—0,35 г/л. На Южном Урале, где количество атмосферных осадков небольшое, а испарение резко увеличено, минерализация подземных вод возрастает и находится в пределах 0,4—1,0 г/л, в отдельных бессточных котловинах увеличивается до 4 г/л и более. По составу преобладают гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые и натриево-кальциевые воды. В интрузивных массивах перидотитовой и габбровой формаций, как правило, развиты гидрокарбонатные магниевые воды. Воды с повышенной минерализацией и соленые имеют хлоридный натриевый или хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый состав. В отдельных зонах встречаются воды специфического состава с содержанием радона или солей мышьяковистой кислоты.

Бассейн трещинных вод Центрально-Уральского поднятия (Зв). Эта структура образует горную водораздельную часть Урала и представляет собой сложное поднятие, ограниченное с запада и востока глубинными разломами. Она сложена преимущественно метаморфическими породами протерозоя, среди которых отдельными пятнами выделяются терригенные осадки нижнего палеозоя и верхнего протерозоя. Интрузивные породы имеют ограниченное развитие. Водоносность этих сильно измененных и уплотненных древних толщ приурочена главным образом к самой верхней зоне выветривания и отдельным зонам разломов. Антиклинальные структуры сложены наиболее устойчивыми к выветриванию метаморфическими сланцами, кварцитами, кварцито-песчаниками, конгломератами, образующими водораздельные хребты и отдельные горные вершины высотой до 1418—1894 м (горы Народная, Иремель, Ямантау и др.). В целом водоносность этого комплекса незначительная и крайне неравномерная. Трещинно-грунтовые *воды в связи с малой мощностью зоны выветривания, сильной расчлененностью* рельефа и большими гидравлическими уклонами носят резко выраженный сезонный характер. В гольцовой зоне образуются кварцитовые осыпи и каменные реки, которые интенсивно поглощают атмосферную влагу, *стекающую по ним вниз по склону, где образуются* многочисленные мелкие родники с расходом от нескольких тысячных долей до 5 л/с. В зимний период они почти все исчезают. Вниз по склону крупность делювиально-аллювиального материала уменьшается, он становится более глинистым и менее водоносным. Лишь отдельные зоны тектонических разломов и маломощные прослои известняков обладают более высокой водоотдачей. Расходы родников здесь достигают 5—20 л/с и очень редко — 70 л/с, а дебиты скважин — до 25 л/с.

Обводненность метаморфического комплекса пород вследствие преимущественно неглубокой циркуляции трещинных грунтовых вод и расчлененности рельефа находится в прямой зависимости от климата. На *побережье Печорского и Карского морей, в Полярном и Приполярном* Урале, в зоне сплошного развития многолетней мерзлоты и на снежных горных вершинах грунтовые трещинные воды в жидкой фазе вообще неизвестны. На Северном и Среднем Урале, где выпадает большое количество осадков, водоносность пород более высокая, чем в южных районах, бедных атмосферными осадками.

По окраинам Тараташско-Ямантауского и Каратауского антиклинориев среди протерозойских образований развиты линейно-вытянутые массивы карбонатных пород: известняков, доломитов, мергелей, с прослоями сланцев, песчаников, конгломератов, с которыми связаны трещинно-карстовые воды. Эти породы подвергались непрерывному карстованию, развитие которого контролировалось ближайшей речной сетью, служившей основным базисом эрозии. Ниже этой сети карстопроявление резко затухает. В результате этого в условиях сильно расчлененного горного рельефа создался исключительно интенсивный сток карстовых вод, *крайне неблагоприятный для их накопления*. Поэтому, несмотря на хорошие условия питания (количество осадков доходит до 900 мм в год) и кажущуюся большую водоносность, общие естественные ресурсы остаются небольшими. Режим источников весьма неустойчив и варьирует в большом диапазоне.

Иные условия водоносности складываются в крупных синклинальных структурах: Улсовско-Койвинском, Билимбаево-Шунутском и Зилаирском синклинориях, занимающих пониженные межгорные депрессии. В центральных частях они сложены карбонатными породами нижнего палеозоя, которые в бортах сменяются терригенными породами. В Улсовско-Койвинской и Прибельской депрессиях известняки особенно

сильно закарстованы. Карстовые поля, прослеживающиеся на десятки километров, усеяны воронками, понорами, провалами, суходолами и слепыми логами, создающими в рельефе типичный карстовый ландшафт. Глубина проникновения карста на междуречьях достигает 30—100 м, а в речных долинах, особенно приуроченных к ослабленным тектоническим зонам, — до 170—200 м. Большая пустотность и низкое гипсометрическое положение благоприятны для поглощения и аккумуляции поверхностных вод, формирующихся как на площади распространения известняков, так и стекающих с прилегающих горных склонов, сложенных некарстующимися породами. Разгрузка этих вод чаще всего приурочивается к местам пересечения речными долинами контактов закарстованных пород с некарстующимися. Расходы родников в таких местах достигают 200—550 л/с, а в среднем колеблются около 15 л/с. В Прибельской депрессии, лежащей в зоне засушливого климата Южного Урала, основные родники выходят в долине р. Белой, а их расход не превышает 100 л/с. Вне зон указанных контактов расход родников резко сокращается и обычно составляет менее 5 л/с. В целом запасы таких депрессий еще мало изучены и почти не используются для централизованного водоснабжения.

Терригенные слабометаморфизованные породы, представленные песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, развиты в бортах синклиниев.

Ввиду большой глинистости состава водоносность их незначительная. Дебит скважин обычно не превышает 0,1 л/с, а удельный дебит — 0,01 л/с. Расход родников обычно составляет 0,1—0,5 л/с и почти нигде не превышает 1 л/с.

Положение в водораздельной, горной части Урала создает исключительно интенсивный водообмен грунтовых вод и их невысокую минерализацию. В верхней части горных склонов Северного и Среднего Урала развиты ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые или смешанные воды с минерализацией от 0,03 до 0,1 г/л. В межгорных долинах минерализация возрастает до 0,3—0,4 г/л без существенного изменения солевого состава. На Южном Урале также преобладают гидрокарбонатные воды, но общая минерализация здесь находится в пределах 0,4—0,8 г/л, а в отдельных местах самых южных районов достигает 1,0 г/л.

Основные закономерности формирования подземных вод

Основными факторами формирования подземных вод являются рельеф, климат и геологическое строение. Первый фактор определяет условия питания, стока и разгрузки; второй — условия питания подземных вод и формирование химического состава, третий — условия распределения и накопления подземных вод и их химический состав.

Водораздельное и в среднем высокое положение основной, горно-складчатой части области (Урал, Тиман) обусловливает исключительное атмосферное питание подземных вод, прямо зависящее от климатических условий. При этом площадь развития водосодержащих пород одновременно является областью питания, стока и разгрузки подземных вод и областью формирования поверхностного стока, уходящего за пределы горно-складчатых районов. Для краевых зон разгрузка частично происходит в виде неглубокого подземного стока, питающего водоносные комплексы прилегающих платформенных областей.

Однако характер и интенсивность питания, стока и разгрузки подземных вод в значительной мере зависят от геологического строения отдельных территорий, особенностей рельефа и географического положения.

В горных районах, где рыхлый покров незначителен или вовсе отсутствует, инфильтрация атмосферных осадков происходит беспрепятственно и контролируется лишь степенью и глубиной развития трещиноватости горных пород и отчасти крутизной склонов.

На склонах, в межгорных депрессиях и на равнинных площадях, где развит достаточно мощный рыхлый покров, условия инфильтрации для разных климатических поясов различны.

В северной части области при резко избыточном увлажнении породы зоны аэрации в зимних условиях становятся влажными или даже водонасыщенными. При промерзании они становятся практически водонепроницаемыми. При относительно медленном переходе от зимы к лету (для крайних северных районов 2—2,5 мес.) и при относительно низких температурах полное оттаивание пород зоны аэрации происходит поздно, уже в период устойчивых положительных температур. Поэтому талые воды не имеют особого значения в питании подземных вод, и режим подземных вод определяется главным образом летне-осенними осадками. В этих условиях на кривых уровней весенний подъем, как правило, отсутствует, а пики, связанные с летне-осенними осадками, более или менее значительно сдвинуты во времени.

В южной части области, с засушливым климатом и резким дефицитом влаги в общем балансе, породы зоны аэрации обычно являются хорошо проницаемыми. Высокие летние температуры способствуют быстрому испарению осадков, которые лишь смачивают поверхность почв, не успевая проникнуть до уровня полного водонасыщения. Основное питание подземных вод происходит главным образом за счет весеннего снеготаяния и летне-осенних дождей. В отличие от районов с влажным климатом зеркало грунтовых вод здесь имеет обратный уклон от русел мелких рек и логов к междуречным равнинным участкам. В режиме подземных вод эти закономерности проявляются в подъеме уровня весной и отсутствии влияния летне-осенних осадков. Последние вызывают повышение уровня в районах развития хорошо проницаемых пород, в которых происходит инфлюация осадков.

На эти основные различия в питании подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков накладываются факторы, имеющие региональное или местное значение. Например, в горно-таежных районах растягивается период весеннего снеготаяния как вследствие снижения интенсивности таяния, так и в результате постепенного таяния на более высоких отметках. Соответственно увеличивается период весеннего питания подземных вод. Наоборот, в степных районах весеннее снеготаяние происходит быстро и длительность периода восполнения запасов незначительна.

Региональное значение имеет и водообмен с речными водами. В горных районах этот процесс незначителен, так как период половодья бывает коротким, а зона подпора в условиях горного рельефа распространяется на небольшие расстояния. В пределах межгорных депрессий продолжительность паводкового периода возрастает за счет притока с большой площади; пологий рельеф обусловливает распространение напора и, кроме того, действует регулирующая способность аллювиальных отложений, стариц и пойменных болот. В этих условиях в питании подземных вод большое значение приобретает водообмен с речными водами. Развитие многолетней мерзлоты препятствует инфильтрационному питанию. Этот фактор имеет региональное значение. В горных районах весеннее питание бывает продолжительным за счет ледников и снежников, таяние которых происходит иногда в течение всего лета.

На площадях развития каменных осыпей (делювий склонов) приобретает значение конденсация влаги воздуха, особенно в южной поло-

вине области, где летом наблюдается резкий перепад дневных и ночных температур. В зимнее же время снег, забивающий крупные полости в осыпях, постепенно тает вследствие повышенной температуры внутри осыпей, и, таким образом, питание подземных вод здесь происходит в течение всего года. Интересно, что этот фактор действует даже при искусственно созданных условиях. Так, на Бакальских рудниках в подошве кварцитовых отвалов, расположенных на глинистых водонепроницаемых отложениях, в течение всего года действуют родники с расходом до нескольких десятых долей литра в секунду, хотя уровень подземных вод основного горизонта здесь значительно понижен дренажем карьера. В отвалах, расположенных на водопроницаемых отложениях, например на кварцитах, родников не наблюдается, так как образующийся здесь конденсат инфильтруется в нижележащие породы и, достигая основного водоносного горизонта, подпитывает его.

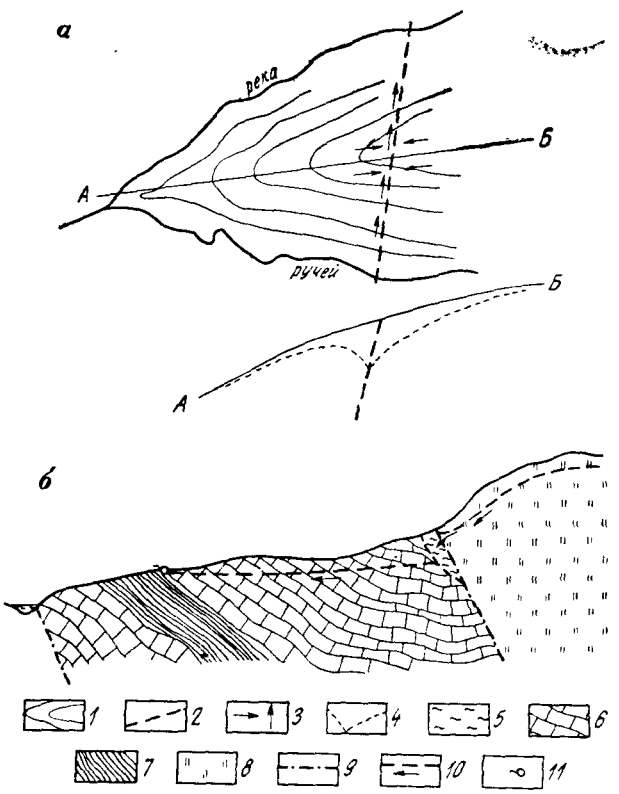


Рис. 64. Схема подземного стока:

а — вблизи локальной зоны повышенной водообильности; *б* — при наличии литологических барражей. *1* — горизонтали рельефа; *2* — локальная зона повышенной водообильности, связанная с тектоническим разломом; *3* — направление подземного стока; *4* — положение зеркала грунтовых вод в разрезе; *5* — песчано-глинистый элювий в зоне разлома; *6* — карбонатные сильно закарстованные породы; *7* — терригенные практически водоупорные породы; *8* — метаморфические породы, содержащие трещинные воды лишь в верхней зоне выветривания; *9* — крупные тектонические нарушения; *10* — положение уровня подземных вод и направление стока; *11* — родник

Большое значение в питании подземных вод межгорных депрессий имеет подземный сток с окружающих возвышенных площадей.

Сток происходит вкрест простирания основных структур. Исключение составляют линейно-вытянутые межгорные депрессии, в которых региональный сток происходит вдоль речных долин. Вдоль простирания основных структур на отдельных участках наблюдается изменение направления подземного стока вследствие воздействия структурных особенностей. Обычно эти изменения связаны с развитием локальных водопроводящих зон в виде крупных тектонических нарушений или прослоев интенсивно трещиноватых карбонатных пород. Такие зоны дренируют подземные воды вмещающих пород, по которым подземный сток направляется к участкам разгрузки.

В некоторых случаях направление подземного стока бывает противоположно уклону рельефа. Так, на рис. 64 изображена зона крупного нарушения, пересекающая местный водораздел. Эта зона дренирует подземные воды окружающих пород и отводит их к местам разгрузки

в речных долинах. При этом на участке склона ниже зоны нарушения наблюдается обратное направление подземного потока.

Следует отметить, что при общем сравнительно малом влиянии структурных факторов на направление подземного стока в естественных условиях значение их заметно возрастает при искусственном нарушении режима водозаборами и водоотливами. Развивающиеся при этом депрессии охватывают линейные водопроводящие зоны, дренирующая роль которых возрастает. Интенсивность подземного стока различна для разных геоморфологических условий. В пределах хребтовых возвышенностей с большими уклонами рельефа и относительно небольшой мощностью трещиноватой зоны горных пород подземный сток происходит быстро, причем тем быстрее, чем выше фильтрационные свойства водосодержащих пород. Поэтому на вершинах и крутых склонах горных хребтов скоплений подземных вод не образуется, а подземный поток крайне неустойчив и нередко полностью отсутствует. В этих условиях территории являются практически безводными.

В средней части склонов интенсивность стока уменьшается и в течение всего года наблюдается наличие подземного потока. Однако режим его не постоянен, а мощность потока изменчива. В связи с этим при эксплуатации подземных вод на таких участках следует ориентироваться лишь на естественные ресурсы.

В нижней части склона и тем более в межгорных депрессиях уклоны резко снижаются, происходит накопление подземных вод, режим которых достаточно устойчив. Поэтому при эксплуатации подземных вод здесь можно учитывать не только естественные ресурсы, но и естественные запасы, а в межгорных депрессиях большое значение в качестве источника восполнения запасов получает инфильтрация речных вод.

Разгрузка подземных вод в горно-складчатой области происходит в различных геоморфологических условиях и отчетливо связана с геолого-структурными факторами.

При линейных структурах и направлении горных склонов преимущественно вкрест простиранию структур разгрузка осуществляется в зоне контакта, причем родники, как правило, имеют восходящий характер.

Основные очаги разгрузки концентрируются в понижениях рельефа. При сравнительно большой крупности аллювиального материала и высокой фильтрационной способности почти по всему Уралу, по-видимому, преобладает рассеянная разгрузка трещинных и трещинно-жильных вод в руслах рек. В южных районах на территории Мугоджар, где аллювиально-делювиальные отложения долин и склонов имеют иловато-глинистый состав, можно встретить выходы восходящих источников, выбивающихся из-под толщи аллювиально-делювиальных отложений, представляющих собой либо небольшие бугорки, либо ровную поверхность, лишенную растительности и покрытую сухой, потрескавшейся, глинистой коркой, по трещинам которой выходит наружу жидкая грязь. Такие выходы подземных вод получили местное название «Мий». Они располагаются обычно группами на дне сухих долин и представляют собой большую опасность для животных и людей, незнакомых с этим явлением, так как глубина жидкой грязеводяной смеси достигает 3—5, а иногда 7—10 м, что зависит от мощности аллювиально-делювиальных отложений и напора восходящего источника.

В карстовых областях вместо разгрузки подземных вод нередко наблюдается обратное явление — поглощение поверхностного стока карстовыми полостями. Оно широко развито на западном склоне Среднего Урала в районе г. Михайловска (рис. 65), где подземный и поверхност-

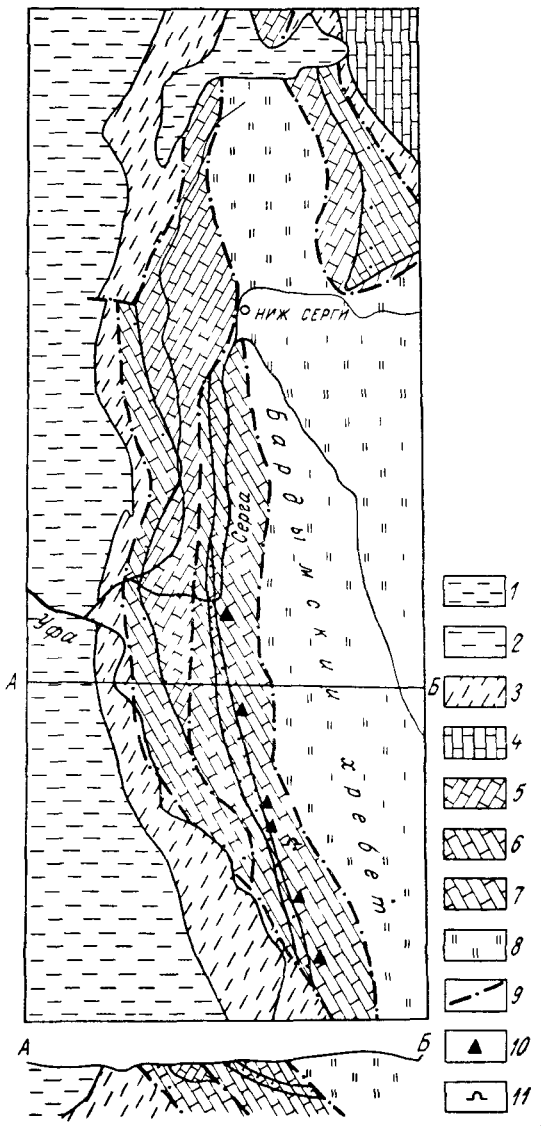


Рис. 65. Гидрогеологическая схема Нижне-Сергинской синклинали. Составил В. И. Антипин.

1 — безводные мезозойские образования, *2* — водоносный комплекс отложений артинского, ассельско-артинского ярусов, *3* — водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений среднего и верхнего карбона, *4* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений нижнего и среднего карбона (средняя карбонатная обводненная толща), *5* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений среднего девона — нижнего карбона турнейского яруса (нижняя карбонатная обводненная толща), *6* — водоносный комплекс зон трещиноватости отложений снлура — нижнего девона (карбонатный тип разреза), *7* — водоносный комплекс зон трещиноватости силура — нижнего девона (карбонатно терригенный тип разреза), *8* — водоносный комплекс зон трещиноватости терригенных отложений ордовика и силура (бардымская свита) *9* — основные тектонические разломы, *10* — крупные родники, *11* — вход в Сказовскую пещеру

ный стоки с Бардымского хребта поглощаются известняками Нижне-Сергинской синклинали и вновь выходят на поверхность в контакте известняков с терригенными образованиями, образуя линейно-расположенные крупные родники.

В речных долинах, где подземный сток направлен вдоль долин, при пересечении ими геологических структур также образуются очаги разгрузки или поглощения в зависимости от водопроницаемости пород, пересекающих долину выше и ниже по течению, что фиксируется в виде резкого нарастания или уменьшения расхода реки.

В области высоких горных склонов в этих условиях образуются периодически действующие родники, что связано с отсутствием подземного стока в зимнюю, а часто и в летнюю межень. В пределах средних склонов родники обычно постоянно действующие, но с весьма неравномерным расходом. Наиболее устойчивый режим имеют родники, выходящие у подножия склонов.

В горно-складчатых районах развиты преимущественно ультрапресные и пресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава. Содержащиеся в воде газы имеют исключительно атмосферное происхождение. Лишь на юге, в пределах восточного склона Урала, процессы континентального засоления обусловливают появление более минерализованных вод (до 2—3 г/л) со сдвигом анионного состава в сторону хлоридов и сульфатов. Глубокие части геологического разреза на Урале в гидрохимическом отношении изучены очень слабо.

Некоторые особенности имеет Тиман, в условиях глыбовой структуры которого хорошо прослеживается вертикальная гидрохимическая зо-

нальность с развитием на глубине хлоридно-натриевых рассолов, содержащих метан и тяжелые углеводороды.

В пределах Печорской низменности питание подземных вод складывается из: 1) неглубокого подземного стока с горно-складчатых обрамляющих областей; 2) атмосферного питания на площади выходов водосодержащих пород на поверхность или в местах, перекрытых небольшим покровом рыхлых образований; 3) замедленной инфильтрации на водораздельных и возвышенных площадях.

Площадное развитие водоносных толщ в пределах низменности обусловливает накопление в них значительных естественных ресурсов подземных вод.

Условия распределения подземных вод различного химического состава и минерализации являются результатом длительной геологической истории развития региона. Современные процессы формирования с участием атмосферных вод затруднены наличием водоупорных толщ, включающих и многолетнюю мерзлоту Они имеют некоторое значение лишь для грунтовых вод.

Здесь хорошо прослеживается вертикальная гидрогеохимическая и газовая зональность, в основном соответствующая гидродинамической зональности, определяемой интенсивностью процессов водообмена (табл 24)

Таблица 24

Зональность подземных вод

Зоны	Водообмен	Гидрохимическая характеристика	Состав газов
Верхняя до отметки— 50 м	Активный	Пресные воды с минерализацией до 1 г/л, в составе преобладают бикарбонаты кальция и магния, реже натрия В нижней части солоноватые воды, со сдвигом анионов в сторону хлоридов и минерализацией до 10 г/л	Преимущественно кислород и азот, иногда углекислота атмосферного происхождения
Средняя отметка от —50 до 400 м	Затрудненный	Соленые воды с минерализацией 10—50 г/л и преимущественно хлоридного и натриевого состава, иногда с повышенным содержанием сульфатов	Азотно - углеводородный биохимического происхождения
Нижняя, ниже —400 м	Весьма затрудненный	Хлоридные натриевые рассолы с минерализацией более 50 г/л, с заметной ролью кальция в наиболее крепких рассолах (свыше 100 г/л)	Метановый, тяжелые углеводороды

Народнохозяйственное значение подземных вод

По результатам региональной оценки эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод, выполненной для наиболее изученной части области (около 60% площади), общее их количество составляет 623 м³/с, в том числе за счет сработки естественных запасов 148 м³/с

(23,7%) и восполнения за счет естественных ресурсов 476 м³/с (76,3%).

Для собственно Урала характерна неравномерность в распределении эксплуатационных ресурсов в широтном направлении.

Четко прослеживается также неравномерность распределения эксплуатационных ресурсов.

В связи с этим при достаточно большом общем количестве эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод возможность использования их в народном хозяйстве оказывается неодинаковой.

Для северной части области, где население и промышленность располагаются преимущественно в пределах Печорской низменности, за счет подземных вод может быть полностью обеспечено не только хозяйственно-питьевое, но и техническое водоснабжение. Эксплуатационные ресурсы здесь составляют более 800 м³/с, что значительно превышает потребности в хозяйственно-питьевой воде.

В южной части области, где сосредоточена основная часть населения и промышленности, неравномерность распределения ресурсов нередко затрудняет обеспечение потребности отдельных районов в хозяйственно- питьевой воде (особенно в центральной зоне и на восточном склоне Урала).

Минеральные лечебные воды в пределах области имеют достаточно широкое развитие. В Печорской низменности это сероводородные железистые воды, а также хлоридные натриевые и хлоридные кальциевые — самой различной концентрации — от слабосолоноватых до крепких рассолов.

В горно-складчатых районах области основное значение имеют радоновые воды и в меньшей степени сероводородные и специфические кислые воды рудных полей, изученные очень слабо. Минеральные воды используются незначительно. В настоящее время в пределах области на радоновых водах действует курорт «Увильды» и водолечебница «Лестовка».

Термальные воды в пределах области развиты в Печорской низменности и частично на Тимане (в опущенных блоках). По вертикали в разрезе выделяются зоны: 1) слаботермальных вод (20—50°), располагающихся на глубине от 500—600 до 1500—1600 м; 2) термальных вод (50—75°) — от 1500—1600 до 2000—2100 м и 3) высокотермальных вод (более 75°), располагающихся на глубинах более 2000 м. Максимальная температура подземных вод (88°) отмечена в скважине Нарьян Мар на глубине 3500 м. В пределах Урала термальные воды изучены слабо.

Воздействие деятельности человека на гидрогеологические условия области достаточно велико. Водоотбор подземных вод, производимый для хозяйственно-питьевых и технических целей, а также при обработке месторождений полезных ископаемых нарушает естественный режим и приводит к значительному снижению уровней и развитию депрессионных воронок. В связи с этим происходит перераспределение поверхностного и подземного стоков, развивается перетекание воды из одного водоносного горизонта в другой, в район развития трещинно-карстовых вод, оживляются карстовые суффозионные процессы, появляются признаки истощения подземных вод.

В ряде горнодобывающих районов с большим объемом водоотлива под влиянием сброса в реки относительно теплых шахтных вод отмечается смещение сроков наступления ледостава (до 2—3 недель), а мелкие речки в таких условиях нередко вообще не замерзают.

Строительство на реках гидротехнических сооружений создает подпор подземных вод и вызывает соответствующее изменение гидрогеологических и инженерно-геологических условий. При этом изменяется ре-

жим поверхностного стока вследствие регулирующей способности водохранилищ и увеличивается общее испарение.

Проходка большого числа скважин приводит к перетеканию воды по стволам скважин и изменению качества подземных вод. В районах с развитием напорных вод это обстоятельство имеет еще большее значение, так как нередко скважины фонтанируют в течение многих лет, бесцельно истощая водоносные горизонты и заболачивая прилегающие территории. Например, на угольных месторождениях Печорского бассейна общий расход таких фонтанирующих скважин достигает 1,2 $м^3/с$.

Неупорядоченный сброс неочищенных промышленных и хозяйственных стоков приводит к загрязнению многих поверхностных водотоков и подземных вод.

Глава 7.

ТЯНЬ-ШАНЬСКО-ДЖУНГАРО-ПАМИРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (V)

Физико-географические и геолого-структурные условия

Рассматриваемая область представляет собой наиболее высоко поднятую и сильно расчлененную горную часть Советского Союза, с резкими контрастами высот (от 300—400 м до 6—7 тыс. м), нарастающими с севера на юг и с запада на восток. Для этой области характерно субширотное расположение хребтов, разветвляющихся на севере и на западе, а также замкнутые глубокие котловины и ступенчатые формы рельефа.

Область расположена в южных широтах со значительной интенсивностью солнечной радиации в полосе повышенного давления. Здесь наблюдается общая засушливость и резко выраженная континентальность с большими суточными и сезонными колебаниями температур и малым количеством осадков. Сложная орография обусловливает климатическую дифференциацию. Континентальность климата, характерная для всей области, увеличивается к востоку, а температура нарастает в южном направлении. Ветры иссушающие, лишь незначительная часть их приносит с запада влагу.

широтное расположение хребтов, разветвляющихся на севере и на за-

Годовое количество осадков в среднем для всей территории не превышает 300 мм в год Распределение их по площади зависит от экранирующего влияния горных хребтов (рис 66). Температурный режим складывается из взаимодействия таких факторов, как экспозиция горных хребтов, высота местности, форма и характер рельефа. В нижних частях долин Южно-Таджикской депрессии температуры января положительные, а температуры июля самые высокие в нашей стране. С увеличением высоты местности отмечается закономерное и постоянное уменьшение температуры; в летние месяцы в горах Средней Азии с увеличением высоты на каждые 100 м температура падает на 0,6°, на высоте 1000 м и выше большую часть года господствуют низкие отрицательные температуры, способствующие накоплению влаги и длительному сохранению ее в виде вечных снегов и ледников. Широкое распространение имеют ледники, общее число которых достигает 1700; ледник Федченко (хр Академии Наук) является самым крупным ледником в Союзе.

Оледенение, которому подвергались горные хребты Средней Азии и Памира, оставило многочисленные следы, широко распространенные по всему региону. На Памире, на сыртах к югу от оз. Иссык-Куль и в других районах на высоте 3200—3400 м расположены острова многолетнемерзлых пород

Реки горной части района (Пяндж, Вахш и др.) носят характер типичных молодых горных потоков с энергичной глубинной эрозией и

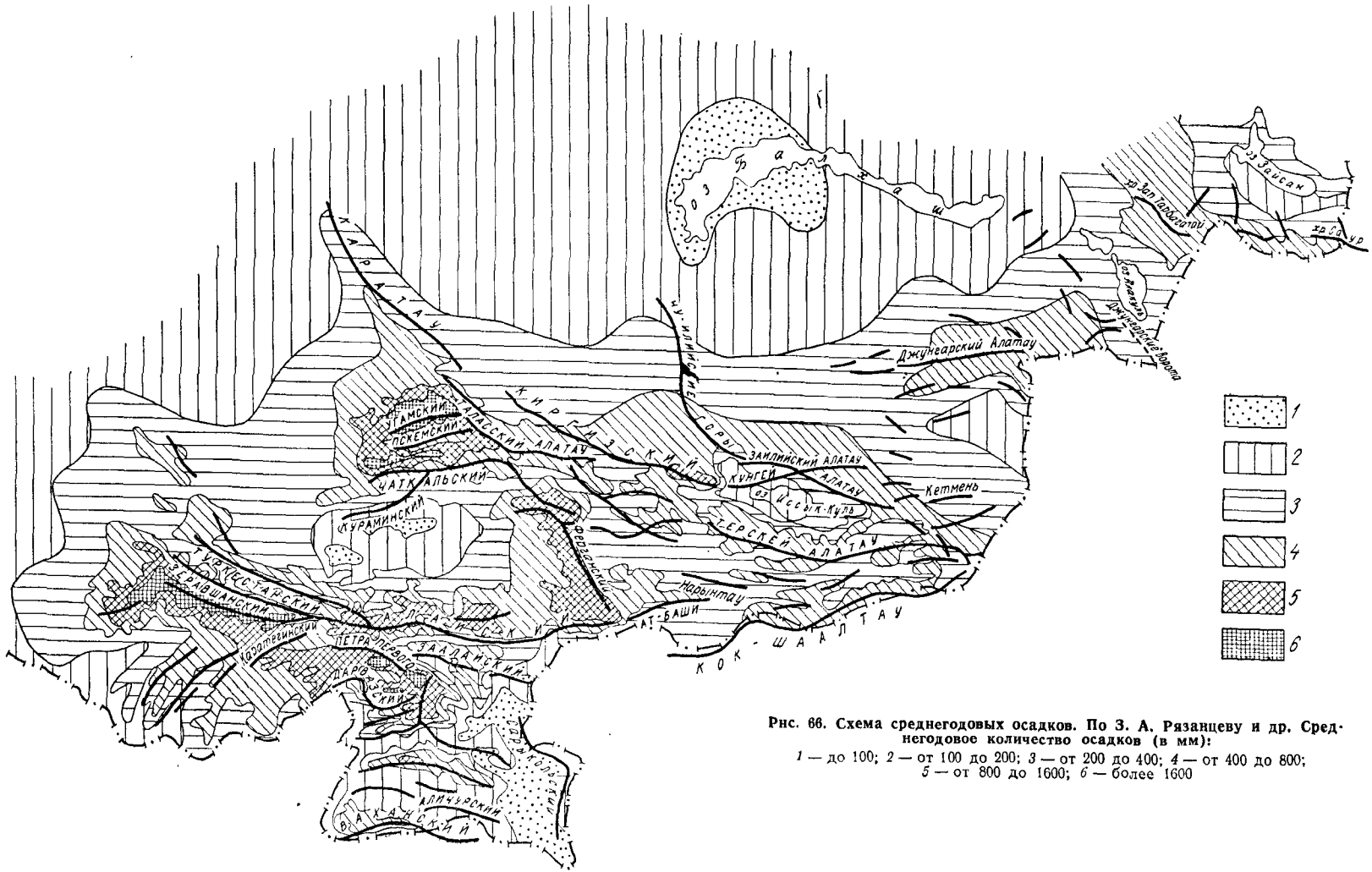


Рис. 66. Схема среднегодовых осадков. По З. А. Рязанцеву и др. Среднегодовое количество осадков (в мм):

1 — до 100; *2* — от 100 до 200; *3* — от 200 до 400; *4* — от 400 до 800; *5* — от 800 до 1600; *6* — более 1600

бурным течением. У подошвы гор, с выходом в равнины, реки распадаются на отдельные рукава со спокойным течением. Они образуют мощные конусы выноса. Реки северных предгорных равнин (Чу, Или и др.) имеют еще более спокойное течение и низкие берега.

Поверхностный сток колеблется от 1 л/с с 1 км^2 в равнинных частях региона до 3 л/с с 1 км^2 в высокогорной части. Наибольшей средней удельной водообильностью характеризуются речные бассейны, расположенные на склонах окраинных горных хребтов, обращенных на запад и юг, так как они наиболее доступны влажным воздушным массам. Сравнительно большой удельной водообильностью обладают бассейны рек юго-западных склонов Ферганского хребта, ориентированных перпендикулярно к направлению движения влажных воздушных масс, поступающих в Ферганскую долину с запада. Наименьшей водообильностью обладают бассейны рек, располагающиеся внутри горной страны, куда затруднен доступ влажных масс.

Поверхностный и подземный стоки тесно связаны между собой. Эта связь в разных частях области осуществляется по-разному: могут быть выделены районы преимущественного подпитывания поверхностного стока со стороны подземного (в основном горные хребты Тянь-Шаня, Памира и Джунгарского Алатау, составляющие большую часть рассматриваемой территории), а также районы рассеивания поверхностного стока для формирования подземного (равнинные, слабодренированные части предгорных впадин и межгорных котловин, выполненные рыхлыми пролювиально-аллювиальными и озерными отложениями).

Озера обычно располагаются в бессточных впадинах. Наиболее крупные из них — Иссык-Куль, Балхаш, Алакуль, Зайсан, — по всей видимости, связаны своим происхождением с тектоникой.

В геологическом строении области принимают участие все возрастные группы пород — от архейской до кайнозойской. В площадном распространении пород различного возраста, литологического состава, степени их метаморфизации и тектонической нарушенности прослеживается четкая и закономерная связь с историей геологического развития. В течение длительного времени регион представлял собой обширную геосинклиналь, являющуюся краевой частью Средиземноморского бассейна — моря Тетис. Неоднократные горообразовательные процессы сминали в складки накопившиеся в море мощные толщи осадков и постепенно выводили их из-под уровня моря.

В конце ордовика — начале силура завершающий этап каледонской складчатости создает, формирует и консолидирует складчатую зону северной части Восточного Тянь-Шаня и примыкающие к нему структуры Чу-Илийского и Саурского антиклинориев Южного Казахстана. К этому времени относится заложение крупных глубинных разломов (рис. 67), отделивших Западный Тянь-Шань от Восточного *. Герцинская складчатость, завершившаяся поднятием области геосинклинали, привела к формированию и консолидации в виде горных складчатых систем Западный Тянь-Шань, южную часть Восточного Тянь-Шаня и Северный Памир. В это же время происходит внедрение главной массы гранитоидных интрузий Тянь-Шаня. В процессе формирования горной страны возникли глубокие разломы, часть которых была унаследована от каледонского этапа развития.

В мезозое страна вступает в субплатформенный этап развития. Гористый рельеф сглаживается и происходит формирование денудаци-

* В настоящей работе принято природное районирование, выполненное авторами на структурно-тектонической основе. Оно делит Тянь-Шань по «важнейшей структурной линии» на Западный и Восточный; последний, в свою очередь, по Тарско-Каратускому глубинному разлому подразделяется на северную и южную части.

ойных равнин пенеплена. В течение мезозоя и значительной части кайнозоя (до неогена) молодая платформа испытывает эпейрогенические колебательные движения, которые сказываются в характере процессов

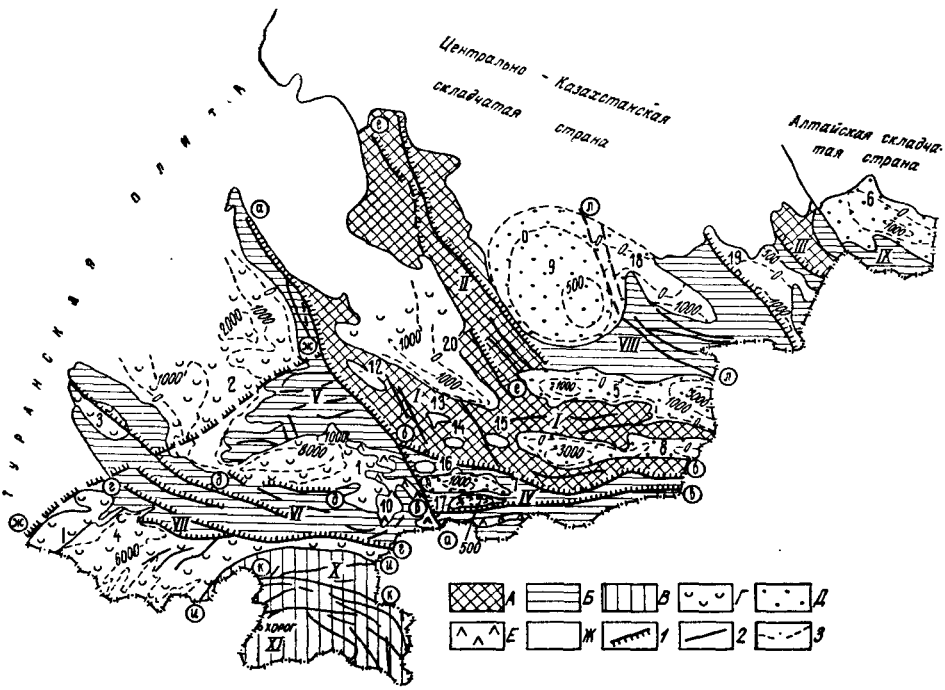


Рис. 67. Структурно-тектоническая схема Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирской складчатой области (по материалам тектонической карты Евразии масштаба 1 : 5 000 000, 1966 г. с дополнениями по новейшим данным Казахского и Узбекского гидрогеологических трестов и геологических управлений).

А—В — складчатые системы:

А — каледонского орогенеза (цифры римские на схеме): I — северная часть Восточного Тянь-Шаня, II — Чу-Илийская, III — Тарбогатайская;

Б — герцинского орогенеза:

IV — южная часть Восточного Тянь-Шаня (Нарынская), V—VII — Западный Тянь-Шань (V — Чаткало-Кураминская, VI — Алай-Кокшальская, VII — Гиссаро-Каратегинская), VIII — Джунгаро-Алатауская, IX — Саурская;

В — альпийского орогенеза: X — Северный, Центральный и Юго-Восточный Памир, XI — Юго-Западный Памир (протерозойское ядро).

Г—Ж — наложенные предгорные и межгорные впадины постпалеозойского этапа развития:

Г — заложениые в раинем мезозое на коятакте с эпигерцинской Туранской плитой, выполненные мощными осадками платформенного чехла морского и континентального генезиса и красноцветными молассами (арабские цифры на схеме — наименоваяия впадин): 1 — Ферганская, 2 — Приташкентская, 3 — Зеравшанская, 4 — Южно-Таджикская.

Д — заложенные в пределах развития пенепленизированной горной страны в мезозое и активно прогибавшнеся в кайнозое; под красноцветнымн молассами в них залегает неполный маломощный разрез континентального платформенного чехла; 5 — Илийская, 6 — Зайсанская, 7 — Нарынская, 8 — Иссыккульская, 9 — Прибалхашская.

Е — платформеиный чехол (морского или континентального генезиса) выведен иа поверхность: 10 — Саякская, 11 — Безымянная.

Ж — заложенные в пределах горной страны в кайнозое и выполненные континентальными отложеннями молассного типа: 12 — Таласская, 13 — Сусамырская, 14 — Джумгольская, 15 — Кочкорская, 16 — Тогузторооусская, 17 — Атбашинская, 18 — Лепсинская, 19 — Алакульская, 20 — Чуйская.

Прочие знаки: *1* — основные глубинные разломы (буквы на схеме в кружках): а—а — Талассо-Ферганский («Важнейшая структурная лниия Тянь-шайя»), б—б — Терскей-Каратауский, в—в — Атбаши-Инылчекскнй, г—г — Арало-Гиссарский, д—д — Южно-Ферганскнй, е—е — Джалаир-Найманскнй, ж—ж — Западно-Тянь-Шаньскнй.

2 — регнональные разломы: и—и — Дарваз-Каракульский, к—к — Центрально-Памирский (Акбайтальский); л—л — Джунгаро-Балхашскнй.

3 — стратоизогипсы по кровле складчатого фуидамента палеозойского и допалеозойского возраста

осадконакопления и заложения на территории Тянь-Шаня отдельных прогибов. К рэт-лейасу относится заложение наиболее крупного Ферганского прогиба, приуроченного к опущенному юго-западному крылу Талассо-Ферганского разлома.

С конца олигоцена — начала миоцена преобладают тектонические движения положительного знака, которые во второй половине неогена приводят к воздыманию всех современных хребтов Тянь-Шаня и обособлению между ними межгорных впадин. Породы палеозойского и допалеозойского возраста, смятые в сложные складки, разбитые многочисленными разломами на блоки и глыбы различной величины, вновь вовлекаются в процессы орогенеза, наиболее активное действие которых относится к плиоцену — началу четвертичного периода. Отдельные блоки, поднятые в пределах хребтов на различную высоту, сохраняют поверхность мезозойского пенеплена, иногда вместе с покрывающими ее отложениями молодого осадочного чехла.

К ранней стадии альпийского тектогенеза относится проявление самого западного регионального разлома субмеридионально направленного вкрест простирания основных разломов и структур Тянь-Шаня. Разлом разделил эпигерцинскую платформу на два блока, которые, начиная с неогена, имели разную направленность тектонических движений: западный блок продолжал развиваться как платформа вместе с Туранской плитой, восточным окончанием которой он и является, восточный блок обособился в постплатформенную орогенную область, в пределах которой произошла резкая дифференциация крупных структурных элементов — гор, межгорных впадин и предгорных прогибов.

К альпийской складчатости относится окончательное формирование Памира, представляющего собой сложную мозаику из разновозрастных структур. Образование Северного Памира произошло в верхнем палеозое, Юго-Восточного Памира — в мезозое, Юго-Западный Памир представляет собой докембрийский массив, переработанный киммерийскими движениями. Начало образования всей Памирской структуры в ее современном плане относится к концу триаса, развитие ее шло в течение мезозоя и кайнозоя и завершилось общим поднятием в неогене. Это поднятие носит неравномерный и дифференцированный характер и продолжается до наших дней с подвижками по зонам нарушений, унаследованным от предыдущих тектонических эпох. К началу мезозоя были приурочены наиболее крупные вулканические процессы, проявившиеся в виде гранитных интрузий на северной границе юго-западной части Памира.

Тектонические движения, сопровождающиеся землетрясениями различной силы и разломами земной коры, продолжаются в настоящее время почти на всей описываемой территории. Наиболее активное их проявление отмечается в ряде районов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау.

В формировании осадочного чехла, которое началось в мезозое с момента образования эпипалеозойской платформы и продолжается до настоящего времени, выделяются три основных этапа: триасовый, юрский — донеогеновый и неоген-четвертичный. В течение триаса, по-видимому, повсеместно происходило образование мощной коры выветривания. Триасовые отложения начали накапливаться с рэта во вновь образующихся депрессиях. Начиная с юры и вплоть до верхнего олигоцена, накопление осадков в различных частях региона шло разными путями. Демаркационной линией является Талассо-Ферганский разлом, к востоку от которого в пределах территории, испытавшей очень слабое влияние эпейрогенических колебательных движений, накопление осадков в виде песчано-глинистых толщ происходило лишь в депрессиях и плоских впадинах (Нарынской, Иссык-Кульской, Прибалхашской). К западу от разлома, где колебательные движения земной коры ощущались сильнее и приводили к передвижению береговой линии, море периодически трансгрессировало в глубь материка. К началу мелового периода

почти вся территория, за исключением Юго-Восточного Памира, представляла собой сушу, в пределах которой происходило накопление континентальных красноцветных осадков. С конца олигоцена — начала миоцена для всей области устанавливается континентальный режим осадконакопления. В первой половине неогена в связи с поднятием всех современных горных хребтов осадконакопление сосредотачивается у их подножий в будущих межгорных впадинах. К этому периоду относится образование кирпично-красных моласс массагетской серии на западе и киргизского красноцветного комплекса на востоке. Во второй половине неогена в связи с мощными горообразовательными процессами происходит дислокация и складкообразование уже отложившихся мезозойских и кайнозойских осадков, а в плиоцене — начале четвертичного периода у подножий вновь поднятых современных хребтов формируются мощные рыхлые толщи моласс, сложенных чередованием конгломератов, песчаников и глин (бактрийская серия и др.), залегающих несогласно на более древних осадках мезозоя и кайнозоя. В крупных впадинах (Илийской и др.) отложение осадков в кайнозое происходило в основном в озерных пресноводных или солоноватоводных бассейнах. В четвертичный период общая изоляция территории от влияния теплых влажных ветров с юга и юго-востока поднявшимися Гималаями, а также пульсирующие тектонические движения и связанные с ними периодические изменения климата приводили к многократному оледенению с накоплением в горах комплекса моренных и флювиогляциальных отложений и мощных толщ аллювиально-пролювиальных осадков, выносимых с гор.

Палеоклимат являлся весьма существенным природным фактором, влиявшим на формирование подземных вод. Наибольшая роль в формировании грунтовых вод прошлых геологических эпох принадлежит палеоклимату.

При накоплении современного нам осадочного чехла в мезозое и раннем кайнозое господство гумидного и близкого к нему по влажности субтропического климата создавало благоприятные условия для формирования подземного стока. Установившийся же к началу плиоцена аридный климат с его резким дефицитом атмосферных осадков, большими колебаниями суточных температур и сильным испарением приводил к истощению ресурсов подземных вод и к увеличению их минерализации. Неоднократные колебания температур в течение четвертичного периода приводили к развитию и сокращению оледенения.

Современный структурный план региона выработался в результате неоднократных тектонических перестроек, включая последние горообразовательные движения в неоген-четвертичное время.

В общих чертах он представляет собой крупные виргации мегаскладок — синклинориев и антиклинориев, осложненных структурами более мелких порядков.

Антиклинории охватывают системы горных хребтов или складчатые зоны, длина которых измеряется сотнями, а ширина многими десятками километров при высоте 8—10 км. Синклинории образуют крупные межгорные прогибы, в пределах которых на складчатом фундаменте, опущенном на сотни и тысячи метров ниже уровня моря, лежат мощные толщи рыхлых осадочных пород. Складки второго порядка, образующие хребты или внутригорные впадины, имеют длину 60—100 км, ширину 15—20 км, а высоту 1—2 км.

На прилагаемой схеме (см. рис. 67) отражено распространение разновозрастных складчатых систем, а также постпалеозойские предгорные и межгорные впадины, которые по времени заложения и истории разви-

тия делятся на несколько типов структур. К первому типу относятся крупные структуры, сформировавшиеся на контакте восточной окраины Туранской эпигерцинской плиты в раннем мезозое и выполненные чередованием морских и континентальных отложений значительной мощности — до 5—10 км (Приташкентская, Ферганская и др.). В пределах пенепленизированной горной страны распространен второй тип структур, выполненных исключительно континентальными отложениями в основном молассового типа. Здесь следует отметить группу наиболее крупных и сравнительно глубоких впадин, время заложения которых, по-видимому, относится к раннему мезозою, а начало активного формирования — к олигоцену, (Илийская, Зайсанская, Иосык-Кульская, Нарынская впадины), а также группу менее глубоких отрицательных структур, развитие которых началось либо в верхнем олигоцене, либо в плиоцене (Таласская, Тогуз-Тороусская, Атбашинская, Сусамырская, Кочкорская и др.); к этой же группе, по-видимому, относятся крупные Лепсинская и Алакульская впадины, нижняя часть которых пока не изучена.

Сеть глубоких разломов, сложившаяся в итоге многократных тектонических перестроек, имеет в основном два направления — субширотное и северо-западное и придает области своеобразный складчато-глыбовый характер. Наиболее крупные глубокие разломы имеют унаследованный и омоложенный характер.

Отложения архейского, протерозойского и нижнепалеозойского возраста приурочены в основном к складчатым зонам, созданным каледонским орогенезом — к северной части Восточного Тянь-Шаня и примыкающим к нему структурам Южного Казахстана — Чу-Илийскому и Тарбагатайскому антиклинориям. Породы этого же возраста встречаются в виде отдельных блоков в ядрах складчатых систем в южной части Восточного Тянь-Шаня и Памира. Представлены они в основном вулканогенными зеленокаменными образованиями, метаморфизованными и дислоцированными осадками морского генезиса: известняками, сланцами и песчаниками. Нижне- и среднепалеозоиские отложения морского генезиса, сильно дислоцированные и метаморфизованные вследствие участия в процессах каледонской и герцинской складчатости, распространены в пределах Западного и южной части Восточного Тянь-Шаня. Они представлены мощными толщами кристаллических сланцев и мраморов.

Отложения средне- и верхнепалеозойского возраста весьма широко распространены в пределах складчатых зон, созданных герцинским и альпийским тектогенезом. Осадки морского генезиса, приуроченные к Западному и южной части Восточного Тянь-Шаня и Памиру, представлены сильнодислоцированными породами: кристаллическими сланцами, песчаниками, алевролитами, различными карбонатными породами. Одновозрастные осадки континентального генезиса, сосредоточенные в отдельных локализованных прогибах в пределах северной части Восточного Тянь-Шаня, отличаются сравнительно слабой степенью метаморфизации и представлены толщами песчаниково-сланцевого и эффузивно-туфового состава Мощность отложений допалеозойского и палеозойского возраста, измеряется тысячами метров, фильтрационные свойства пород находятся в прямой зависимости от степени их трещиноватости и разрушенности. На глубине породы (вне зон глубинных разломов) монолитны и практически не обладают коллекторскими свойствами. С поверхности же, в зоне мощностью до 80—100 м, где наложенное действие экзогенных и эндогенных факторов приводят к активному разрушению пород, фильтрационная способность их достигает значительных величин.

Отложения мезозойского возраста не имеют сплошного распространения и в распределении их по площади наблюдается отчетливая зональность, связанная с различными условиями осадконакопления. Отложения триаса встречены в континентальной фации в Илийской впадине, в южной части Ферганской впадины и по склонам прилегающих к ней с юга хребтов. Представлены они конгломератовыми и песчано-глинистыми осадками с углями мощностью от 5—10 до 300—400 м. На юге Западного Тянь-Шаня и на Памире отложения триаса встречаются в виде дислоцированных морских, лагунно-континентальных и вулканогенно-осадочных образований: конгломератов, песчаников, сланцев, известняков, эффузивов и туфов общей мощностью до 2500 м.

Отложения юры в основном сосредоточены на юге и юго-западе области. На Памире они представлены известняками и мергелями с прослоями вулканогенных и обломочных пород, песчанихового-сланцевыми, часто угленосными толщами общей мощностью 2000—4000 м. В пределах Ферганской впадины разрез юры сложен песчано-глинистыми угленосными осадками с подчиненными прослоями конгломератов, гипсов, солей; мощность юры 4000—5000 м. В ряде юго-западных районов (Южно-Таджикская депрессия и др.) отложения верхней юры представлены красноцветными песчано-глинистыми толщами мощностью 800—1000 м, содержащими прослои каменной соли, гипса, ангидрита (гаурдакская, карабильская свиты и др.). В районе Иссык-Кульской впадины сохранились континентальные отложения юры: песчано-глинистые и угленосные осадки с прослоями конгломератов.

Отложения мела широко распространены в пределах западной части области и спорадически в пределах восточной. Нижний мел Южно-Таджикской депрессии представлен толщей переслаивания сероцветных глинисто-карбонатных и красноцветных глинисто-алевролитовых пород с гипсами и доломитами мощностью 1000—1100 м. В Ферганской впадине верхняя часть разреза (альб) представлена серыми глинами, остальная часть — красноцветными песчано-глинистыми и конгломератовыми осадками; эти же породы слагают разрез на остальной части западной половины области, включая и Памир, где в разрез включаются пласты туфогенных пород; мощность осадков составляет 700—800 м.

Верхний мел в юго-западной части Южно-Таджикской депрессии сложен глинами с прослоями известняков, мергелей и ракушечников и лишь средняя часть сеномана представлена красноцветными загипсованными песчано-глинистыми осадками; мощность отложений 1500—1600 м. В восточной части Южно-Таджикской депрессии и в пределах прилегающих хребтов аналогичные осадки слагают нижнюю часть сеномана, а на Центральном Памире — весь сеноман; вышележащая часть верхнемелового разреза сложена серыми и розовыми известняками. В Ферганской впадине большая часть разреза представлена красноцветными гипсоносными песчано-глинистыми отложениями и лишь в двух интервалах (конец сеномана — турон и конец сенона — дат) разрез слагают серые глины и известняки. Разрез верхнемеловых отложений в Приташкентской впадине представлен пестроцветными песчано-глинистыми образованиями, а отложения датского яруса — загипсованными красноцветными породами.

В пределах восточной части области отложения меловой системы приурочены к глубоким частям отдельных впадин — Илийской и Зайсанской. Они представлены континентальной фацией песчано-глинистого и конгломератового состава мощностью до 100 м.

Отложения палеогена в межгорных впадинах Западного Тянь-Шаня в нижней своей части (палеоцен — средний эоцен) представлены сероцветными и зеленоцветными песчано-глинистыми, карбонатными, реже

песчаниковыми образованиями общей мощностью от 100 до 500 м и более. В отдельных районах в разрез включаются красноцветные глины с песчаниками и гипсом (бухарская и сузакская свиты в Ферганской и Приташкентской впадинах, ришганская свита в Ферганской и Южно-Таджикской впадинах). Выше повсеместно залегают плотные зеленовато-серые глины (туркестанские слои), мощная толща которых (100—200 м) играет роль регионального водоупора. По возрасту эти отложения в различных впадинах несколько отличаются друг от друга, занимая различные объемы в интервале верхний эоцен — нижний олигоцен. Породы верхнего олигоцена и неогена в пределах всей области представлены континентальными осадками. Наиболее характерными и широко распространенными являются красноцветные молассы; нижняя часть их (массагетская серия и киргизский комплекс), соответствующая верхнему олигоцену — нижнему миоцену, сложена глинами, песчаниками, солями и гипсом (1000 м), а верхняя часть — бактрийская серия, соответствующая среднему миоцену, сложена более крупнообломочными разностями (6000 м).

В крупных глубоких впадинах восточной части области (Илийской, Зайсанской и др.) отложения кайнозоя представлены фациально-изменчивыми континентальными песчано-глинисто-конгломератовыми толщами, разделяющимися по литологическим признакам на ряд местных свит; мощность олигоцена 200—500 м, неогена 100—1500 м.

Отложения четвертичного возраста имеют повсеместное распространение, разнообразный генезис и значительную мощность — от десятков до сотен метров (молассовая адырная свита Ферганской долины, лёссовидная кулябская свита, ледниковые и водно-ледниковые отложения в горах, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и пролювиальные осадки речных долин и межгорных впадин и др.).

Гидрогеологическое расчленение разреза и основные закономерности распространения подземных вод

Описываемая территория представляет собой весьма сложно построенную гидрогеологическую область, в пределах которой подземные воды, приуроченные к отложениям всех возрастных систем от архейской до кайнозойской, отличаются разнообразием по формам скоплений, физическим и химическим свойствам, условиям формирования, динамике, ресурсам и практической значимости.

Типизация гидрогеологических условий, проведенная на основе структурного и геолого-исторического анализа, позволяет наметить ряд закономерностей в группировках многочисленных водоносных горизонтов и комплексов, а также в распределении их и в изменении свойств по площади и в разрезе.

В пределах области выделяются три *гидрогеологических этажа* — верхний, средний и нижний, отличающиеся между собой по комплексам свойств, характеру гидродинамического и гидрохимического режимов (рис. 68).

Верхний и средний гидрогеологические этажи приурочены к мезокайнозойскому осадочному чехлу. Разделяются они мощной регионально выдержанной водоупорной толщей глин и мергелей эоцен-олигоценового возраста. Верхний гидрогеологический этаж объединяет водоносные горизонты и комплексы, приуроченные к фациально-изменчивым континентальным отложениям кайнозоя. Он характеризуется отсутствием регионально выдержанных водоупоров и распространением преимущественно грунтовых и слабонапорных подземных вод; минерализации вод низкая.

Средний гидрогеологический этаж объединяет водоносные горизонты и комплексы, приуроченные к морским и континентальным фациально выдержанным отложениям мезозоя и нижней части кайнозоя. Он характеризуется наличием в разрезе этажа регионально выдержанных водоупоров, галогенных толщ и распространением высоконапорных артезианских межпластовых вод повышенной минерализации. Верхний гидрогеологический этаж подразделяется на два подэтажа. Верхний подэтаж объединяет водоносные горизонты рыхлого недислоцированного

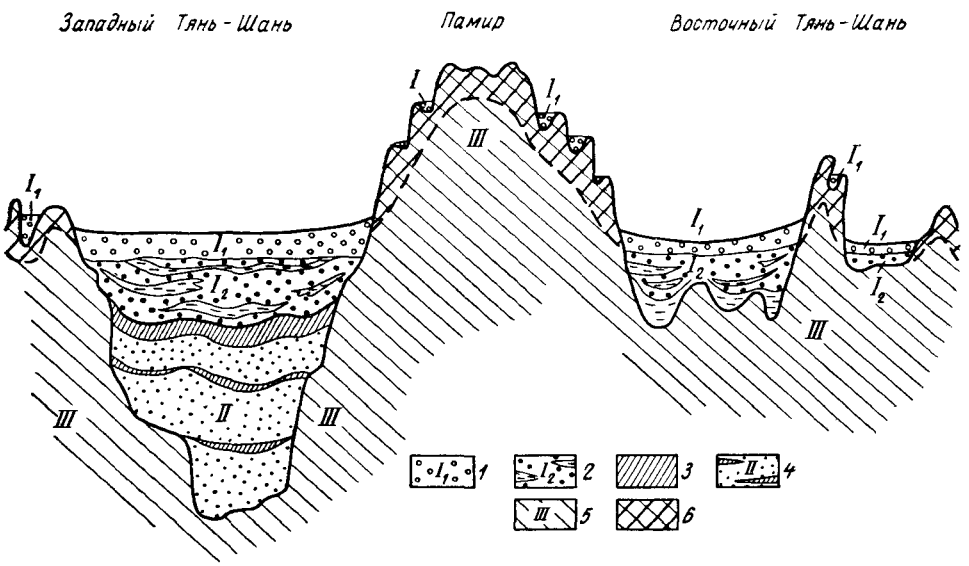


Рис. 68. Схема гидрогеологической этажности. По Б. Е. Антыпко и Е. И. Лагутину.

1—2 — верхний гидрогеологический этаж (I): *1* — верхний подэтаж (I_1) с водоносными горизонтами и комплексами осадочного чехла четвертичного возраста мощностью до десятков метров; *2* — нижний подэтаж (I_2) с водоносными горизонтами, комплексами и местными водоупорами в осадочном чехле континентального генезиса мезо кайнозойского возраста мощностью от сотен до 2—3 тыс. м; *3* — региональные водоупоры на границе верхнего и среднего гидрогеологических этажей; *4* — средний гидрогеологический этаж (II) с водоносными горизонтами и водоупорами в осадочном чехле морского и континентального генезиса мезо-кайнозойского возраста, мощностью от десятков до 5—6 тыс. м; *5* — нижний гидрогеологический этаж (III). Складчато-глыбовый фундамент метаморфизованных и дислоцированных пород и вулканогенного комплекса протерозой-палеозой-мезозойского возраста, мощностью от десятков до сотен метров, водоносный по зонам разлома; *6* — водоносные зоны активной трещиноватости складчато-глыбового фундамента

осадочного чехла четвертичных отложений различного генезиса. Он распространен почти повсеместно и содержит в основном поровые грунтовые воды. Нижний подэтаж объединяет водоносные горизонты, комплексы и водоупоры местного значения, которые входят в нижнюю часть континентального, в различной степени дислоцированного чехла межгорных и предгорных впадин; в западной части области (в Южно-Таджикском, Ферганском, Приташкентском бассейнах) этот подэтаж приурочен к континентальным осадкам кайнозоя от среднего олигоцена до нижнечетвертичных отложений включительно; в восточной части (в Илийском, Иссык-Кульском, Зайсанском и других бассейнах) нижний подэтаж объединяет породы от юры и мела до нижнечетвертичных образований включительно. Отличительными чертами нижнего подэтажа наряду с отмеченной выше дислоцированностью водосодержащих и водоупорных толщ является фациальная их изменчивость и, как правило, отсутствие региональных водоупоров; подземные воды подэтажа поровопластовые, реже трещинно-пластовые как грунтовые, так и с местными напорами.

В качестве нижнего гидрогеологического этажа выделены водосодержащие породы метаморфизованного и сложнодислоцированного складчато-глыбового фундамента допалеозойского, палеозойского, а на Памире и мезозойского возраста, с приуроченными к ним трещинными, трещинно-карстовыми и трещинно-жильными водами.

Основные типы гидрогеологических структур. На территории описываемой области выделяются два основных типа гидрогеологических структур: бассейны трещинных вод и межгорные и предгорные артезианские бассейны.

Бассейны трещинных вод распространены в пределах складчато-глыбовых зон, составляющих более 70% территории области; здесь повсеместно развиты воды различных видов: 1) трещинные, приуроченные к верхней, разрушенной под влиянием экзогенных факторов, части пород самого различного состава; 2) карстово-трещинные, связанные с разрушенной частью пород карбонатного состава; 3) трещинно-жильные, приуроченные к тектоническим разломам. Области питания как для трещинных, так и для карстово-трещинных вод совпадают с областями разгрузок. Общее направление движения подземных вод согласуется с рельефом местности, а гидравлические водоразделы, как правило, совпадают с орографическими. Глубина залегания уровня трещинных вод зависит от мощности зоны выветривания пород и положения в рельефе, изменяясь от 40—80 м на водоразделах до долей метра в тальвегах долин.

Движение трещинно-жильных вод определяется простиранием разломов и условиями их залегания. Как правило, эти воды в пределах складчато-глыбовых зон полностью не разгружаются и по разломам перетекают в прилегающие артезианские бассейны.

На основании анализа большого фактического материала по горным районам Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Южного Казахстана и Памира дифференциация количественных и качественных параметров трещинных грунтовых вод происходит по закону горизонтальной зональности, которая проявляется в закономерном изменении по площади дебитов водопунктов, модулей родникового стока, характера сосредоточения основных ресурсов подземных вод, их минерализации, химического и газового состава, температуры и пр.* Согласно этому закону, в пределах высокогорья (и отчасти среднегорья) в нивальном, альпийском и субальпийском поясах при весьма сильно расчлененном рельефе, открытой трещиноватости, маломощных и локально развитых четвертичных образованиях, сложенных грубообломочными разностями, при обильном количестве осадков общая гидрогеологическая характеристика однообразна и устойчива. Здесь, независимо от литолого-фациальных и стратиграфических разностей пород нижнего гидрогеологического этажа, повсеместно распространены ультрапресные воды с минерализацией в нивальном поясе до 0,1 г/л, а в альпийском и субальпийском до 0,2 г/л. Воды по составу в основном гидрокарбонатно-кальциевые. Запасы подземных вод здесь велики, но рассредоточены в трещинной зоне.

В пределах среднегорья и отчасти низкогорья, в горно-степном ландшафтно-климатическом поясе с его резко континентальным климатом, сильной расчлененностью рельефа и интенсивной дренированностью территории, при крупнообломочном составе маломощного делювиального чехла и аллювиальных отложений горных рек, гидрогеологическая характеристика также совершенно определенна, хотя и более разнообразна, чем в вышеописанной зоне. Здесь распространены гидрокарбо-

* В основу положено учение В. В. Докучаева о природной зональности.

натные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией от 0,1—0,2 до 0,5 г/л.

В пределах низкогорья и мелкосопочника, в полупустынном и пустынном ландшафтно-климатических поясах, в условиях резко континентального климата при недостаточном увлажнении, пологом и сравнительно слабо расчлененном рельефе, с мощным перекрывающим чехлом четвертичных и неогеновых отложений в основном глинистого и песчано-глинистого состава характеристика гидрогеологических свойств со-

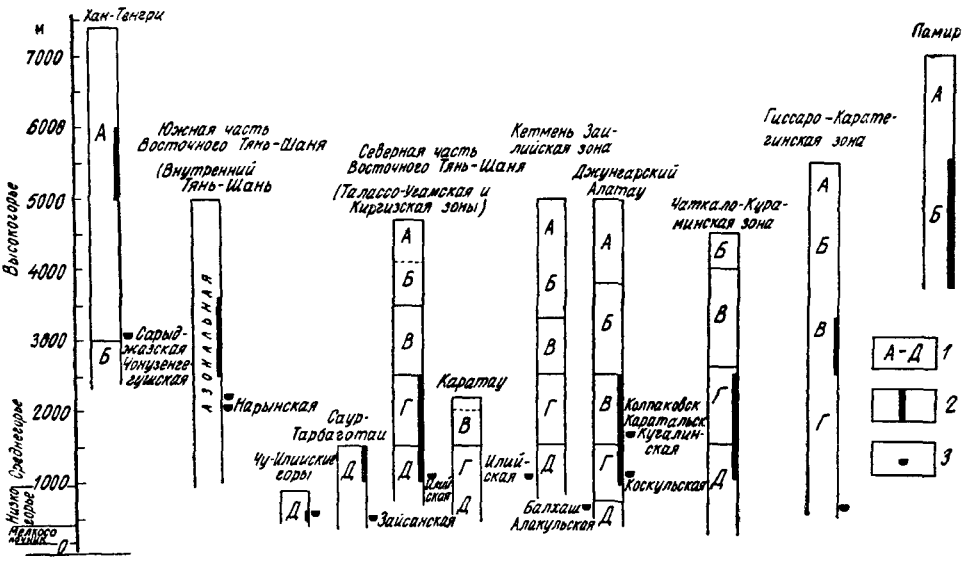


Рис. 69. Схема поясной зональности Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирской складчатой области. По Б. Е. Антыпко.

1 — ландшафтно-климатические горные пояса (*А* — нивальный, *Б* — альпийский, *В* — субальпийский, *Г* — горно-степной, *Д* — полупустынный); *2* — ландшафтно-климатические пояса, имеющие максимально площадное распространение в пределах данного района; *3* — расположение межгорных и предгорных впадин в ландшафтно-климатических поясах

вершенно другая. Здесь циркуляция подземных вод замедлена, пути транзита весьма продолжительные, минерализация вод повышенная (1—5 г/л, иногда до 10 и 20 г/л); состав вод смешанный — сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный натриево-кальциево-магниевый. Формы проявления поясности по отдельным складчато-глыбовым зонам области отражены на рис. 69.

Исключением из общей закономерности являются трещинные воды, приуроченные к площадям развития сульфидных месторождений, а также трещинные воды на контактах интрузивных пород. Эти воды при любом сочетании климатических условий и характера рельефа отличаются сравнительно повышенной минерализацией и составом, обогащенным ионами сульфатов.

Также азональны воды тектонических разломов. Интенсивность региональной трещиноватости в зонах разломов и прилегающих к ним участков возрастает по сравнению с остальной площадью в десятки и сотни раз. Зоны разломов заполнены катакластическими породами, обладающими весьма хорошими водопроводящими свойствами. Мощность зон дробления измеряется десятками и сотнями (до 300—1000) метров. Водообильность их помимо хороших коллекторских свойств и больших мощностей определяется глубиной эрозионного вреза, совпадением направления простирания разломов с направлением гидрографи-

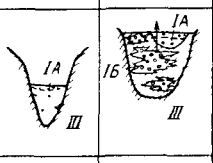
ческой сети и дренирующей способностью перекрывающих четвертичных отложений. При совпадении гидрографической сети с разломами, последние играют роль водовыводящих каналов. Разломы секут долины рек, они (в пределах водоразделов) перехватывают или поглощают трещинные воды, а затем выводят их в наиболее пониженных частях речных долин. С глубинными разломами области часто связаны проявления термальных и минеральных вод. Реже встречаются разломы неводоносные, выполненные плотными глинистыми породами; в этих случаях они играют роль экранов, изолирующих трещинные подземные воды различных участков друг от друга.

Предгорные и межгорные артезианские бассейны, хотя и занимают около 30% площади, имеют большое значение для народного хозяйства. В структурном отношении они приурочены к межгорным впадинам и предгорным прогибам и различаются между собой по целому ряду признаков: по площади, гипсометрическому положению, глубине залегания складчатого фундамента, по возрасту и литолого-фациальному составу отложений, выполняющих эти структуры.

Гидрогеологическое строение бассейнов находится в прямой зависимости от истории их геологического развития. Особенно четко это сказывается на гидрогеологических особенностях глубоких горизонтов. Основные типы артезианских бассейнов области отражены на рис. 70. На этом же рисунке приведены схемы строения бассейнов грунтовых вод (I и II типы), как и крайние члены ряда сопоставления различных бассейнов по сложности их строения и развития.

Наиболее сложное строение имеют крупные предгорные и межгорные артезианские мегабассейны VII типа (Приташкентский, Южно-Таджикский, Ферганский и Зеравшанский), расположенные в Западном Тянь-Шане. В них четко выделяются три гидрогеологических этажа. В осадочном чехле мощностью несколько километров, выполняющем эти бассейны, чередуются водосодержащие породы различного литологического состава (от известняков до песков), а также региональные водоупорные толщи, сложенные глинами, солями и гипсом. Водосодержащие породы и местные водоупорные горизонты, слагающие верхний гидрогеологический этаж, на большей части территории бассейнов имеют слабоволнистое, или моноклинальное залегание с небольшим уклоном в сторону центральных частей бассейнов. В ряде случаев в краевых частях бассейнов, где складчато-глыбовый фундамент погружен на незначительную глубину (порядка нескольких сотен метров), тектонические движения последнего орогенического этапа смяли породы в складки с образованием структур второго и более высоких порядков. Они разбиты многочисленными разломами на блоки и глыбы различных размеров. Эта особенность геологического строения имеет чрезвычайно большое значение для подземных вод и объясняет то обстоятельство, что крупные межгорные и предгорные бассейны в своих периферийных частях по верхнему гидрогеологическому этажу распадаются на более мелкие бассейны, образующие в своей совокупности сложные артезианские бассейны (Ферганский, Южно-Таджикский). Разломы влекут за собой облегчение или затруднение связи между горизонтами, поступление питания из складчатых зон, изменение состава, минерализации и температуры подземных вод. Верхний гидрогеологический этаж содержит пресные и солоноватые гидрокарбонатные, реже сульфатные воды, движение которых осуществляется в сторону пониженных участков. Здесь обычно проявляется четкая горизонтальная (по площади) зональность с распределением пресных вод у бортовых частей бассейнов и с увеличением минерализации в центральных частях их. Средний гидрогеологический этаж представляет собой часть структуры, как правило, изо-

лированную от верхнего этажа региональным водоупором эоцен-олигоцена. На отдельных участках, в основном в краевых частях бассейна, региональный водоупор отсутствует и слагающие средний этаж водоносные комплексы оказываются выведенными в зону свободного водообмена. Водовмещающие и водоупорные горизонты среднего этажа дислоцированы, смяты в многочисленные складки и разбиты тектоническими

Тип бассейна	I Горный	II Грунтовый	III Простой мезабассейн (Континентальный)	IV Простой мезабассейн (Морской-континентальный)	V Сложный мезабассейн (Континентальный)	VI Мегабассейн (Континентальный)	VII Мегабассейн (Морской-континентальный)
Схематический поперечный разрез							
Этажи (Кол-во)	1			2			3
Этажи (Геологический возраст) I	—	Q_{3-4}	$Pg_3^3 Q_1 N_2 Q$	Q_4 / $Cr-Pg$	Q_{2-4} / $Pg_3^3-Q_1, N_2-Q_1$	Q_{3-4} / Mz, Kz	Kz (от Pg_3^3 до Q_4)
I А		—	—	—	—	—	
I Б		—	—	—	—	—	$Mz-Kz$ (до Pg_3^3)
II	—			$Pt-Pz$			
III							
Условия тектонического развития	Активное новейшее и современное поднятие	Относительное погружение в верхнечетвертичное современное время	Новейшее погружение, современное поднятие	Погружение в Mz, поднятие в Kz	Новейшее и современное погружение	Слабое погружение в Mz и раннем Kz, относительное активное новейшее и современное погружение	Колебательные движения в Mz, относительное новейшее и современное погружение
Наличие водоупоров	Нет		Не выдержанные			Часто выдержанные	Региональный между I и II этажом, внутри этажей часто выдержанные
Гидродинамическая характеристика подземных вод	III грунтовые трещинные	IA грунтовые поровые				IA грунтовые и с местными напорами поровые и порово-пластовые, IБ напорные, порово-пластовые, трещинно-пластовые	I грунтовые, напорные и с местными напорами, поровые и порово-пластовые. II напорные, порово-пластовые, трещинно-пластовые
		IБ грунтовые и с местными напорами, порово-пластовые					
		III грунтовые и напорные трещинные и трещинно-жильные					
Примеры: Восточный Тянь-Шань	Сары Джазский Чонзенгеугуский	Сон Кульский, Болегаутский, Арабельский, Арпинский	Алабуга-Нарынский, Сусамырский, Четмень-Тюбинский, Чатыркульский	Чуйский	Кочкорский, Тогуз Тороуский, Атбашинский, Караумгурский, Аксайский, Коскудукский, Колпаковский, Каратальский, Кугалинский, Алакульский	Илийский, Зайсанский, Иссыккульский, Прибалхашский	Нет
Западный Тянь-Шань	Безымянные			Миязаровато-Сардобский и др. безымянные „голодки" мегабассейнов VII типа	Нуратинский Галляральский	Нет	Приташкентский, Южно-Таджикский, Ферганский, Зеравшанский
Памир	Безымянные		Нет				

1 2 3 4 5 6

Рис. 70. Основные типы межгорных бассейнов подземных вод Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирской складчатой области. По Б. Е. Антыпко и Е. И. Лагутину.

1—3 — водоносные породы: *1* — пески и галечники континентального генезиса, *2* — молассы, *3* — пески и известняки морского и континентального генезиса; *4* — глины и мергели; *5* — уровень грунтовых вод, *6* — уровень напорных вод

разломами на блоки различных размеров. Насыщающие средний этаж воды отличаются повышенной минерализацией, в этих частях бассейнов наблюдается вертикальная гидродинамическая и гидрохимическая зональность подземных вод, причем последняя иногда в силу различных причин имеет обращенный аномальный характер. Очень часто движение подземных вод глубоких водоносных комплексов происходит по законам, отличным от движения вод верхнего этажа, и в этих случаях наблюдается несовпадение их подземных пьезометрических водоразделов.

Следующим по сложности является VI тип бассейна — континентальный мегабассейн, широко распространенный в пределах Восточного Тянь-Шаня (Илийский, Зайсанский, Иссык-Кульский, Прибалхашский). В нем объединены крупные, по нескольку сотен километров в длину,

межгорные артезианские бассейны, приуроченные к глубоким (до нескольких километров) прогибам складчатого фундамента, выполненным континентальными отложениями различного генезиса, значительная роль среди которых принадлежит молассам. В бассейнах описываемого типа выделяются два гидрогеологических этажа — верхний с двумя подэтажами и нижний. В верхнем этаже региональные водоупоры, как правило, отсутствуют, хотя в отдельных бассейнах (Зайсанском, Иссык-Кульском) водоупорные горизонты местного значения имеют широкое распространение. Перегибы складчато-глыбового фундамента и локальные поднятия его часто делят крупные бассейны на несколько разобщенных, в основном в нижних водоносных горизонтах и комплексах, более мелких бассейнов. Верхний подэтаж мощный, повсеместно развитый, содержит грунтовые воды, тесно связанные с водами окружающих складчато-глыбовых сооружений, для которых межгорные бассейны и расположенные внутри них озера являются региональными базисами стока. Воды слабоминерализованные, реже минерализованные за счет континентального засоления. В их пределах, как правило, проявляется горизонтальная гидрохимическая зональность с увеличением минерализации от краевых частей бассейна к центру. Отложения нижнего подэтажа часто смяты в пологие складки, повторяющие рельеф кровли складчато-глыбового фундамента, а содержащиеся в них воды обладают напорами. Нижний подэтаж слагает замкнутую и бессточную часть бассейнов, к нему приурочена зона затрудненного водообмена. Минерализация и состав проникающих сюда инфильтрационных вод находятся в связи с составом водосодержащих пород. Минерализация обычно невелика, в одних бассейнах она закономерно увеличивается с глубиной, в других — уменьшается к основанию бассейна. Преобладают сульфаты, высокоминерализованные хлоридные воды встречаются редко.

Наиболее простое строение имеют небольшие и неглубокие межгорные артезианские бассейны, выполненные фациальноизменчивыми континентальными, в основном молассовыми отложениями верхнеолигоценового, неогенового и четвертичного возраста (III и V типы). Бассейны этих двух типов наиболее многочисленны и распространены главным образом в Восточном Тянь-Шане. В обоих из них выделяются два гидрогеологических этажа — верхний и нижний. Разница между этими типами бассейнов заключается в широте распространения верхнего подэтажа: в бассейнах V типа верхний подэтаж имеет повсеместное распространение, в бассейнах III типа — локальное. Бассейны V типа, примером которых служат Кочкорский, Тогуз-Тороусский, Атбашинский и др., заложены в пределах среднегорья и в низкогорье, т. е. на сравнительно молодых ступенях рельефа, поднявшихся вместе с бассейнами значительно позже их заложения. Продолжающееся новейшее поднятие этих ступеней привело к частичному или полному размыву верхнего подэтажа и к образованию бассейнов III типа (Алабуга-Нарынский, Сусамырский, Кетмень-Тюбинский, Арпинский и др.). В бассейнах обоих типов нижний подэтаж часто содержит воды спорадического распространения. Водоупорные горизонты широко распространены в разрезе, но не имеют регионального значения, воды грунтовые, с местными напорами, пресные и слабоминерализованные. С бассейнами III типа сходны бассейны IV типа, отличающиеся от них лишь морским генезисом водосодержащих и водоупорных пород нижнего подэтажа. Эти бассейны являются «головками» крупных артезианских бассейнов VII типа (Приташкентского, Зеравшанского и др.), глубоко вдающимися в обрамляющие складчато-глыбовые зоны и претерпевшими вместе с ними новейшие поднятия. Выполнены бассейны IV типа отложениями юры, мела и палеогена морского и континентального генезиса. Четвертичные отложе-

ния имеют узколокальное распространение. Отсутствие выдержанных водоупоров позволяет объединить толщу мезозойских и кайнозойских водосодержащих пород в верхний гидрогеологический этаж. Приуроченные к нему подземные воды (как правило, грунтовые, реже с местными напорами) являются пресными по всей площади и на глубину.

Во всех вышеописанных типах артезианских бассейнов основой являются породы складчато-глыбового фундамента — нижнего гидрогеологического этажа, изученность которого здесь чрезвычайно слаба.

Помимо артезианских бассейнов в пределах области, особенно ее высокогорной части, широко распространены мелкие бассейны грунтовых вод, выполненные рыхлыми отложениями четвертичного возраста (I и II типы). При этом I тип бассейна формируется на фоне постоянных интенсивных поднятий, а II — в условиях относительного новейшего погружения. Подземные воды верхнего и нижнего гидрогеологического этажей этих бассейнов тесно связаны между собой и отличаются единством состава и минерализации.

Гидрогеологическое районирование

Районирование области основано на сочетании историко-геологического и структурного принципов. В качестве районов первого порядка выделяются части области, отличающиеся между собой различным историко-геологическим развитием, что нашло отражение в структурных особенностях и рельефе складчато-глыбовых зон, в отсутствии или наличии межгорных впадин и в их геологическом строении. Здесь выделяются три района первого порядка в виде систем складчато-глыбовых зон с приуроченными к ним бассейнами трещинных вод и межгорными (предгорными) артезианскими бассейнами. Эти районы следующие: 1) Восточный Тянь-Шань и Джунгарский Алатау; 2) Западный Тянь-Шань и 3) Памир (рис. 71).

Первый район объединяет территории, которые после сформировавшего их орогенеза не подвергались морским трансгрессиям. Для него характерно наиболее древнее (каледонское и герцинское) заложение складчатых зон, непрерывный континентальный режим осадконакопления в мезозое и кайнозое, наличие межгорных и предгорных артезианских бассейнов в основном III, V и VI типов, с развитием в их пределах верхнего гидрогеологического этажа.

Западный Тянь-Шань отличается более молодым (герцинским) заложением складчатых зон и чередованием морских и континентальных условий осадконакопления в течение мезозоя и кайнозоя. Для него характерно наличие межгорных и предгорных артезианских бассейнов в основном IV и VII типов с развитием в пределах последнего верхнего и среднего гидрогеологических этажей.

Памир, как и первый район, после сформировавшего его орогенеза не подвергался морским трансгрессиям. Он отличается молодым (альпийским) заложением складчатых зон, отсутствием межгорных и предгорных артезианских бассейнов и наличием мелких бассейнов грунтовых подземных вод (I и II типы) с развитием лишь верхнего подэтажа.

Гидрогеологическое районирование второго порядка произведено по структурному принципу, на основе которого в пределах каждого района I порядка выделяются единая складчато-глыбовая зона и ряд межгорных впадин. Принципиальное отличие их заключается в литологическом составе и возрасте водовмещающих пород, в степени их литификации, метаморфизации и дислоцированности, что находит свое отражение в различных формах скопления подземных вод, условиях их распространения и формирования.

В пределах двух первых районов первого порядка (Восточного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Западного Тянь-Шаня) выделяются в качестве районов второго порядка крупные предгорные и межгорные артезианские бассейны в основном VI и VII, реже V типов, а затем складчато-глыбовые зоны, являющиеся системами бассейнов трещинных вод (включая трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды) и обладающие единством обобщенных гидрогеологических характеристик, закономерно меняющихся по площади в зависимости от проявления ландшафтной зональности.

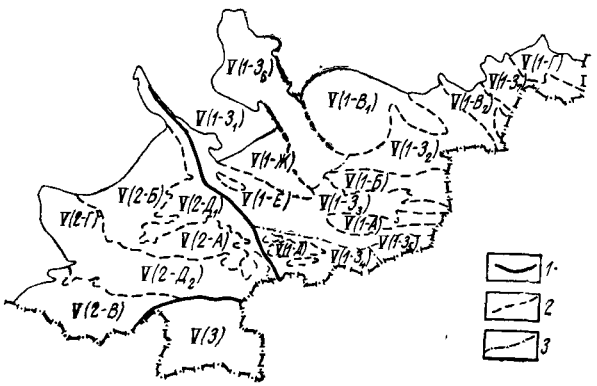


Рис. 71. Схема гидрогеологического районирования Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирской складчатой области. По Б. Е. Антыпко, Е. И. Лагутину, В. С. Самариной.

Границы и индексы гидрогеологических районов: *1* — первого порядка; *2* — второго порядка; *3* — третьего порядка (цифры на схеме): V(1) — Восточный Тянь-Шань и Джунгарский Алатау. Межгорные артезианские бассейны: V(1-А) — Иссыккульский; V(1-Б) — Илийский; V(1-В) — сложный Балхаш-Алакульский (в нем выделены: V(1-$В_1$) — Прибалхашский, V(1-$В_2$) — Алакульский); V(1-Г) — Зайсанский; V(1-Д) — Нарынский; V(1-Е) — Таласский; V(1-Ж) — Чуйский; V(1-З) — складчато-глыбовые зоны Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау (в том числе: V(1-$З_1$) — Каратауская; V(1-$З_2$) — Джунгаро-Алатауская; V(1-$З_3$) — северная часть Восточного Тянь-Шаня; V(1-$З_4$) — южная часть Восточного Тянь-Шаня; V(1-$З_5$) — Хан-Тенгри; V(1-$З_6$) — Чу-Илийская; V(1-$З_7$) — Саур-Тарбагатайская); V(2) — Западный Тянь-Шань. Межгорные и предгорные артезианские бассейны: V(2-А) — сложный Ферганский; V(2-Б) — Приташкентский; V(2-В) — сложный Южно-Таджикский; V(2-Г) — Зеравшанский; V(2-Д) — сложная глыбовая зона Западного Тянь-Шаня (в том числе: V(2-$Д_1$) — Чаткало-Кураминский; V(2-$Д_2$) — Гиссаро-Алайский); V(3) — Памир, складчато-глыбовая зона

Выделение районов третьего порядка также производится на структурной основе — здесь выделяются мелкие артезианские бассейны подземных вод (в основном III, IV и V типов) и суббассейны, расположенные в периферических частях крупных артезианских бассейнов.

В пределах складчато-глыбовых зон в качестве районов третьего порядка выделяются структурные элементы различного объема — от систем горных хребтов и горных массивов до отдельных геологических структур, которые на общем фоне укрупненных гидрогеологических характеристик обладают индивидуальными специфическими чертами. Эта специфика может быть обусловлена рядом причин: формами проявления ландшафтной зональности, климатом, географическим положением, литолого-фациальными свойствами водовмещающих пород и пр. Примером является выкосогорный малоувлажненный массив Хан-Тенгри, отличающийся по своим гидрогеологическим свойствам от остальной части Восточного Тянь-Шаня.

Район Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау расположен к востоку от важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Он состоит из складчато-глыбовых зон, совокупность которых составляет единый район второго порядка, и крупных межгорных артезианских бассейнов VI типа, также выделяемых в качестве районов второго порядка (Илийский, Иссыккульский, Балхаш-Алакульский и др.). Складчато-глыбовые зоны включают в себя бассейны трещинных вод, а также системы наложенных мелких артезианских бассейнов (III и V типов) и бассейнов грунтовых вод (I и II типов). Складчато-глыбовые зоны подразделяются на несколько частей: высокогорные, сильно расчлененные области Восточного Тянь-Шаня (где выделяются в качестве районов третьего порядка северная часть Восточного Тянь-Шаня, южная

часть Восточного Тянь-Шаня, или «Внутренний Тянь-Шань», и Хан-Тенгри); высокогорный Джунгарский Алатау; северные низкогорные и мелкосопочные отроги Тянь-Шаня (Каратауский и Чу-Илийский районы третьего порядка) и низкогорный и среднегорный Саур-Тарбагатайский район. Мелкие артезианские бассейны тяготеют в основном к складчато-глыбовой зоне «Внутреннего Тянь-Шаня», крупные бассейны — к северной части Восточного Тянь-Шаня, его низкогорным отрогам и Джунгарскому Алатау. Региональные закономерности распространения и формирования подземных вод определяются наличием на территории района двух гидрогеологических этажей — верхнего и нижнего, объединяющих отдельные водоносные горизонты и комплексы.

В пределах складчато-глыбовых зон подземные воды верхнего этажа развиты в бассейнах грунтовых вод I и II типов и в мелких артезианских бассейнах III и V типов. Грунтовые воды бассейнов I и II типов, приуроченные к грубообломочным четвертичным отложениям речных долин и саев, могут быть охарактеризованы на примере Сары-Джазского и Чанузенгеушского бассейнов Хан-Тенгри и Сонкульского и Чатыркульского бассейнов «Внутреннего Тянь-Шаня». Глубина залегания подземных вод, определяемая величиной уклонов русел и конфигурацией коренного ложа долин, колеблется от 1—2 до 50 м; уменьшение мощности аллювия на участках пережима речных долин и приближения ложа к поверхности приводит к образованию зон выклинивания подземных вод в виде родников с расходами от 2—3 до 10 л/с и более. Воды в высокогорных бассейнах ультрапресные с минерализацией до 0,2 г/л, в расположенных ниже бассейнах среднегорья — пресные с минерализацией до 0,5—0,7 г/л; по химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, реже сульфатные кальциевые. Режим подземных вод, их химический состав и ресурсы тесно связаны с водами поверхностных водотоков. В мелких артезианских бассейнах (III и V типов), приуроченных к сравнительно неглубоким (до 1500—2000 м) впадинам и грабенам складчато-глыбовых зон, выделяются два подэтажа верхнего гидрогеологического этажа. Грунтовые воды верхнего подэтажа, связанные с крупнообломочными четвертичными отложениями предгорных шлейфов и речных долин, по своим свойствам близки к вышеописанным водам бассейнов I и II типов, отличаясь от них большей глубиной залегания (до 100 м), повышенной минерализацией, наличием нескольких мощных потоков грунтовых вод. Подземные воды нижнего подэтажа, приуроченные к нижним частям впадин, сложенным толщей переслаивания глин, гипсов, солей, конгломератов, валунов и песков палеогена, а также неогена и нижнечетвертичного возраста, изучены очень слабо. По данным исследований отдельных бассейнов (Кочкорского, Джумгольского, Атбашинского и Тогуз-Тороусского), воды эти имеют спорадическое распространение, глубина их залегания колеблется от 20—30 до 100—150 м. Они обладают местными сравнительно небольшими (10—20 м) напорами, изредка самоизливаются, минерализация их в зависимости от состава водосодержащих прослоев варьирует от 0,3—0,7 до 3 г/л, в отдельных случаях (среди соленосных пород) она достигает 40—60 г/л и более. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый, сульфатный натриевый, хлоридный кальциевый и хлоридный натриевый. Водообильность пород невелика; судя по дебитам родников, она не превышает сотых и десятых долей литра в секунду.

Подземные воды нижнего гидрогеологического этажа развиты в бассейнах трещинных вод. По условиям залегания они разделяются на трещинные грунтовые воды (воды зоны экзогенной трещиноватости) и трещинно-жильные воды. Глубина залегания грунтовых вод в соответствии с мощностью зоны активной трещиноватости в среднем составляет 80—

100 м, увеличиваясь до 300—400 м в карбонатных породах и уменьшаясь до 30—50 м в плотных эффузивных образованиях. Состав подземных вод зоны экзогенной трещиноватости находится в прямой зависимости от конкретных форм проявления поясной зональности в сочетании с климатической спецификой и литологией водовмещающих и перекрывающих отложений. В наиболее высокогорной части Тянь-Шаня, в пределах массива Хан-Тенгри, где широко развиты современное оледенение и многолетняя мерзлота, а среднегодовое количество осадков незначительно, повсеместно распространены ультрапресные воды с минерализацией до 0,2 г/л. Родники в основном гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава; редкие малодебитные источники иногда скрытого типа, лишь увлажняющие маломощные рыхлые и грубообломочные отложения. В пределах «Внутреннего Тянь-Шаня», где сочетаются общая приподнятость территории с чрезвычайной бедностью атмосферными осадками, обилие небольших изолированных гор и возвышенностей создает интенсивную сдренированность зоны экзогенной трещиноватости. Подземные воды имеют здесь малообильные, ограниченные ресурсы, источники крайне редки и малодебитны; воды ультрапресные (до 0,2 г/л), в основном гидрокарбонатные кальциевые.

В пределах северной части Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, для которых характерна четко выраженная ландшафтно-климатическая зональность от нивальной зоны до пустынной включительно, изменение свойств подземных вод происходит в соответствии с этой зональностью. В пределах высокогорья по мере снижения высот до 3500—2000 м, сглаживания рельефа и исчезновения мерзлоты число родников заметно увеличивается, дебиты их в среднем составляют 1—3 л/с, достигая в отдельных случаях 10 л/с и более; наибольших величин водообильность пород достигает в средних частях внешних склонов передовых горных хребтов — Киргизского, Кунгей и Заилийского Алатау. Воды ультрапресные и пресные с минерализацией от 0,05 до 0,5 г/л; химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый. Здесь, в условиях высокогорья, литологический состав пород, отражающийся в их способности к разрушению, начинает оказывать влияние на гидрогеологические параметры — в первую очередь на водообильность пород и в меньшей степени на минерализацию подземных вод.

Начиная со среднегорной зоны сухих степей, повсеместно распространены пресные и солоноватые воды гидрокарбонатного кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатного состава. С понижением рельефа уменьшаются число родников и их дебиты. Здесь еще более отчетливо проявляются индивидуальные особенности отдельных складчато-глыбовых зон в зависимости от литологического состава водосодержащих пород. Так, породы, представленные терригенными разностями, чередующимися в основном с известняками и сланцами (нерасчлененный верхний палеозой, пермь, верхний и средний карбон), характеризуются различной водообильностью. Для сланцев характерны минимальные расходы родников (до 0,5 л/с), в известняках и терригенных породах они достигают 1,0 л/с, иногда больше. Минерализация воды небольшая (0,1—0,5 г/л). Воды гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые. Подземные воды (нерасчлененный средний палеозой — нижний карбон, девон и силур) в целом характеризуются сравнительно высокой водообильностью, преобладающие дебиты родников 1—10 л/с. Наиболее водообильны породы в бассейне р. Нарына и на хр. Атбаши, где встречаются карстовые родники с расходом в десятки (60—70) и сотни (до 325) литров в секунду, в отложениях силура на западном окончании хр. Атбаши удельный дебит скважин равен 0,5 л/с.

Минерализация вод, как правило, небольшая (0,1—1,0 г/л), но встречается и повышенная (до 1,5—12 г/л). Для родников, связанных с загипсованными отложениями в бассейне р. Нарына, в восточном окончании хр. Терскей-Алатау их минерализация достигает 120—130 г/л.

Метаморфические разности пород в переслаивании с эффузивами и осадочными образованиями (нерасчлененный нижний палеозой, ордовик, кембрий и протерозой) характеризуются, как правило, небольшой водообильностью (до 1 л/с). Наряду с этим имеются отдельные группы пород того же состава (кембрий хребтов Терскей-Алатау и Атбаши, верхний протерозой Киргизского и Таласского хребтов), которые иногда характеризуются значительной водообильностью (до 10 л/с), что, вероятно, связано с их повышенной раздробленностью и трещиноватостью и более благоприятными условиями питания подземных вод Воды обычно пресные (до 0,5 г/л); по составу в основном гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, реже натриево-кальциевые. Состав вод эффузивно-осадочных толщ верхнего палеозоя в Джунгарском Алатау может быть охарактеризован сводной формулой: $M_{0,2-0,5}\frac{HCO^3\ 61-78SO^4\ 18-51}{Ca\ 56-62\ (Na+K)\ 18-24}$.

Разновозрастные интрузивные породы, представленные кислыми и основными разностями, характеризуются в целом средней и повышенной водообильностью; дебиты родников здесь нередко достигают 5—10 л/с, воды пресные (до 1 г/л), по химическому составу гидрокарбонатные кальциево-натриевые, а в пределах развития интрузий основного состава — обогащенные ионом магния.

В низкогорной и мелкосопочной полупустынной ландшафтно-климатической зоне, со сглаженным рельефом, почти повсеместно развитым мощным делювиально-пролювиальным чехлом и незначительным количеством осадков, подземные воды зоны экзогенной трещиноватости отличаются иными свойствами: минерализация вод возрастает, а обильность их уменьшается. В Чу-Илийском и Саур-Тарбагатайском районах родники, как правило, приурочены к их южным частям на границе с горами Тянь-Шаня; дебиты их колеблются от сотых до десятых долей литра в секунду; минерализация вод достигает 1 г/л, по составу воды в основном гидрокарбонатные кальциевые. На отдельных участках этих районов родники либо очень редки, либо отсутствуют, дебиты их ничтожно малы, минерализация вод возрастает от 3 до 10—25 г/л; состав вод в основном гидрокарбонатно-сульфатный, реже хлоридный кальциево-натриевый, причем минерализация вод и состав их находятся в зависимости от литологического состава водосодержащих пород.

Трещинно-жильные воды, приуроченные к зонам тектонических разломов, в отличие от грунтовых вод зоны экзогенной трещиноватости являются азональными. Они имеют весьма существенное значение, отличаясь своей обильностью, химизмом и температурой. Подземные воды одной части разломов (обычно древнего заложения, выведенные в зону экзогенной трещиноватости) близки по химическому составу и температуре к грунтовым трещинным водам этой зоны и отличаются от них повышенной обильностью. Коллекторские свойства пород здесь увеличиваются в несколько раз, сохраняя определенную дифференциацию по литологическому составу. Так, дебиты родников в зонах разломов, проходящих в карбонатных породах, достигают 500 л/с, в изверженных породах 80—90 л/с (хребты Кетмень и Заилийский Алатау), в осадочно-эффузивных породах до 50 л/с (Джунгарский Алатау), в метаморфических — до 10—15 л/с. С другой частью разломов (обычно молодых или древних обновленных) связаны подземные воды глубокой циркуляции, отличающиеся от грунтовых трещинных вод химическим составом и повышенной температурой. В настоящее время в Восточном Тянь-Шане

выявлено более 50 различных минеральных и термальных водопроявлений, объединяемых в основном в две группы: углекислых холодных и азотных термальных вод. Среди углекислых вод, распространенных в основном в южной части области (значительная часть источников приурочена к зоне Талассо-Ферганского разлома), выделяются слабоминерализованные (от 0,4 до 3,6 г/л) гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатные натриевые воды с содержанием углекислоты до 3 г/л, а также воды с повышенной минерализацией (от 4,5 до 24,6 г/л) хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с содержанием углекислоты около 1,5 г/л. Азотные термальные воды, распространенные в основном в пределах северной части района, имеют температуру от 20 до 50°, минерализация их, как правило, не превышает 1 г/л, химический состав хлоридно-сульфатный натриевый, реже сульфатно-гидрокарбонатный натриевый и гидрокарбонатный натриевый. Для газового состава характерно преобладание азота. С молодыми разломами, обрамляющими Иссыккульскую депрессию, связаны выходы соленых вод и рассолов преимущественно хлоридного натриевого состава.

В крупных межгорных артезианских бассейнах описываемого района развиты верхний и нижний гидрогеологические этажи. Наиболее хорошо изучены воды верхнего подэтажа верхнего этажа, приуроченные к четвертичным отложениям различного генезиса, среди которых наибольшим распространением пользуются воды в аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и озерных осадках. Эти отложения в песчано-галечниковых прослоях содержат мощные потоки подземных вод (безнапорных в пределах предгорных шлейфов и напорных на пролювиально-аллювиальных и озерных равнинах). Количество таких потоков варьирует от 2—3 до 6—7 (Чуйский бассейн). Глубина залегания вод наиболее значительна в верховьях конусов выноса, где достигает 100—150 м (Чуйский и Таласский бассейн), по мере продвижения в сторону равнин она закономерно уменьшается до 60—30 и 10 м, а на стыке предгорного шлейфа с равниной подземные воды выходят на поверхность в виде многочисленных родников. В прослоях, содержащих напорные воды, пьезометрические уровни достаточно высоки (например, в Чуйском бассейне 13—27 м при глубине залегания вод 100—130 м). Воды отличаются пестрой минерализацией; как правило, они пресные (до 1 г/л) гидрокарбонатные кальциевые, но в ряде бассейнов наблюдается повышение минерализации и изменение химического состава вод по направлению их транзитного стока от предгорий к пониженным частям бассейнов. Так, в центральной части Чуйского бассейна минерализация воды составляет 1—3 г/л, а в северной части она достигает 5—10 г/л; в этом же направлении изменяется состав вод от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридно-сульфатного натриевого и хлоридного натриевого. Повышение минерализации до 3 г/л наблюдается в водоносном комплексе озерных отложений Иссыккульского бассейна с изменением состава вод до гидрокарбонатно-сульфатных кальциевых и сульфатно-хлоридных кальциевых. Еще более четко эта зональность проявляется в Балхаш-Алакульском бассейне, где на его северо-западной и юго-западной окраинах распространены воды с минерализацией 1—5 г/л, а на южном побережье оз. Балхаш плотный остаток в воде озерных и аллювиальных отложений колеблется от 5—10 до 50 г/л. Это связано в основном с подпором грунтовых потоков водами озера и континентальным засолением. Водообильность пород значительная, причем отмечается определенная зависимость ее от литолого-фациального состава водоносных комплексов и удаленности от областей питания (отраженной в величине уклона подземного потока). Так, максимальные удельные дебиты в десятки и сотни литров в секунду отмечаются в сква-

жинах из галечниковых аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений вблизи горного обрамления; ниже по течению потока на равнинах они несколько уменьшаются (в Чуйском бассейне 16—40 л/с, в Балхаш-Алакульском от 2—5 до 50 л/с, в Илийском от 2—3 до 30 л/с). Минимальные удельные дебиты скважин в десятые, сотые и тысячные доли литра в секунду, как правило, наблюдаются в водоносном комплексе озерных отложений (в Иссыккульском бассейне в галечниках 1—2 л/с, в песках 0,5—0,8 л/с, в Балхаш-Алакульском бассейне в глинистых песках 0,01—0,4 л/с). Воды верхнего подэтажа имеют практическое значение для водоснабжения.

Помимо подземных вод верхнего подэтажа в зоне активного водообмена находятся тесно связанные с ними воды водоносного комплекса плиоценовых — нижнечетвертичных валунно-галечных отложений, который уже входит в нижний подэтаж. Залегают они на различных глубинах — от 30—50 до 1000 м и более. В большинстве случаев воды грунтовые, реже с местными напорами, иногда значительными до самоизлива. Минерализация вод, как правило, не превышает 1 г/л, хотя в отдельных бассейнах (Илийском, Балхаш-Алакульском) она увеличивается до 5—10 г/л, состав вод гидрокарбонатный кальциевый, дебиты скважин колеблются от десятых долей до нескольких литров в секунду.

Воды, залегающие ниже нижнего подэтажа, большая часть которого расположена в зоне затрудненного водообмена, в значительной степени имеют спорадическое распространение. В водоносном комплексе неогена подземные воды, приуроченные к песчаным прослоям в мощной толще засоленных и загипсованных глин, залегают на различных глубинах — от 200—300 до 1000—2000 м. Они обладают напорами, редко самоизливаются. Минерализация вод, тесно связанная с составом водосодержащих пород, в среднем колеблется от 1 до 10 г/л. Состав вод от гидрокарбонатных кальциевых до хлоридно-сульфатных кальциево-натриевых. Водообильность пород слабая, удельные дебиты скважин не превышают десятых долей литра в секунду. Водоносный комплекс палеогена, отличающийся от вышеописанного значительно большей ролью в разрезе песчано-галечниковых отложений и отсутствием солей и гипсов, содержит менее минерализованные и более обильные воды.

Наличие водоносных комплексов в меловых, юрских и триасовых отложениях достоверно установлено лишь в Илийском бассейне, где на глубине, превышающей 2000—3000 м, под мощной толщей вышележащих в основном глинистых пород залегают высоконапорные (до самоизлива) подземные воды. Плотный остаток в водах мелового и юрского комплексов не превышает 1 г/л, в водах более глинистых отложений триаса, залегающего в отдельных грабенах, он увеличивается до 1—5 г/л. Химический состав вод пестрый: сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Воды содержат азот, температура их колеблется от 50 до 100° С (дебиты скважин при самоизливе составляют 30—75 л/с).

Подземные воды нижнего гидрогеологического этажа, вскрытые в ряде артезианских бассейнов (Илийском, Зайсанском и др.), изучены слабо. Представлены они трещинно-жильными и трещинными водами. Последние, приуроченные к осадочным толщам верхней перми, залегающим на большой глубине (свыше 5000 м) в отдельных грабенах, характеризуются высокой минерализацией (свыше 20 г/л) и хлоридным кальциевым составом. Трещинно-жильные воды отличаются сравнительно низкой минерализацией, в среднем не превышающей 3 г/л, и лишь в отдельных случаях достигающей 8—10 г/л; высокой температурой (от 40—50 до 90—100° С), преобладанием сульфатов и хлоридов

среди анионов, кальция и натрия среди катионов; дебиты скважин составляют несколько литров в секунду.

Район Западного Тянь-Шаня расположен к западу от «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня». В его состав входят складчато глыбовые зоны — бассейны трещинных вод с системой малых артезианских бассейнов (Чаткало-Кураминский район третьего порядка на севере и Гиссаро-Алайский на юге) и крупные предгорные и межгорные артезианские бассейны (Приташкентский, Зеравшанский, Ферганский и Южно-Таджикский).

Региональные закономерности распространения и формирования подземных вод определяются наличием на территории данного района трех гидрогеологических этажей, объединяющих отдельные водоносные горизонты и комплексы.

В пределах складчато-глыбовых зон подземные воды верхнего этажа развиты в небольших грунтовых и артезианских бассейнах. Грунтовые бассейны приурочены к четвертичным отложениям речных долин и крупных саев (I и II типы). Наиболее хорошо они изучены в Чаткало-Кураминском районе. Глубина залегания грунтовых вод колеблется здесь от 1—2 до 10—30 м. Самая низкая минерализация, составляющая 0,1—0,2 г/л, отмечается в верховьях долин; в направлении вниз по уклону русел минерализация вод возрастает до 0,3—0,6 г/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, реже сульфатные кальциевые. Режим грунтовых вод тесно связан с атмосферными осадками и расходом поверхностных потоков. Годовая амплитуда колебания уровня достигает 5—12 м: высокое положение уровня отмечается в апреле — мае, низкое — в зимние месяцы. Дебиты скважин колеблются от десятых долей литра в секунду до 20 л/с. Артезианские бассейны (IV и V типы) связаны с грабенами в палеозойском фундаменте складчато-глыбовых зон. Флексурными выступами фундамента они отделяются от крупных артезианских бассейнов предгорных и межгорных впадин. Наиболее характерным примером бассейнов IV типа служит Мирзараватский бассейн, в разрезе которого выделяются два подэтажа верхнего гидрогеологического этажа. Воды четвертичных пород этого бассейна (верхний подэтаж) не имеют сплошного распространения, они движутся в виде потоков в отложениях русел древних и современных речных долин и саев, спускающихся с гор, окружающих Мирзараватскую впадину. Сплошное зеркало вод образуется лишь у юго-западной периферии впадины, в месте слияния ее с аллювиальной равниной Сырдарьи. Максимальные дебиты скважин, вскрывающих наиболее крупные потоки, достигают 10—15 л/с. Воды верхнемеловых — палеогеновых отложений (нижний подэтаж) нередко отделенные от вод верхнего подэтажа водоупором глинистых неогеновых и палеогеновых пород, имеют напор. Удельные дебиты скважин при самоизливе составляют 0,01—0,6 л/с, глубина вскрытия вод колеблется от 15 до 400 м. Вплоть до палеозойского фундамента, залегающего на глубине 500—600 м, воды обоих подэтажей Мирзараватского бассейна являются пресными, с минерализацией до 1 г/л, преимущественно гидрокарбонатными или гидрокарбонатно-сульфатными кальциевыми. Следуя за уклоном фундамента, воды переливаются в Приташкентский артезианский бассейн.

Подземные воды нижнего гидрогеологического этажа развиты в бассейнах трещинных вод складчато-глыбовых зон. В их пределах формируются два типа вод по условиям залегания — трещинные грунтовые и трещинно-жильные.

Трещинные грунтовые воды связаны с самыми различными по литологическому составу породами палеозойского и докембрийского возраста. Они не образуют отдельных гидравлически самостоятельных водо-

носных горизонтов, а циркулируют на сравнительно небольшой глубине, которая контролируется глубиной проникновения активной трещиноватости пород и не превышает 80—100 м; лишь в толщах карбонатных карстующихся пород эта глубина может достигать 300—400 м.

Трещинные грунтовые воды подчиняются закону горизонтальной зональности. Конкретные формы ее проявления различны в Чаткало-Кураминском и Гиссаро-Алайском районах. В Чаткало-Кураминском районе, где ландшафтно-климатическая зональность характеризуется развитием поясов от альпийского до полупустынного, а ледники и снежники пользуются крайне ограниченным распространением, зональность вод проявляется очень четко. Наиболее детально она изучена по магматическому комплексу изверженных и эффузивных пород. В этом комплексе в направлении от древних ярусов рельефа (занимающих самое высокое гипсометрическое положение) к молодым (расположенным низко) происходит уменьшение количества родников, снижаются их дебиты от 1 до 0,1 л/с, резко уменьшается модуль родникового стока (от 0,5 до 0,05 л/с·1 км^2). Минерализация вод, минимальная в пределах верхнего яруса рельефа, где она составляет менее 0,1 и 0,1—0,3 г/л, увеличивается в нижнем ярусе до 1—3 г/л, а по химическому составу воды изменяются от гидрокарбонатных, различных по преобладающим катионам, к сульфатным, преимущественно кальциевым. Температура трещинно-грунтовых вод, изменяющаяся в соответствии с температурой воздуха, не превышает (в летне-осеннее время) в верхнем ярусе 10, реже 13° С, в среднем составляет 10—16° С и поднимается в водах нижнего яруса до 16—20° С.

В Гиссаро-Алайском районе, где развиты нивальный, альпийский и субальпийский ландшафтно-климатические пояса, различия между трещинными грунтовыми водами отдельных зон являются менее контрастными и количественные показатели изменяются иначе, чем в Чаткало-Кураминском районе. Так, число родников и их дебиты здесь уменьшаются в направлении от молодых к более древним ярусам рельефа, а на самых высоких гипсометрических отметках родники отсутствуют и обширные площади покрыты «вечными» снегами и льдом. Минерализация, самая низкая в пределах верхнего яруса рельефа, увеличивается в нижнем, но интервал ее колебания весьма невелик и составляет всего от 0,05—0,1 до 0,3—0,5 г/л. Наиболее контрастно зональность трещинных грунтовых вод выражена по ее температуре: в верхнем ярусе температура вод имеет отрицательные значения, в среднем — 6—10° С, в нижнем — 10—16° С.

Трещинно-жильные воды на фоне зональных трещинных грунтовых вод являются азональными и отличаются от последних по степени обильности, химическому и газовому составу, а также температуре. В Чаткало-Кураминском районе, где они связаны с разломами древнего заложения и где трещины зон разломов проникают на небольшую глубину и нередко выполнены глинистым материалом, трещинно-жильные воды близки по химическому составу и термике к трещинным грунтовым. При разгрузке на дневную поверхность они характеризуются лишь повышенными дебитами родников и обладают более постоянным режимом по сравнению с трещинными грунтовыми водами. В Гиссаро-Алайском районе известны трещинно-жильные воды глубокой циркуляции, представленные двумя типами минеральных вод — азотных горячих, связанных с интрузивными породами Гиссарского батолита, и углекислых холодных, приуроченных к осадочным отложениям среднего палеозоя. По своему составу азотные термы, минерализация которых понижается с увеличением температуры (и глубины циркуляции) вод, весьма существенно отличаются от трещинно-грунтовых: по первым преобладающим

ионам они принадлежат к гидрокарбонатным натриевым, сульфатным натриевым и хлоридным натриевым, сменяющим друг друга по мере возрастания минерализации воды, тогда как трещинные грунтовые воды являются гидрокарбонатными кальциевыми. Резко отличаются от последних азотные термы и по величине они хлор-иодного коэффициента, свидетельствующего о значительном преобладании хлора над другими галогенами в термальных водах. Углекислые холодные воды, наоборот, очень близки по своим особенностям к трещинным грунтозым — имеют примерно одинаковый с ними химический состав и отличаются лишь по преобладанию углекислоты в растворенном газе, благодаря чему они характеризуются более высокой минерализацией по сравнению с трещинно-грунтовыми водами.

В крупных предгорных и межгорных артезианских бассейнах Западного Тянь-Шаня (Приташкентском, Южно-Таджикском, Ферганском и Зеравшанском) развиты верхний, средний и нижний гидрогеологические этажи (бассейны VII типа). Воды нижнего этажа не изучены. Весьма широко распространены и имеют наиболее важное практическое значение воды верхнего подэтажа верхнего этажа, связанные с четвертичными отложениями.

В пределах обширных аллювиальных равнин и речных долин, где осуществляется орошаемое земледелие (Южно-Таджикский артезианский бассейн, долины рек Вахша, Кафирнигана, Кызылсу — Яхсу — Пянджа и др.), в галечниках и песках повсеместно развит мощный водоносный горизонт со свободным зеркалом подземных вод, которое нередко располагается в перекрывающих галечники супесях и суглинках. В ряде долин известны пресные напорные воды, формирующиеся на конусах выноса рек. В связи с изменением живого сечения подрусловых потоков на периферии конусов образуются области разгрузки (родники-кайнары). Залегают эти воды на глубине от 1—3 до 50—80 м (в зависимости от характера рельефа), удельные дебиты скважин достигают 80 л/с. По степени минерализации воды различны — пресные, солоноватые, соленые и даже рассолы. Неоднородность вод по минерализации, наиболее ярко выраженная в Вахшской и Кызылсу-Яхсуйской долинах, распространяется лишь на верхнюю часть водоносного горизонта и зависит главным образом от степени естественной дренированности долин. Последняя обусловливает процессы испарительной концентрации грунтовых вод, приводящие к формированию соленых и рассольных вод, хлоридных и хлоридно-сульфатных солончаков, характерных для Бахшской и Кызылсу-Яхсуйской долин.

В межгорных впадинах, выполненных мощными пролювиально-аллювиальными отложениями (Ферганская, Камыш-Курганская, Саигарская, Уяз-Лякатская и др.), грунговые воды распространены спорадически и связаны с конусами выноса рек и саев, спускающихся с окружающих хребтов. При выходе из гор реки полностью (иногда частично) отдают свои воды на питание грунтовых вод. На периферии конусов выноса отдельные потоки сливаются и образуется единое зеркало вод. Здесь же формируются напорные воды, приурсченные к прослоям галечников и песков, заключенных среди супесей и суглинков. На участках, где имеется естественная преграда в виде адырных гряд, происходит разгрузка вод на дневную поверхность. В распределении грунтовых вод отчетливо выражена горизонтальная зональность, обязанная ярусному расположению впадин. Ряды впадин, наиболее высоко поднятые в рельефе, характеризуются грунтовыми водами с минерализацией не выше 0,5 г/л. Удельные дебиты скважин здесь не превышают 0,2—0,3 л/с·м, максимальные дебиты родников составляют 3—5 л/с, при разгрузке вод на дневную поверхность выделения спонтанного газа не про-

исходит. Впадины содержат обильные потоки грунтовых вод с минерализацией до 1,5 г/л, дебиты скважин при самоизливе составляют 20—40 л/с, отдельные родники характеризуются расходами до 1500 л/с, при разгрузке наблюдается выделение спонтанного газа (воздуха). В зоне подтопления водохранилищ (Кайраккумского, Фархадского и др.) процессы испарительной концентрации приводят к развитию солончаков.

С учетом особенностей подземных вод нижней части верхнего и среднего этажей, крупные артезианские бассейны описываемого района можно разделить на два подтипа: в первый подтип входят Ферганский и Южно-Таджикский бассейны, во второй — Приташкентский и Зеравшанский. Бассейны первого подтипа представляют собой замкнутые структуры, в пределах которых большая часть водоносных комплексов отличается значительной глубиной погружения и низкими фильтрационными свойствами пород. Пластовый сток внутри бассейнов также весьма затруднен в связи с большой ролью водоупорных карбонатных, глинистых и галогенных пород в разрезе; характерно наличие нефтяных и газовых залежей. В зоне свободного водообмена формируются воды инфильтрационного генезиса, но в силу плохой промытости пород и значительной роли процессов континентального засоления они обладают повышенной минерализацией. В глубоких частях бассейнов, по-видимому, формируются смешанные воды седиментационного и инфильтрационного генезиса, в различной степени метаморфизованные. Бассейны второго подтипа отличаются сравнительно неглубоким залеганием водоносных комплексов, лучшими фильтрационными свойствами пород и тесной гидравлической связью с артезианскими бассейнами Туранской платформы — Сырдарьинским и Амударьинским бассейнами, являющимися для них региональными базисами стока. Здесь повсеместно формируются инфильтрационные слабоминерализованные воды.

В Ферганском и Южно-Таджикском бассейнах водоносные комплексы нижней части верхнего и среднего этажей наиболее хорошо изучены в зоне свободного водообмена. В этой зоне осуществляется гидравлическая связь между подземными водами отдельных комплексов обоих этажей, благодаря чему здесь стираются различия между гидрогеологическими этажами и на первый план выступает влияние на подземные воды литологического состава вмещающих пород и физико-географических условий.

Так, в Ферганском артезианском бассейне известны рассолы, связанные с гипсово-соленосной толщей неогена. Они имеют минерализацию 80—335 г/л и хлоридный натриевый состав. Эти рассолы залегают на глубине 45—180 м, дают высокие водопритоки в скважины (18—20 л/с), при разгрузке на дневную поверхность из воды выделяется спонтанный газ (воздух), используются для получения поваренной соли. Терригенные отложения неогена, палеогена, мела и юры в зоне свободного водообмена большей частью обводнены слабо. В полосе развития адыров выше среза гидрографической сети они, как правило, сдренированы. Редкие родники характеризуются низкими дебитами (не более 0,1 л/с) и солоноватой водой сульфатного натриево-кальциевого состава. В заадырной полосе количество родников увеличивается, дебиты достигают 1, иногда 5—7 л/с, по минерализации воды чаще всего пресные, реже содержат до 10 г/л растворенных солей.

В Южно-Таджикском артезианском бассейне породы неогенового, палеогенового, мелового и юрского возраста обводнены почти повсеместно. В восточной и северной частях бассейна, где развиты континентальные и нормально-морские отложения кайнозоя и мезозоя, а разрывные нарушения весьма редки, подземные воды, разгружающиеся в мест-

ную гидрографическую сеть, преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциево (или магниево)-натриевые. Крупных источников здесь мало, дебиты их обычно не превышают 1 л/с. В центральных районах бассейна, где наряду с континентальными и нормально-морскими породами распространены соленосные лагунные накопления и широко развиты разрывные нарушения, подземные воды относятся к пресным, солоноватым, соленым и рассольным. Химический состав вод различный — по преобладающим компонентам. С разломами здесь связаны мощные родники, дебиты которых достигают 10, иногда 100 л/с.

Подземные воды зоны свободного водообмена подчинены закону горизонтальной зональности. На высоких гипсометрических отметках, где рельеф характеризуется глубокой расчлененностью, в климатических зонах умеренного и недостаточного увлажнения ресурсы подземных вод заключены преимущественно в дочетвертичных породах. Здесь располагаются области интенсивной разгрузки подземных вод и известно большое количество родников. В направлении к низким ярусам рельефа, к зонам скудного и ничтожного увлажнения, обнаженность дочетвертичных пород уменьшается, их покрывают толщи четвертичных лёссовидных накоплений. Расчлененность рельефа становится неглубокой, хотя и весьма дробной. Основная масса подземных вод сосредоточивается в пролювиально-аллювиальных отложениях крупных саев и стекает в сторону речных долин. Пролювиальные отложения небольших саев обычно безводны или содержат незначительные ресурсы подземных вод; родники в них крайне редкие. Дочетвертичные породы, обнажающиеся выше среза местной гидрографической сети, как правило, безводны, сдренированы. Со сменой ярусов рельефа и климатических зон — от зоны умеренного увлажнения к зоне ничтожного увлажнения, минерализация подземных вод возрастает от 1 до 10—35 г/л и более; гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными и хлоридными; температура вод (в летне-осеннее время) повышается от 10 до 20° С, снижаются дебиты родников и резко падает модуль родникового стока. На фоне зональных подземных вод неогеновых, палеогеновых и меловых отложений воды юрских гипсово-соленосных пород являются азональными, поскольку во всех климатических зонах они характеризуются примерно стабильными показателями: всегда имеют высокую минерализацию (нередко более 200 г/л) и хлоридный натриевый состав. Дебиты родников колеблются в очень широких пределах.

В зоне затрудненного водообмена подземные воды Ферганского и Южно-Таджикского артезианских бассейнов изучены недостаточно полно. В Ферганском бассейне они исследовались главным образом на южной, юго-западной и северо-восточной периферии бассейна (в связи с разведкой и эксплуатацией газонефтяных месторождений). В разрезе нижней части верхнего и среднего этажей юго-западной периферии по гидродинамическим показателям устанавливаются три водоносных комплекса: верхнепалеогеновый — неогеновый, верхнемеловой — палеогеновый и юрский — нижнемеловой, разделенные соответственно водоупорами глинистых палеогеновых отложений и глинисто-мергелистых пород верхов нижнего мела. Подземные воды опробованы в интервале глубин 135—3470 м — по падению пластов, погружающихся к центральным районам бассейна, где глубина залегания нижнего комплекса, по-видимому, превышает 5—6 тыс. м. Воды обладают напором, скважины дают самоизлив с дебитами от долей литра в секунду до 10—15 л/с. Пьезометрическая поверхность (по верхнемеловому — палеогеновому комплексу) снижается в направлении от центральных частей бассейна к его периферии (к полосе адыров), что, очевидно, свидетельствует о движении глубоких вод в этом направлении. От верхнемелового —

палеогенового комплекса к юрскому — нижнемеловому происходит заметное увеличение напорного градиента от 0,037 до 0,09.

Весьма сложно изменяются минерализация и химический состав подземных вод глубоких горизонтов. На юго-западной периферии Ферганского бассейна Г. И. Мартьяновой (1966 г.) установлено нарастание минерализации вод вниз по падению отдельных пластов. Нарастание происходит весьма интенсивно на востоке рассматриваемой части бассейна и гораздо медленнее на западе, благодаря чему в одновозрастных отложениях на одной и той же глубине (например, 2000 м) могут быть распространены воды с весьма различной минерализацией. В направлении с востока на запад наблюдается изменение состава спонтанных газов — увеличение относительной роли азота за счет сокращения метана и уменьшение количества углеводородов. Для полосы адыров в центральной части южной периферии бассейна характерен инверсионный гидрохимический разрез — рассолы и крепкие рассолы с минерализацией выше 200 г/л (верхнемеловой — палеогеновый комплекс) вниз по разрезу сменяются водами, содержащими до 90, чаще до 35 г/л растворенных солей (юрский — нижнемеловой комплекс). По химическому составу воды глубоких горизонтов преимущественно хлоридные кальциевые.

На северо-востоке бассейна в отложениях палеогена, мела и юры развиты гораздо менее минерализованные воды, чем на южной его периферии. В ряде структур здесь также зафиксированы инверсионные гидрохимические разрезы (район Майлису, Избаскента и др.): солоноватые и соленые воды с минерализацией 5—20 г/л характерны для верхних горизонтов мела и палеогена (глубина залегания 350—450 м), к нижним же горизонтам мела (глубина залегания около 3000 м) приурочены воды с минерализацией 0,9—1,2 г/л, по химическому составу воды этих горизонтов являются хлоридно-сульфатными натриево-кальциевыми или хлоридными натриевыми. Анализ рельефа пьезометрической поверхности вод палеогеновых отложений северо-восточной части Ферганского артезианского бассейна свидетельствует о том, что на участках глубокого эрозионного вреза речных долин эта поверхность снижается в направлении от центральных частей бассейна к его периферии. Это, по-видимому, свидетельствует о наличии глубокого краевого водообмена в этом районе.

В Южно-Таджикском артезианском бассейне воды зоны затрудненного водообмена изучены в отдельных его суббассейнах или бассейнах третьего порядка (в связи с разведкой на нефть и газ). С учетом особенностей гидрогеологического разреза здесь намечаются два типа бассейнов: 1) краевые, вблизи горного обрамления (Душанбинский), и 2) центральные, значительно удаленные от областей интенсивной современной инфильтрации (Вахшский).

В Душанбинском бассейне в разрезе юрских, меловых палеогеновых и неогеновых отложений по гидродинамическим показателям устанавливаются шесть водоносных комплексов. Они вскрыты на северной периферии бассейна в интервале глубин 490—1600—1800 м и мало отличаются друг от друга по величинам приведенных напоров. Для бассейна характерно отсутствие четко выраженных гидрохимических зон: воды имеют сравнительно невысокую минерализацию — от 7 до 90 г/л (за исключением аномальных вод, выявленных на Лючобской площади, где минерализация достигает 230 г/л). По составу воды преимущественно сульфатные, реже хлоридные кальциевые. Сульфатные натриевые воды сопровождаются главным образом азотными газами с большим содержанием сероводорода (до 22% в растворенном газе), с хлоридны-

ми кальциевыми водами связаны углеводородные газы. Дебиты скважин при самоизливе колеблются от 0,1 до 18—20 л/с.

Иным гидрогеологическим разрезом характеризуется Вахшский бассейн. В интервале глубин 560—2820 м в нем вскрыты воды верхнемеловых и палеогеновых отложений. По гидродинамическим показателям А. В. Готгильф выделяет здесь три гидравлически изолированных друг от друга водоносных комплекса: 1) эоценовый; 2) сенон-палеоценовый и 3) сеноман-туронский, существенно отличающиеся по величинам приведенных напоров. Падение пьезометрических поверхностей в эоценовом и сенон-палеоценовом комплексах происходит от окраинных частей бассейна к его центру, что позволяет говорить о движении подземных вод данных комплексов в этом направлении. В сеноман-туронском комплексе, в котором установлены аномально-высокие пластовые давления (в два-три раза превышающие нормальное гидростатическое), напоры снижаются от центра бассейна к периферии. В вертикальном разрезе бассейна характерны четкие закономерности в изменении гидродинамических и гидрохимических свойств: водопритоки в скважины при самоизливе уменьшаются вниз по разрезу от эоценового комплекса (около 40 л/с) к сеноман-туронскому (максимум около 5 л/с). Минерализация возрастает как вниз по разрезу, так и по падению пластов от 20—35 до 200 г/л, сульфатно-натриевые воды в этих же направлениях сменяются хлоридными кальциевыми. Газы принадлежат к углеводородно-азотным и углеводородным, содержание сероводорода и углекислоты в них закономерно убывает от верхних комплексов к нижним от 8 до 1,2%.

В Зеравшанском и Приташкентском артезианских бассейнах водоносные комплексы нижней части верхнего и среднего этажей (палеоген — мел) характеризуются широким развитием пресных и слабосолоноватых вод, распространенных вплоть до глубин 2000 м и более, а также активной динамикой подземных вод, свободно перетекающих в Сырдарьинский и Амударьинский бассейны. В наиболее хорошо изученном Приташкентском бассейне ниже регионального водоупора палеогеновых глинистых пород выделяются водоносные комплексы палеогеновых, турон-сенонских и альбских отложений. Воды палеогеновых образований пользуются широким распространением; выше среза гидрографической сети и на глубине до 1000 м они имеют минерализацию менее 1 г/л и являются по составу преимущественно гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми. Скважины большей частью фонтанируют, дебиты их при самоизливе колеблются в широком пределе — от 0,7 до 19 л/с. Воды турон-сенонского комплекса нередко гидравлически связаны с водами палеогена. Вскрыты они в интервале глубин 950—1850 м, минерализация их колеблется от 0,45 до 1 г/л, в химическом составе преобладают гидрокарбонаты натрия, дебиты скважин при самоизливе достигают 6 л/с. Наибольшее практическое значение имеют воды сеноманского комплекса, вскрытые многими скважинами на глубине 813—2100 м. От вышележащего комплекса они гидравлически изолированы водоупором нижнетуронских глин и существенно отличаются величиной пьезометрического напора, на $10—15 \cdot 10^5$ Па превышающего напоры в турон-сенонском комплексе. Воды сеноманского комплекса термальные (температура их 32—68° С) и используются как минеральные лечебные. С севера на юг по падению пластов происходит закономерное увеличение минерализации воды от 0,6 до 1,3 г/л и изменяется состав от гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного натриевого к хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатному натриевому. Скважины самоизливают с дебитом, колеблющимся в широком интервале — от 1 до 16 л/с. Водоносный комплекс альбских отложений вскрыт одиночными скважинами на глу-

бинах 660—2300 м. Выше среза гидрографической сети минерализация его вод составляет 0,6—2,7 г/л и возрастает по падению пластов до 10,8 г/л; преобладающими компонентами в водах являются хлориды натрия. Дебиты скважин при самоизливе не превышают 0,3 л/с.

Воды нижнего гидрогеологического этажа описываемых артезианских бассейнов не изучены.

Район Памира включает складчато-глыбовые зоны — бассейны трещинных вод Дарваза и Памира с системой малых артезианских бассейнов; последние гидрогеологически не изучены. В районе выделяются два гидрогеологических этажа — верхний (с двумя подэтажами) и нижний, объединяющие отдельные водоносные горизонты и комплексы. При рассмотрении подземных вод района необходимо учитывать, что восточные и западные части его весьма существенно отличаются по особенностям рельефа и климата, благодаря чему по простиранию пород одного и того же водоносного комплекса происходит изменение гидрогеологических условий. На Восточном Памире с его сухим и холодным климатом повсеместным развитием пользуются многолетнемерзлые породы. Здесь отсутствуют активные эрозионные процессы, консервирующая роль древних ледников благоприятна для наилучшего по сравнению с другими районами сохранения реликтов древних элементов рельефа. Отличительными чертами Западного Памира служат активные эрозионные процессы и распространение многолетнемерзлых пород лишь выше снеговой линии (на отметках более 5000 м).

В пределах складчато-глыбовых зон подземные воды верхней части верхнего этажа развиты в небольших и сравнительно крупных грунтовых бассейнах (I и II типов) и приурочены к четвертичным отложениям. Наибольшее практическое значение имеют воды бассейнов II типа, распространенные на Восточном Памире и связанные с аллювиальными, пролювиальными, ледниковыми и солифлюкционными накоплениями пестрого литологического состава. В этих бассейнах, нередко промороженных на всю мощность четвертичных отложений, изучены (по естественным выходам на дневную поверхность) только воды таликов — сквозных и несквозных.

Сквозные талики формируются в долинах крупных рек и озер. Для них характерно несовпадение химического состава с поверхностными водами вследствие подпитывания водами более глубокой циркуляции (подмерзлотными). На участках, где создается подпор, воды таликов имеют области разгрузки. Здесь развиваются бугры пучения, солончаки, болота, местами гидролакколиты и термокарст, свидетельствующие о деградации многолетней мерзлоты. Воды сквозных таликов отличаются постоянным режимом и составляют основные ресурсы подземных вод Восточного Памира. Местами сквозные талики образуются и в долинах малых рек, но лишь на тех участках, где происходит разгрузка глубоких термальных (трещинно-жильных) вод.

Несквозные талики формируются в долинах малых рек и небольших озер. Они характеризуются совпадением химического состава с поверхностными водами, поскольку последние являются основным источником их питания. Там, где происходит разгрузка вод несквозных таликов, наблюдается заболачивание, развиваются бугры пучения и солончаки. Режим вод несквозных таликов отличается непостоянством. Запасы их сравнительно велики, но использование ограничено летним сезоном года, поскольку зимой они, по-видимому, нацело замерзают.

Подземные воды нижней части верхнего этажа, связанные с отложениями верхнепалеогенового — неогенового возраста, известны на северо-восточной периферии Памира. Сведения по водам этих отложений отсутствуют.

Самое широкое распространение на Памире имеют подземные воды нижнего гидрогеологического этажа, представленные трещинными грунтовыми и трещинно-жильными водами.

Трещинные грунтовые воды циркулируют в разнообразных по литологическому составу породах кайнозоя (палеогена), мезозоя, палеозоя и докембрия. На Восточном Памире большую часть года эти воды находятся в виде льда. Родники питаются водами таликов, которые формируются главным образом на склонах гор, сложенных глыбовым делювием, и относятся преимущественно к числу несквозных. Характерны групповые выходы воды — родники имеют множество отдельных головок, которые прослеживаются вдоль склонов на 100—200 м и более. При этом происходит интенсивное заболачивание поверхности шлейфов, местами создаются настоящие трясины, образуются бугры пучения и солончаки. Родники отличаются весьма неустойчивым режимом, в августе — сентябре многие из них пересыхают. Типичны мигрирующие родники, головки которых в течение летнего сезона перемещаются вниз по склону иногда на расстояние 300—500 м. На Западном Памире трещинные грунтовые воды находятся (ниже снеговой линии) в жидкой фазе и питают многочисленные родники, располагающиеся в долинах рек и в глубоких ущельях. Нередко воды разгружаются на дневную поверхность непосредственно из трещин в дочетвертичных породах. Родники обычно имеют одну, реже две-три головки.

Подземные воды Памира (трещинные и грунтовые воды четвертичных отложений) подчиняются закону горизонтальной зональности. В верхнем ярусе рельефа (в нивальном ландшафтно-климатическом поясе) на абсолютных отметках более 5000 м повсеместно породы не содержат жидкой воды. Родники здесь отсутствуют. Осуществляется аккумуляция огромного количества воды в виде льда и снега, за счет таяния которых ниже снеговой линии идет питание поверхностных и подземных вод. В направлении от верхнего яруса к нижнему (в альпийском ландшафтно-климатическом поясе) количество родников увеличивается, растут их дебиты от 0,1—05—3 л/с до 5—10 л/с, увеличивается минерализация воды от значений, меньших 0,1 г/л, до 0,5—1 г/л, а температура от 1—3 до 10° С. На Западном Памире в формировании химического состава вод процессы испарительной концентрации, по-видимому, не играют никакой роли, поскольку здесь сток резко преобладает над испарением. На Восточном Памире, наоборот, они проявляются очень широко. Однако на территории среднего яруса рельефа благодаря более или менее удовлетворительной его дренированности эти процессы приводят лишь к сезонному скоплению солей в породах, не оказывающих существенного влияния на химический состав поверхностных и подземных вод. Только в замкнутых котловинах нижнего яруса рельефа испарительная концентрация, ведущая к образованию солончаков, отражается на химическом составе вод — в отдельных бессточных озерах обусловливает увеличение минерализации и изменение в содержании ионов. В области развития осадочных отложений мезозоя и палеозоя, воды которых по химическому составу являются гидрокарбонатно-сульфатными кальциево-магниевыми, образуются сульфатные (или сульфатно-хлоридные) магниево-натриевые солончаки. Там же, где распространены толщи метаморфических и изверженных пород, воды которых характеризуются гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-натриевым составом, солончаки отличаются высоким содержанием соды.

Широким распространением на Памире пользуются трещинно-жильные воды. Среди них наибольший интерес представляют воды минеральных источников, развитых главным образом на юге Памира. По составу свободно выделяющихся газов и термике их можно подразделить на три

группы: 1) азотные горячие и очень горячие воды с температурой, достигающей 77° С, связанные с гранитоидами шугнанского интрузивного комплекса; 2) углекислые горячие и очень горячие с температурой от 35 до 63° С, приуроченные или к метаморфическим докембрийским породам в зоне Южно-Памирского краевого разлома, или к осадочным отложениям мезозоя в зоне Аличурского краевого разлома; 3) углекислые холодные воды с температурой 10—20° С, связанные с метаморфической докембрийской толщей преимущественно в зоне Южно-Памирского разлома, в пределах мелких, контролируемых им систем разломов субмеридионального простирания. Азотные и углекислые термы значительно отличаются от трещинных грунтовых вод: азотные принадлежат к слабоминерализованным сульфатным натриевым водам (по первым преобладающим ионам) и имеют самую высокую температуру; углекислые горячие относятся к солоноватым гидрокарбонатным натриевым водам. Химический состав углекислых холодных вод аналогичен составу трещинных грунтовых вод, и лишь благодаря повышенной агрессивности углекислые воды имеют более высокую минерализацию.

Основные закономерности формирования подземных вод, этапы гидрогеологического развития

На протяжении геологического развития рассматриваемой гидрогеологической области в формировании подземных вод можно выделить два периода — геосинклинальный и постгеосинклинальный.

Геосинклинальный период — домезозойский в Тянь-Шане, Джунгарском Алатау и Северном Памире и доверхнепалеогеновый в Центральном и Южном Памире — характеризовался накоплением морских седиментационных вод в геосинклиналях, общие площади которых закономерно сокращались за счет разрастания геоантиклиналей. Седиментационные воды участвовали вместе с захоронающими их толщами пород в складкообразовании и претерпели значительные изменения при отжимании из уплотняющихся и метаморфизующихся горных пород, а также под воздействием ювенильных компонентов и инфильтрационных вод, поступавших из областей питания. В результате формировались подземные воды, отражавшие своим составом различные степени смешения седиментационных, инфильтрационных и магматических вод.

Со временем завершающего этапа геосинклинального развития — каледонского для северной части Восточного Тянь-Шаня и герцинского для Западного Тянь-Шаня, южной части Восточного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Северного Памира и альпийского для Центрального и Южного Памира — начался процесс интенсивного формирования трещинных и трещинно-жильных вод инфильтрационного происхождения, заключенных в зонах экзогенной и эндогенной трещиноватости пород. Одновременно, по-видимому, продолжались процессы дальнейшего преобразования захороненных седиментационных вод.

В постгеосинклинальный период (платформенный и новейший орогенический) гидрогеологическое развитие протекало в различных частях территории по-разному (рис. 72). В отдельных районах в течение мезозоя и кайнозоя можно выделить от одного до четырех гидрогеологических циклонов, что связано с неодинаковой подвижностью этих районов (рис. 73).

Один цикл, состоящий лишь из инфильтрационного этапа, пережила практически стабильная область Восточного Тянь-Шаня. Инфильтрационные воды формировались в зонах трещиноватости консолидировавшихся пород геосинклинального этапа развития и в рыхлых молодых

грубообломочных отложениях, которые скапливались у подножия поднимающихся горных хребтов, а также в крупных и плоских межгорных впадинах. Пресные инфильтрационные воды в той или иной степени

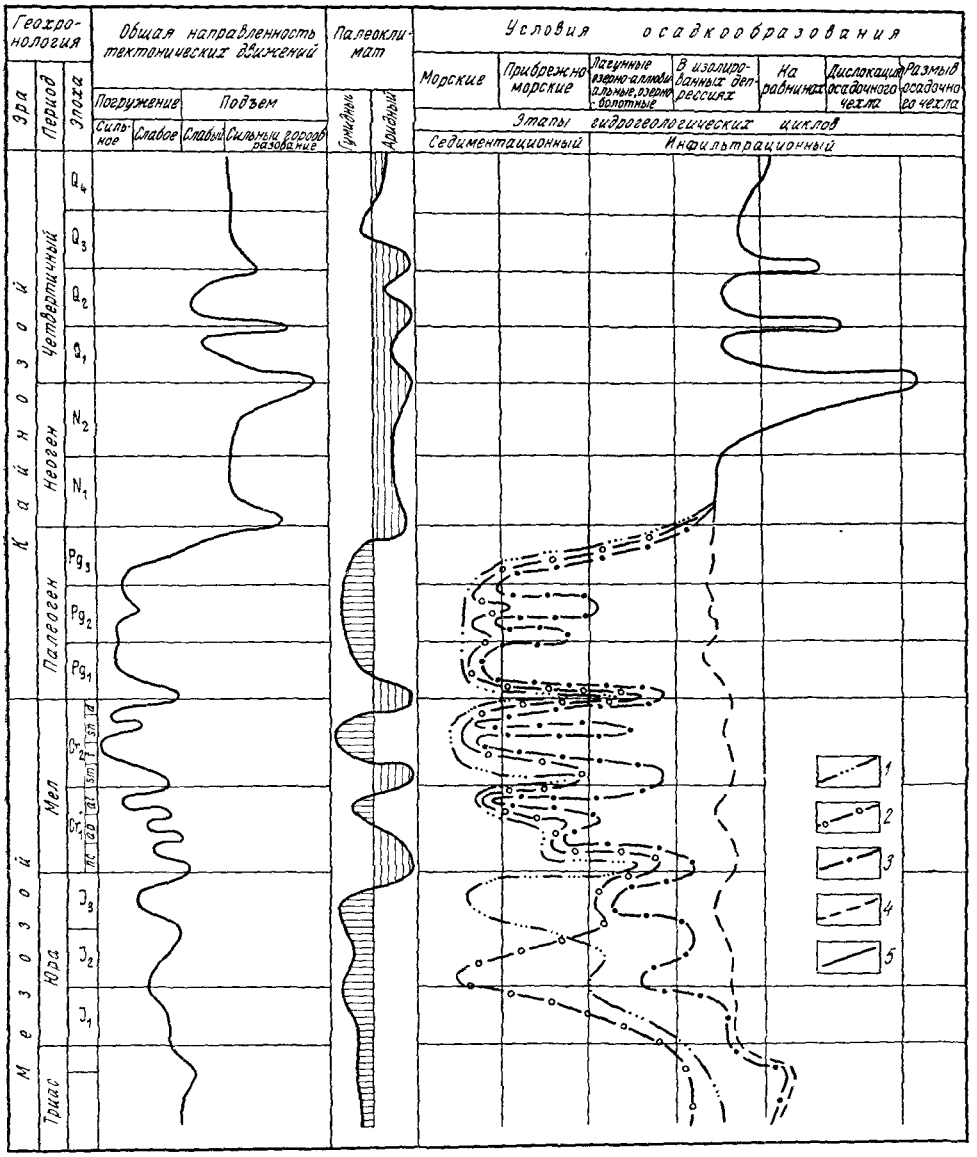


Рис. 72. График историко-геологического развития в мезозойскую и кайнозойскую эры. По Б. Е. Антыпко:

1 — Южно-Таджикская депрессия; *2* — Памир (центральная и юго-восточная части); *3* — Западный Тянь-Шань (приферганская часть); *4* — Восточный Тянь-Шань; *5* — весь регион

увеличивали минерализацию и меняли химический состав в зависимости от состава и способности к растворению вмещающих пород. Так, например, повсеместное преобладание сульфатов в подземных водах неогеновых отложений Восточного Тянь-Шаня имеет прямую связь с соленосным и гипсоносным составом озерных отложений этого периода.

К западу от «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» в мезозое и раннем кайнозое формировались как седиментационные, так и ин-

фильтрационные воды, в зависимости от особенностей геологического развития отдельных районов этой территории.

Первый гидрогеологический цикл, состоящий лишь из инфильтрационного этапа, в районах Гиссаро-Алая и Южно-Таджикской депрессии охватил отрезок времени от триаса до поздней юры, а в северной части Западного Тянь-Шаня (Курамино-Чаткальский, Приташкентский и Зеравшанский районы) он продолжался вплоть до позднего мела. Несмотря на то что в альбе морские воды вторгались на юго-восточную периферию Ферганской впадины, кратковременность и территориальная ограниченность этого внедрения в целом не нарушали единства данного цикла. В это время на снивелированной поверхности палеозойской суши в аллювиальных отложениях речных долин формировались пресные подземные воды, богатые кислородом. В пониженных, постепенно и непрерывно погружающихся участках рельефа в терригенных отложениях заболоченных лагун и озер с обильными органическими остатками в условиях гумидного климата шло образование пресных подземных вод гидрокарбонатного натриевого и кальциевого состава, обедненных кислородом. Второй гидрогеологический цикл на юге Западного Тянь-Шаня охватил отрезок времени от начала поздней юры до неокома. Седиментационный этап в районах Гиссаро-Алая и Южно-Таджикской депрессии начался морской трансгрессией, захватившей большую часть снивелированной поверхности суши. В прибрежной полосе шло накопление грубообломочных терригенных осадков, а в некотором отдалении от нее отлагались глинистые илы и карбонатные осадки, которые с расширением трансгрессии в поздней юре занимали все более обширные площади. По мере увеличения мощности карбонатной толщи, по-видимому, происходил процесс отжимания седиментационных вод как обрат-

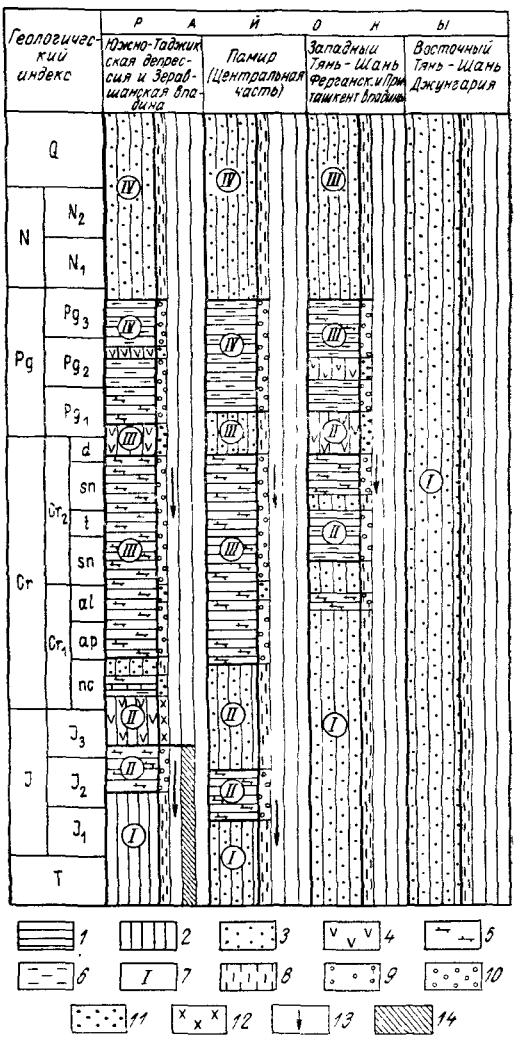


Рис. 73. График гидрогеологической цикличности в мезозое и кайнозое. По Б. Е. Антыпко.

Гидрогеологические циклы *1* — седиментационный; *2* — инфильтрационный; *3—4* — условия формирования подземных вод в континентальных бассейнах при накоплении осадков: *3* — водопроницаемых, *4* — водоупорных; *5—6* — то же, в морских бассейнах при накоплении осадков: *5* — водопроницаемых, *6* — водоупорных; *7* — номер цикла; *8—12* — минерализация вод бассейнов осадконакопления: *8* — пресные, *9* — опресненные воды морского бассейна, *10* — нормальной солености морского бассейна, минерализация 30—35 г/л, *11* — рассолы 100—150 г/л, *12* — крепкие рассолы, 420—450 г/л; *13* — отжимание седиментационных вод в нижележащие горизонты; *14* — изолированные горизонты

но в морской бассейн, так и в нижележащие континентальные отложения нижней и средней юры, где они вытесняли пресные воды. В пределах северной части Западного Тянь-Шаня в это время существовали внутриконтинентальные водоемы с пресной водой, минерализация которой, очевидно, в поздней юре в условиях аридного климата постепенно увеличивалась. Здесь шло формирование инфильтрационных вод (продолжение первого гидрогеологического цикла).

В конце поздней юры в результате начавшейся регрессии моря в районе Южно-Таджикской депрессии образовался замкнутый водоем, в котором в условиях аридного климата концентрация солей в воде повысилась до 420—450 г/л, что привело к выпадению их из раствора. Накопившиеся мощные толщи хемогенных осадков полностью изолировали от дневной поверхности нижележащие водоносные комплексы юры.

В неокоме на всей территории Западного Тянь-Шаня господствовали инфильтрационные условия формирования подземных вод. В обширных и многочисленных континентальных водоемах формировались грунтовые воды пестрой минерализации — от пресных до солоноватых. В отдельных замкнутых бассейнах минерализация вод повышалась до 100—150 г/л, что приводило к осаждению доломитов и гипсов, а также образованию рассольных грунтовых вод. В южных районах инфильтрационный этап почти не оказывал влияния на глубокие воды юры, изолированные верхнеюрским соляно-гипсовым водоупором, и лишь в пределах немногочисленных выходов верхнеюрских известняков шли активные процессы карстообразования.

Третий гидрогеологический цикл на юге Западного Тянь-Шаня начинается с нижнемеловой (аптской) трансгрессии, знаменовавшей седиментационный этап этого цикла. Тектонические движения положительного знака в конце раннемелового времени разобщили морской бассейн на ряд обособленных участков, минерализация вод в которых заметно повышалась. Таким образом, если в начале морской трансгрессии захоронялись воды нормальной солености, то затем соленость воды периодически превышала 100—150 г/л и более. В позднем мелу трансгрессия интенсивно расширяется, достигая своего максимального развития в сеноне (рис. 74), и захватывает целиком весь Западный Тянь-Шань. С этого времени и в пределах Чаткало-Кураминского, Приташкентского и Ферганского районов начинается седиментационный этап, относящийся на этой территории ко второму гидрогеологическому циклу. В осадочных толщах верхнего мела захоронялись воды нормальной, местами повышенной и высокой солености. В связи с тем, что в конце позднего мела восходящие тектонические движения обусловили выход из-под уровня моря некоторых участков в Южно-Таджикской и Ферганской депрессиях, участки эти стали зонами инфильтрации атмосферных осадков; здесь началось замещение седиментационных вод инфильтрационными. Однако из-за кратковременности континентального перерыва и локальности его замещение, по-видимому, было частичным и захватило лишь самую верхнюю часть верхнемеловых отложений.

Датский век ознаменовался повсеместно на всей территории Западного Тянь-Шаня наступлением инфильтрационного этапа. В мелководных замкнутых бассейнах, оставшихся на месте отступившего моря, соленость воды временами повышалась до 100—150 г/л, что приводило к осаждению карбонатно-гипсовых толщ и к формированию соленых грунтовых вод.

Четвертый гидрогеологический цикл (в северных районах Западного Тянь-Шаня он является третьим) начинается мощной трансгрессией палеогенового времени, захватившей всю территорию. Седиментационный

этап этого цикла продолжался до олигоцена. Так же как и в позднемеловое время, в осадочных толщах палеогена захоронялись воды с различной соленостью: от нормальной до весьма высокой. В олигоцене, когда общий подъем привел к отступанию моря, в межгорных и предгорных впадинах (Южно-Таджикской, Ферганской, Приташкентской и Зеравшанской) сохранились крупные остаточные бассейны, воды кото-

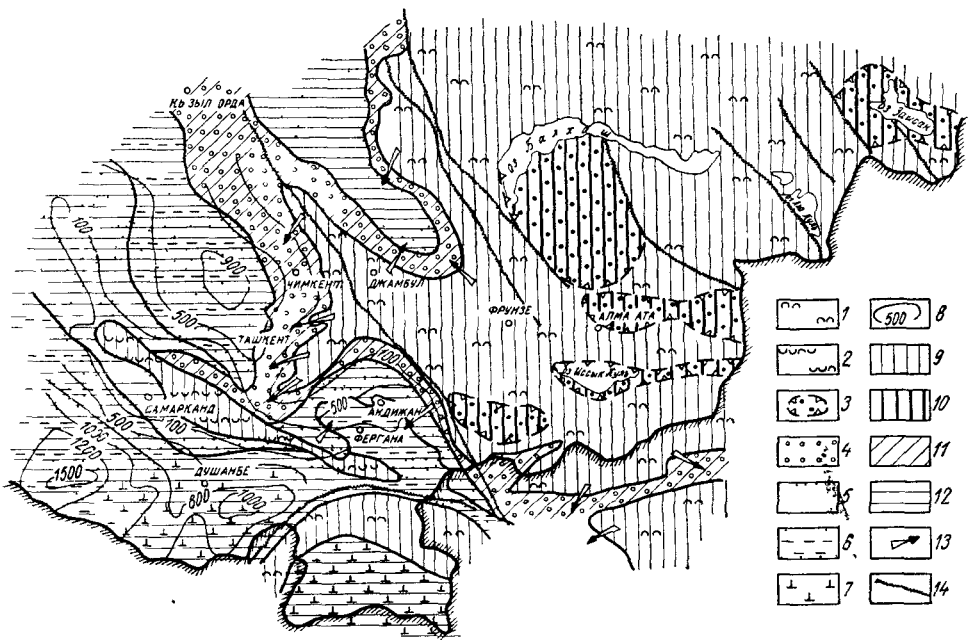


Рис 74. Палеогидрогеологическая схема эпохи максимальной верхнемеловой (сенон) трансгрессии
По Б. Е. Антыпко и И. Е. Лагутину.

Суша, сложенная метаморфизованными и дислоцированными породами палеозойского и допалеозойского возраста (песчаники, сланцы, мраморы, известняки, эффузивы, интрузивы) *1* — с полого расчлененным, местами гористым рельефом, *2* — с равнинным рельефом, *3* — внутриконтинентальные впадины и прогибы заполненные песками, конгломератами и глинами мощностью до 100 м и — низкие прибрежные равнины — озерно аллювиальные, озерно болотные, лагунные, сложенные пестроцветными и красноцветными песками, глинами, илами с прослоями углей, соли, гипса об ей мощностью до 500 м, *5* — прибрежная часть морского бассейна, выполненная песками, алевролитами, илами мощностью до 100—500 м

Морской бассейн с донными отложениями *6* — алевролитов, илов, *7* — карбонатных илов мощностью до 1600 м, *8* — изопахиты верхнемеловых отложений

Условия формирования подземных вод *9* — пресных инфильтрационных в зоне открытой трещиноватости в условиях интенсивного водообмена, *10* — пресных и слабоминерализованных инфильтрационных грунтовых в условиях интенсивного, реже затрудненного водообмена, *11* — пестрой минерализации — от пресных до соленых, в основном инфильтрационных, грунтовых, реже с местными напорами, *12* — соленых седиментационных, *13* — направление движения подземного стока, *14* — региональные разломы

рых быстро опреснялись за счет интенсивного поверхностного стока с окружающих гор. С конца позднего палеогена вся территория Западного Тянь-Шаня, окончательно выведенная из-под уровня моря, вступает в инфильтрационный этап формирования подземных вод.

В целом особенности гидрогеологических условий рассматриваемой области, формировавшиеся на протяжении длительной истории геосинклинального, платформенного и орогенического периодов вплоть до современного этапа ее развития, могут быть кратко сформулированы следующим образом.

В горных породах дочетвертичного возраста складчато-глыбовых зон, по-видимому, сохранились, захороненные в виде поровых растворов и других видов, метаморфизованные подземные воды седиментационного, древнего инфильтрационного и смешанного генезиса. Однако они не динамичны или очень мало динамичны и совершенно не изучены

Повсеместным распространением здесь пользуются гравитационные воды инфильтрационного происхождения, связанные с экзогенной и эндогенной трещиноватостью, формирование которых и пополнение запасов происходит непрерывно и в наши дни.

В межгорных артезианских бассейнах Восточного Тянь-Шаня заключены воды преимущественно инфильтрационного генезиса. В осадочном чехле межгорных и предгорных артезианских бассейнов Западного Тянь-Шаня, особенно глубоких их частей, подземные воды, по-видимому, являются сложными — седиментационными, инфильтрационными и смешанными. Распределение их в разрезе пород и по площади определяется новейшей историей развития бассейнов.

Современный этап формирования подземных вод характеризуется следующими особенностями.

В пределах складчато-глыбовых зон воды инфильтрационного генезиса приурочены к районам, характеризующимся различным типом рельефа: высокогорным, среднегорным, низкогорным и мелкосопочным. Гидрогеологические процессы протекают здесь при активном взаимодействии на подземные воды вмещающей их среды, климатических факторов, растворенных в воде газов и микроорганизмов. Сложные системы равновесий компонентов порода — вода — газ — живое вещество, подвижных и легко нарушаемых в зоне свободного водообмена, имеют свои специфические особенности в каждом ландшафтно-климатическом поясе (табл. 25).

В условиях высокогорного рельефа с его двумя поясами — нивальным и альпийским — в жидкой фазе вода присутствует только в альпийском поясе. В Тянь-Шаньско — Джунгаро — Памирской гидрогеологической области альпийский пояс охватывает огромные площади. Формирование химического состава подземных вод инфильтрационного генезиса в этом поясе происходит в породах, самых разнообразных по литологии и возрасту. Общим для всех пород служит промытость их (в зоне активной трещиноватости) от легководорастворимых солей.

При формировании подземных вод в осадочных отложениях альпийского пояса главными, по-видимому, являются процессы растворения карбонатных минералов карбонатного цемента пород, пластов и пропластков известняков, доломитов и пр. Интенсивность этих процессов зависит от содержания углекислоты в растворенных газах подземных вод, определяющей карбонатное равновесие в водах.

По данным О. Н. Собакина, следует, что карбонатное равновесие устанавливается при низком количестве углекислоты, в среднем не превышающем 7—8% (в растворенном газе). Это объясняется дефицитом ее в почвенном воздухе. Дефицит CO_2 связан, по-видимому, с полной стерильностью воздушной и водной сред альпийского пояса в отношении микроорганизмов. Так, например, на Восточном Памире в подземных водах отмечается лишь ограниченное число видов микроорганизмов и главным образом малоактивные формы. Это объясняется тем, что температурные условия (отрицательные среднегодовые температуры воздуха и очень низкие температуры осенью и зимой) не благоприятны для их развития. В результате слабой агрессивности вод (по углекислоте) процессы растворения карбонатных минералов приводят к формированию вод весьма невысокой минерализации (чаще всего менее 0,2 г/л, нередко менее 0,1 г/л), самой низкой среди подземных вод осадочной толщи горных районов. По преобладающим компонентам воды являются главным образом гидрокарбонатными кальциевыми.

В толще метаморфических и изверженных пород преимущественно кислого состава в высокогорных районах образуются еще менее мине-

рализованные воды (обычно до 0,1 г/л). Химический состав их связан с процессами гидролитического разложения алюмосиликатов — полевошпатовых минералов, которые под влиянием CO_2 и воды переводят в раствор гидрокарбоната кальция и натрия. Поскольку интенсивность этих процессов из-за низкого содержания углекислоты в растворенных газах сравнительно невелика, то формируются очень пресные подземные воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые по преобладающим компонентам.

Ресурсы подземных вод в высокогорных районах также распределяются в соответствии с климатическими особенностями этих районов. В условиях холодных пустынь и полупустынь Восточного Памира, где годовая сумма осадков не превышает 70 мм в год, а испаряемость достигает больших величин и широким распространением пользуются многолетнемерзлые породы, ресурсы подземных вод формируются почти исключительно за счет поверхностных вод. Сосредоточиваются они преимущественно в аллювиальных и озерных отложениях речных долин и озерных котловин и связаны со сквозными и несквозными таликами. В высокогорных районах Западного Памира и Тянь-Шаня в альпийском поясе характерны сравнительно обильные потоки трещинных и трещинно-жильных вод, питающихся преимущественно атмосферными осадками (годовая сумма которых достигает 500—600 мм), а также за счет таяния снега и льда. Среднегорный рельеф с типичным для него субальпийским ландшафтно-климатическим поясом занимает огромные площади в пределах Тянь-Шаня и небольшие на Западном Памире. Осадочные и магматические толщи в зоне активной трещиноватости хорошо промыты от водорастворимых солей, вследствие чего главными при формировании химического состава вод и здесь, так же как и высокогорных районах, являются процессы растворения карбонатных минералов и алюмосиликатов. Растворенные газы подземных вод в субальпийском поясе содержат самые высокие (среди горных районов) количества углекислоты, достигающей 10—15, реже до 20%, что, по-видимому, связано с достаточно интенсивной микробиологической деятельностью, в результате которой почвенный воздух оказывается богаче углекислотой, чем в альпийском поясе. Данные О. Н. Собакина по Гиссаро-Алайскому району свидетельствуют о видовом разнообразии микроорганизмов в подземных водах и активной их жизнедеятельности. Благодаря этому карбонатное равновесие в подземных водах субальпийского пояса устанавливается при более высоких содержаниях гидрокарбоната кальция. Воды приобретают повышенную по сравнению с альпийским поясом минерализацию, достигающую 0,3—0,5, иногда 1 г/л. По преобладающим компонентам они являются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми. В химическом составе вод заметно повышается роль сульфатного иона, который нередко присутствует в равных количествах с гидрокарбонатным, что можно объяснить окислением сульфидных минералов, рассеянных в осадочных и магматических породах

Ресурсы подземных вод в субальпийском поясе приурочены как к зоне активной трещиноватости дочетвертичных пород, так и к аллювиально-пролювиальным отложениям рек и крупных саев. В этом поясе формируются и разгружаются на дневную поверхность самые обильные для горных районов потоки трещинных грунтовых, трещинно-жильных и порово-пластовых вод, питающиеся атмосферными осадками (годовое количество которых достигает 1000 мм и более) и поверхностными водами.

В условиях низкогорного рельефа с его горно-степным и главным образом полупустынным ландшафтно-климатическим поясом формирование химического состава подземных вод связано с выщелачиванием

Таблица 25

Гидрогеологическая характеристика ландшафтно-климатических горных поясов Памира, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау (по Б. Е. Антыпко и В. С. Самариной)

Тип рельефа	Ландшафтно-климатические пояса	Абс. отм. поверхности, м	Климат	Среднегодовая сумма осадков, мм	Растительность	Отношение испаряемости к осадкам (К. Костюкова)	Формы рельефа и расчлененность	Дренированность
	1	2	3	4	5	6	7	8
горный	Нивальный А	>4500—5000, реже >3500—3800	Арктический	—	Отсутствует	0	Высокие горы, крутые склоны, гребни скал, весьма резкая расчлененность	—
	Верхняя часть (Вост. Памир) $Б_1$	3800—5000	Холодный пустынный, очень сухой	60—70	Крайне разреженная, скудная пустынная	>1	Каменистая пустыня, обширные плоские долины, сглаженные склоны; расчлененность небольшая	Слабая
	Альпийский Б	2000—3800	Холодный, сравнительно сухой	500—600	Низкотравная, луговая и лугово-степная	<1	Высокие горы, глубокие долины, крутые склоны; весьма сильная расчлененность	Очень сильная

Высоко	Суб-альпийский В	1500—3500	Прохладный, влажный	600—800, в поясе максимального увлажнения до 1000 и более	Пышная лугово-лесная и лесостепная	$< \frac{1}{2}$	То же	То же
Среднегорный	Горно-степной Г	750—2500	Резко континентальный, недостаточно увлажненный	250—600	Сухих горных ковыльно-типчаковых степей	около 1 и >1	Высокие обширные горные плато; сильная расчлененность	Сильная
Низкогорный	Полупустынный Д	350—1500	Резко континентальный, сухой	100—200 до 500	Разнотравно - пырейная, полупустынная	>1	Высокие части предгорий, сглаженные формы; слабая расчлененность	Слабая
Мелкосопочный	Пустынный Е	150—450	Резко континентальный, очень сухой	200—250 и менее	Эфемерная пустынная	>2—3	Пологие увалистые холмы; очень слабая расчлененность	Очень слабая

Продолжение табл. 25

Тип рельефа	Подземные воды обнаружены	Характер циркуляции подземных вод	Характер запасов подземных вод	Минерализация подземных вод, г/л	Химический состав подземных вод	Основные процессы формирования химического состава подземных вод
	9	10	11	12	13	14
	В жидкой фазе отсутствуют	—	—	—	—	—
	В четвертичных отложениях речных долин и озерных котловинах	Общий сток отсутствует, короткие пути циркуляции, слабая разгрузка	Значительные, сосредоточенные в таликах четвертичных отложений долин и глыбового делювия	0,1	HCO_3 — Ca	Растворение карбонатов (при низком содержании углекислоты), гидролиз алюмосиликатов
	В трещиноватых породах допалеозойского и палеозойского возраста, в маломощных четвертичных отложениях речных долин	Короткие пути циркуляции, обильная разгрузка	Значительные рассредоточенные	От 0,1—0,2 до 0,3	HCO_3 — Ca и HCO_3 — Ca — Na	—
горный	В трещиноватых породах допалеозойского	Короткие пути циркуляции, весьма обильная	То же	До 0,2—0,3, реже 0,5	HCO_3 — Ca — Na и HCO_3 — SO_4 — Ca	Растворение карбонатов (при повышенном со-

Высоко	возраста, в четвертичиых отложениях крупных долин	разгрузка				держании углекислоты), гидролиз алюмосиликатов, окисление сульфидов
Среднегорный	В трещиноватых породах допалеозойского и палеозойского возраста, в четвертичных отложениях крупиых речных долин и саев	Сравнительно длинные пути циркуляции, обильная разгрузка		0,2—0,5 (верх. часть) 0,5—1,0 (нижн. часть)	$HCO_3 — SO_4 — Ca — Na$ $SO_4 — Ca — Na$	Растворение карбонатов и гипса, окисление сульфидов
Низкогорный	В мезо-кайнозойских отложениях межгорных и предгориых впадин, в четвертичных отложениях речиых долии и саев, в трещиноватых породах допалеозойского и палеозойского возраста	Замедленная циркуляция, слабая разгрузка, уменьшающаяся с понижением рельефа	Значительные сосредоточенные	1,0—3,0, реже до 5	$SO_4 — HCO_3 — Na — Ca$ $SO_4 — Ca — Na$ $Cl — SO_4 — Na$	Растворение карбонатов и гипса, окисление сульфидов; процессы испарительиой концентрации
Мелкосопочный	В трещиноватых породах допалеозойского и палеозойского возраста и в кайнозойском чехле	Весьма медленная циркуляция, затрудненный отток, очень слабая разгрузка	Незначительные	От 3,0—5,0 до 10—25	$SO_4 — HCO_3 — Na — Ca$ $SO_4 — Cl — Na$ $Cl — SO_4 — Na$	Выщелачивание плохо промытых пород, процессы испарительной концентрации

горных пород и процессами испарительной концентрации; последние играют небольшую роль. В пределах обоих поясов осадочные толщи значительно хуже промыты, чем в альпийском и субальпийском поясах. Благодаря этому при взаимодействии порода — вода основное значение из минералов обычно принадлежит гипсу. Здесь формируются воды повышенной минерализации (до 1, нередко до 3 г/л), сульфатные кальциево-натриевые.

Сульфатные воды повышенной минерализации формируются в полупустынном поясе и в районах развития магматических пород. Так, например, они широко известны в предгорьях Кураминского хребта в водоносном комплексе интрузивных и эффузивных пород. Их образование связано с процессами окисления сульфидных руд, рассеянных в магматических толщах. Выделяющаяся при окислении серная кислота, как известно, активизирует реакции гидролиза алюмосиликатов, в результате чего в раствор переходят сульфаты кальция и натрия. Окисление сульфидных минералов в низкогорном поясе преобретает большое значение, по-видимому, в связи с тем, что здесь в гидрогеологических процессах весьма велика роль «живого вещества». По сравнению с высокогорными и среднегорными районами заселенность подземных вод микроорганизмами, по данным О. Н. Собакина, является в этом поясе самой максимальной, благодаря чему в зоне свободного водообмена создаются условия, благоприятные для интенсивного окисления сульфидов: повышается за счет биохимических реакций содержание кислорода в растворенном газе, а сами бактерии стимулируют окислительный процесс. Испарительная концентрация в полупустынном поясе имеет локальное значение и приводит к увеличению минерализации вод на отдельных участках до 3—5 г/л при неизменном химическом составе вод по преобладающим компонентам.

Ресурсы подземных вод в полупустынном поясе приурочены к аллювиально-пролювиальным отложениям рек и крупных саев. В долинах формируются сравнительно обильные потоки грунтовых вод, питающихся преимущественно поверхностными водами, поскольку годовое количество атмосферных осадков в этом поясе низкое и в среднем не превышает 200 мм.

На северной окраине области в Чу-Илийском и Саур-Тарбагатайском районах в пределах мелкосопочника условия формирования подземных вод иные. Здесь в пустынном климатическом горном поясе при сглаженном слабо расчлененном рельефе, мощном и повсеместно развитом песчано-глинистом чехле делювиально-пролювиальных отложений, перекрывающем зону экзогенной трещиноватости, при малом количестве атмосферных осадков, не превышающем 200—250 мм, формирование подземного стока весьма затруднительно. В химическом составе и минерализации подземных вод наиболее четко проявляется связь с составом водосодержащих пород и главное с составом перекрывающего чехла. Легкорастворимые соли, выносимые из него при инфильтрации атмосферных осадков и за счет катионного обмена, значительно обогащают воды хлоридами и сульфатами, из основных и ультраосновных водосодержащих пород привносится в них магний. Формирующиеся здесь воды обладают смешанным составом — сульфатно-гидрокарбонатным и сульфатно-хлоридным натриево-кальциевым, иногда натриево-кальциевым-магниевым. Плотный остаток составляет в среднем около 3—5 г/л, причем процессы испарительной концентрации, весьма активные в этом районе, увеличивают его до 10—25 г/л. Ресурсы подземных вод здесь незначительные, рассредоточенные в зоне экзогенной трещиноватости, коллекторские свойства которой резко снижены за счет кольматации

значительной части трещин. Большая часть ресурсов представлена трещинно-жильными водами.

Особыми являются условия формирования химического состава и ресурсов трещинно-жильных минеральных вод Тянь-Шаня, Джунгарии и Памира. Среди них установлены два основных типа: азотные (термальные) и углекислые (термальные и холодные).

Азотные термы связаны с интрузивным комплексом пород и циркулируют в зонах разломов глубокого заложения. Судя по содержанию аргона в спонтанных газах, составляющего 1,3—1,5% (при количестве азота 91—98%), азот по своему происхождению относится к воздушным газам. Повышенное по сравнению с воздухом содержание аргона (в воздухе его около 0,93%) объясняется полной потерей кислорода из газовой смеси. Инфильтрационные воды, насыщенные атмосферным воздухом, проникая в глубь земной коры по разломам, повышают свою температуру и теряют кислород на окислительные процессы. Образующаяся при окислении сульфидных минералов серная кислота, воздействуя на сульфиды, выделяет сероводород, обычно сопутствующий газам азотных терм, а также приводит к гидролитическому разложению алюмосиликатов, в результате чего воды приобретают сульфатно-натриевый состав и обогащаются кремнекислотой, имеющей повышенную растворимость при высоких температурах. Разложением (при высоких температурах и давлении) минералов, содержащих в виде примесей соединения хлора, можно объяснить повышенные количества хлора в азотных термах (хлор занимает нередко первое место среди анионов) и очень большие хлор-бромные и хлор-иодные коэффициенты, свидетельствующие об отсутствии ювенильных галогенов в термах.

Углекислые воды приурочены к самым различным породам — магматическим, метаморфическим и осадочным. Горячие углекислые воды связаны с крупными краевыми разломами и оперяющей их системой молодых трещин. Холодные воды циркулируют в трещинах второстепенных разломов неглубокого заложения. Содержание аргона в газах углекислых вод оказывается весьма низким и колеблется от 0,03 до 0,085% (количество углекислоты составляет 97—99%), что указывает на «разбавление» аргона, пропорциональное упругости углекислоты, формирующейся в недрах. Углекислота, по-видимому, является термометаморфической по своему происхождению — образуется в результате изменения горных пород под воздействием высоких температур и давлений. Инфильтрационные воды, проникающие по трещинам в глубь земной коры, насыщаются углекислотой, поступающей из глубины. Если насыщение происходит на небольшой глубине, то формируются холодные углекислые воды, отличающиеся от трещинно-грунтовых вод зон свободного водообмена лишь повышенной минерализацией, что объясняется высокой агрессивностью углекислых вод.

Термальные углекислые воды циркулируют на больших глубинах; являясь агрессивными, горячими, они выщелачивают карбонаты из водовмещающих пород. В условиях высоких температур и давлений активизируются процессы катионного обмена, идущие в сторону десорбции натрия и адсорбции кальция в связи с большой энергией поглощения последнего. Как показывают экспериментальные работы, проведенные по углекислому выщелачиванию пород в автоклаве под давлением $35 \div 60 \cdot 10^5$ Па и при температуре до 230° С (Ю. А. Будзинский), параллельно с увеличением щелочей повышается количество хлора, который в метаморфических и изверженных породах присутствует в виде примесей в кристаллических решетках некоторых минералов (амфиболитов, полевых шпатов, пироксенов и др.). В результате формируются хлоридно-гидрокарбонатные натриевые углекислые воды повышенной минерализа-

ции, характеризующиеся высокими хлор-бромным и хлор-иодным коэффициентами, поскольку в них, по-видимому, так же, как и в азотных термах, отсутствуют ювенильные галогены.

Ресурсы трещинно-жильных термальных азотных и углекислых вод весьма велики. Они формируются главным образом в высокогорных и среднегорных районах, где питаются обильными атмосферными осадками, а интенсивная трещиноватость пород в зонах разломов обеспечивает необходимые емкости для скопления вод.

В пределах межгорных и предгорных артезианских бассейнов формирование подземных вод проходит по следующей схеме. В зоне свободного водообмена циркулируют воды инфильтрационного генезиса, относящиеся по условиям формирования химического состава к генетическому типу вод выщелачивания; весьма большое значение приобретают здесь процессы испарительной концентрации.

В артезианских бассейнах типа Ферганского и Южно-Таджикского подземные воды связаны с осадочными отложениями мезозойского и кайнозойского возраста, не промытыми или плохо промытыми от легководорастворимых солей. Благодаря этому при взаимодействии порода — вода главными являются процессы разрушения таких минералов, как галит, гипс, эпсомит, тенардит и др., обладающих большой растворимостью. Карбонатному равновесию, связанному с наличием свободной углекислоты в растворенном газе, заметная роль принадлежит лишь на участках, занимающих высокое гипсометрическое положение, где формируются преимущественно пресные гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды. В соответствии с различной степенью промытости пород, уменьшающейся при переходе от верхних ярусов рельефа к нижним, и от климатических зон с большим увлажнением к меньшему, минерализация вод выщелачивания возрастает в этом направлении, а химический состав меняется от гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого через сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый к хлоридно-сульфатному натриево-магниевому и хлоридному натриево-магниевому. На самых низких гипсометрических отметках процессы испарительной концентрации приводят к формированию рассольных хлоридных натриевых вод Ресурсы подземных вод, пригодных для практического использования, сосредоточены преимущественно в аллювиальных отложениях речных долин и в конусах выноса рек и саев, спускающихся с окружающих бассейны горных сооружений. В долинах и конусах выноса формируются мощные потоки пресных и солоноватых подземных вод, питание которых осуществляется главным образом поверхностными водами.

В артезианских бассейнах типа Приташкентского и Зеравшанского осадочные породы промыты от легководорастворимых солей вплоть до палеозойского фундамента. В наиболее хорошо изученном Приташкентском бассейне воды выщелачивания, связанные с его осадочным чехлом, являются пресными или слабосолоноватыми и имеют гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный анионный состав и кальциево-натриевый или натриевый катионный. Изменение химического состава вод происходит по мере удаления от областей питания, расположенных в северной и северо-восточной частях бассейна (в районе Чаткальского и Кураминского хребтов), к центру бассейна. Для палеогенового водоносного комплекса большое значение имеет область питания, находящаяся на северо-востоке бассейна, где наблюдается перелив вод из галечников четвертичного возраста, трансгрессивно налегающих на породы палеогена. Воды всех водоносных комплексов Приташкентского бассейна разгружаются на юге в аллювиальные четвертичные отложения, а на западе происходит свободный перелив вод в Сырдарьинский артезианский бассейн В связи с тем, что

водовмещающие породы сравнительно хорошо проницаемы и получают обильное питание со стороны Кураминских и Чаткальских гор, ресурсы подземных вод Приташкентского бассейна значительны и сравнительно равномерно распределены по разрезу.

Зоны затрудненного и весьма затрудненного водообмена характерны для Ферганского и Южно-Таджикского артезианских бассейнов. Особенности гидродинамики пластовых вод этих бассейнов не увязываются с классическими представлениями об областях питания, располагающихся в горном их обрамлении. Оба бассейна принадлежат к седиментационному типу. К их центральным глубоко погруженным частям, по-видимому, приурочены воды седиментационного генезиса, находящиеся под огромным геостатическим давлением. Замкнутость Ферганской впадины обусловливает почти полную изоляцию водоносных комплексов среднего гидрогеологического этажа от прилегающих районов Приташкентского бассейна. Под влиянием горообразовательных процессов примерно с конца палеогена началась резкая дифференциация периферийных частей Ферганской впадины на ряд более мелких впадин и поднятий. В результате такого колоссального увеличения геостатического давления горных пород в этих впадинах, заполнявшихся мощными толщами моласс, из мезозойско-палеогеновых отложений стали вытесняться седиментационные воды, двигавшиеся в периферические районы впадин. Со стороны поднятий, ставших зонами инфильтрации атмосферных осадков, возник встречный поток инфильтрационных вод. В приадырной полосе, тектонически ослабленной многочисленными региональными и локальными разломами, создались участки пониженного давления. Здесь, очевидно, встречаются оба потока — седиментационных и инфильтрационных вод, формируются смешанные воды и происходит их разгрузка, как открытая в виде источников, так и внутриформационная в вышележащие или смежные пласты (А. И. Султанходжаев). Смешение седиментационных и инфильтрационных вод привело к закономерному изменению химического состава пластовых вод мезозойско-палеогеновой толщи от периферии к центру бассейна: слабоминерализованные гидрокарбонатные натриевые и сульфатные натриевые воды (по классификации Курнакова—Валяшко) сменяются в этом направлении хлоридными кальциевыми рассолами.

Палеогеографическая обстановка верхнемелового — палеогенового времени определила, по-видимому, резкое различие в величине минерализации и химическом составе подземных вод Ферганы Западной, где воды являются солоноватыми, и Центральной, где развиты рассолы. Западная Фергана в это время являлась прибрежной частью морского бассейна, о чем свидетельствует широкое развитие грубообломочного материала в составе меловых и палеогеновых разрезов этой территории. Реки, очевидно, сильно опресняли морской бассейн, имевший солоноватую воду. В центральных же районах Ферганы море было с нормальной, а в отдельные этапы с повышенной соленостью.

С палеогеографическими условиями и различной динамикой вод связаны особенности гидрохимических разрезов Южной и Восточной Ферганы. Так, в пределах Южной Ферганы (центральных ее районов) аномальный гидрохимический разрез — наличие в юрском — нижнемеловом водоносном комплексе менее минерализованных рассолов по сравнению с крепкими рассолами верхнемелового — палеогенового комплекса, по-видимому, объясняется следующими причинами: 1) к верхнему комплексу приурочены седиментационные воды, концентрация которых достигала, очевидно, крепких рассолов — стадии осаждения гипса, поскольку является характерной составной частью разреза верхнего мела

и палеогена; в юрских и нижнемеловых отложениях в инфильтрационный этап развития первого гидрогеологического цикла были захоронены солоноватые и соленые воды; 2) в современный этап развития воды юрских и нижнемеловых пород отличаются большей динамичностью, поскольку в областях инфильтрации они обнажаются на более высоких гипсометрических отметках по сравнению с породами верхнего мела и палеогена. В пределах же восточной части Ферганской впадины аномальный гидрохимический разрез можно объяснить наличием крупных разрывных дислокаций, которые благодаря высоким коллекторским свойствам зон дробления не только являются проводниками пресных вод от областей питания, но и служат дренами, по которым происходит разгрузка вод глубоких горизонтов из центральных частей бассейна (глубокий краевой водообмен, по А. И. Германову).

В Южно-Таджикском артезианском бассейне картина несколько иная. Здесь можно говорить об относительной его замкнутости, так как южнее юго-западных отрогов Гиссарского хребта, по всей вероятности, существует гидравлическая связь с Амударьинским артезианским бассейном. Этот район примечателен низкими абсолютными отметками выходов мела и палеогена, прорезанных долиной р. Амударьи, и здесь выявлена открытая разгрузка подземных вод палеогенового и мелового водоносных комплексов.

В Южно-Таджикском артезианском бассейне установлено, что в пределах входящих в него более мелких артезианских бассейнов соотношение седиментационных и инфильтрационных вод в отдельных водоносных комплексах в значительной мере определяется геоморфологическими условиями, зависящими от новейших тектонических движений. Так, в Душанбинском артезианском бассейне, занимающем высокое гипсометрическое положение, площади современной инфильтрации, расположенные главным образом вдоль северного борта бассейна (Гиссарский хребет), характеризуются огромными высотами, превышающими 5000 м. Являясь областью прогибания в неогеновое время, территория бассейна с конца неогена была вовлечена в весьма интенсивное поднятие в связи с воздыманием Гиссарского хребта. Это обстоятельство привело к весьма активному водообмену: обильному питанию, активной рассеянной разгрузке через ослабленные тектоникой водоупоры и поступлению инфильтрационных вод в глубокие водоносные комплексы с вытеснением ими седиментационных вод. В итоге этих процессов в Душанбинском бассейне гидродинамические и гидрохимические зоны не имеют четко выраженных границ, минерализация вод является сравнительно низкой, широким развитием пользуются сульфатно-натриевые воды, характерные для зоны активного водообмена, а спонтанные газы отличаются высоким содержанием кислых компонентов (CO_2 и H_2), свидетельствующих об активных процессах разрушения газовых залежей инфильтрационными водами.

Иная картина наблюдается в Вахшском артезианском бассейне, который занимает более низкое гипсометрическое положение. Окаймляющие его области современной инфильтрации имеют абсолютные отметки 1600—2000 м. Территория бассейна была вовлечена в поднятие несколько позднее, чем Душанбинский бассейн, а амплитуда была значительно меньше. Вследствие этого водоносные комплексы испытывают на себе сравнительно небольшое влияние инфильтрационных вод и тем более слабое, чем глубже погружен тот или иной водоносный комплекс. В связи с этим Вахшский артезианский бассейн характеризуется наличием четких гидрохимических и гидродинамических зон, минерализация вод достигает в нем больших величин, по химическому типу воды яв-

ляются хлоридно-кальциевыми, спонтанные газы принадлежат к азотно-углеводородным и отличаются низким содержанием кислых компонентов.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Пресные подземные воды на рассматриваемой территории используются в качестве источников водоснабжения (питьевого, промышленного и пастбищ отгонного животноводства), а также в целях орошения земельных массивов. Основными эксплуатационными горизонтами и комплексами являются: 1) грунтовые воды аллювиальных и пролювиально-аллювиальных четвертичных отложений речных долин и межгорных впадин; 2) безнапорные и напорные пластовые воды неогеновых, палеогеновых и меловых отложений межгорных и предгорных бассейнов; 3) трещинные и трещинно-жильные воды мезозойских, палеозойских и допалеозойских пород складчатого фундамента.

Естественные ресурсы пресных подземных вод региона огромны и исчисляются тысячами кубических метров в секунду, однако распределены они по площади неравномерно. Наибольший подземный сток приурочен к центральным частям крупных межгорных и предгорных бассейнов, которые являются прекрасными естественными емкостями для формирования гравитационных запасов пресных подземных вод. Сравнение естественных запасов и естественных ресурсов подземных вод позволяет установить интенсивность водообмена в бассейнах (табл. 26).

Таблица 26

Интенсивность водообмена подземных вод в пределах некоторых бассейнов подземного стока Восточного Тянь-Шаня (по Е. И. Лагутину, 1967 г.)

Бассейны	Тип бассейна	Естественные ресурсы, м³/сут 10^5	Естественные запасы, км³	Период полного водообмена, год
Чуйский	VI	67,7	289	140
Таласский	VI	20,5	93,9	146
Иссыккульский	VI	32,8	65,0	63
Кочкорский	V	18,3	21,6	37
Джумгольский	V	9,7	8,3	27

Преобладающие здесь пресные и ультрапресные воды используются лишь незначительно — не более 5% ресурсов. Самое большое практическое значение имеют воды четвертичных аллювиальных и пролювиально-аллювиальных отложений (90% всего количества используемых вод). В связи с незначительным водоотбором истощения пресных подземных вод не происходит.

В пределах описываемого региона пользуются широким распространением минеральные, термальные и промышленные воды специфического и неспецифического состава. К водам специфического состава относятся углекислые холодные и горячие воды, известные на Памире и Тянь-Шане: 1) сероводородные воды типа Мацесты; 2) богатейшие радиоактивные воды, вскрытые шахтами в рудниках Карамазара; 3) азотные слабоминерализованные термальные воды, распространенные на южном склоне Гиссарского хребта и на Памире. Минеральные воды неспецифического состава представлены хлоридными натриевыми

рассолами гипсово-соленосных отложений, а также субтермальными и термальными водами неогеновых пород Ферганского и Южно-Таджикского бассейнов.

Углекислые воды Тянь-Шаня, связанные в основном с глубинными разломами, имеют широкое распространение и являются аналогами известных минеральных вод Боржоми, Кисловодска, Арзни и Ессентуков. Наибольшее их количество сосредоточено в пределах южной части Восточного Тянь-Шаня. Вода всех углекислых источников холодная, с температурой обычно менее 10° С. Содержание углекислоты от 1,5 до 3 г/л. Выделяются две группы углекислых источников.

1. Несоленые гидрокарбонатные кальциевые — аналоги кавказских источников «Нарзан» (Чатыр-Куль, Кара-Киче, Аксу-Джарташ и др.) и реже гидрокарбонатные натриевые — аналоги источников «Боржоми» (Безъельчир-Арасан, источники в Суякском прогибе и в зоне Талассо-Ферганского разлома). Минерализация углекислых вод этой группы от 0,4 до 3,6 г/л, содержание углекислоты достигает 3 г/л. Как правило, гидрокарбонатные кальциевые углекислые воды содержат много железа и напоминают «Сергиевские» воды (источник Чеманды). Значительная часть источников этой группы расположена в труднодоступных и экономически не освоенных районах. Однако такие источники, как Аксу, Кара-Киче, Чатыр-Куль с ресурсами 25—45 л/с, могут быть освоены уже в настоящее время.

2. Солено-щелочные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые источники (Уселек). Минерализация вод этой группы выше, чем первой (4,5—24,6 г/л), содержание углекислоты не превышает 1,5 г/л. В последние годы изучены и утверждены ресурсы углекислых вод типа «Дарасун» месторождения Сангхок в Гиссарском хребте. Они, по-видимому, найдут применение в ближайшие годы.

Термальные воды области являются трещинно-жильными и трещинно-пластовыми. Первые развиты на территории Западного Тянь-Шаня, северной части Восточного Тянь-Шаня и на Памире. Суммарный дебит термальных источников Западного Тянь-Шаня и Памира достигает 190 л/с. Ежесуточно они выносят количество тепла, эквивалентное по калорийности 80 т высококачественного каменного угля. Являясь весьма горячими низкопотенциальными (до 70° С), обладая невысокой минерализацией, слабощелочной реакцией и незначительным содержанием агрессивных компонентов, они пригодны для целей теплофикации населенных пунктов, курортов и предприятий. Термальные воды района почти не используются. В настоящее время функционирует лишь несколько курортов: 1) «Хождаобигарм», где используются термальные азотные кремнекислые воды, эксплуатационные ресурсы которых оцениваются в 243 м³/сут; 2) «Обигарм», где воды также принадлежат к термальным азотным и, кроме того, обладают слабой радиоактивностью, ресурсы их составляют 4599 м³/сут; 3) водолечебница «Шаабары», где лечебными являются солоноватые термальные воды неогеновых отложений и ресурсы вод по высокой категории равны 26 м³/сут; 4) водолечебница «Хаватаг», эксплуатирующая термальные солоноватые воды палеозоя, ресурсы которых оцениваются в 215 м³/сут; 5) водолечебница «Гармачашма», находящаяся на Памире, где каптированы минеральные источники, имеющие термальную углекислую воду повышенной минерализации с большим содержанием кремнекислоты.

Азотные термальные воды, распространенные в северной части Восточного Тянь-Шаня, подразделяются на три группы: 1) теплые с температурой 20—37° С (Бузучук, Курменты, Аламедин и др.); 2) горячие с температурой 38—50° С (Джеты-Огуз, Джуукучак, Алтын-Арасан и др.); 3) очень горячие с температурой выше 50° С (Аксу, Иссык-Ата,

и др.). Термальные воды преимущественно пресные — до 1 г/л (за исключением Джеты-Огузских источников — 13,5 г/л), хлоридно-сульфатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные натриевые, иногда содержат кремнекислоту, что повышает их бальнеологическую ценность. Для газового состава характерно преобладание азота. Главным лечебным показателем этих вод на действующих курортах «Джеты-Огуз» и «Аксу» является радон. Сюда же следует отнести источники термальных вод в Заилийском Алатау, отличающиеся повышенным содержанием кремнезема, сероводорода и некоторых других микрокомпонентов, что вместе с повышенной радиоактивностью придает им бальнеологическое значение (Алма-Арасан). Суммарный расход термальных вод северной части Восточного Тянь-Шаня составляет 103,5 л/с, субтермальных 114,2 л/с. Большинство из них (Джеты-Огуз, Аксу, Джергалан, Чолпон-Ата, Аламедин и др.) расположены в экономически освоенных районах и могут использоваться не только в бальнеологических целях, но и для теплофикации производственных и жилых помещений и парниковых хозяйств.

Пластово-трещинные термальные воды развиты в пределах Ферганского и Южно-Таджикского артезианских бассейнов. В геотермическом отношении более или менее изучен последний. Геотермические градиенты в нем изменяются от 2 до 4° С на 100 м. Наиболее перспективным на термальные воды является Душанбинский артезианский бассейн. Здесь для теплофикации небольших поселков и организации теплично-парникового хозяйства могут быть использованы воды неогеновых отложений, имеющие температуру при самоизливе 43° С, а также воды нижнемеловых пород (35—60° С), обеспечивающие сравнительно высокие дебиты скважин (до 20 л/с при самоизливе).

Глава 8.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (VI)

Физико-географические и геолого-структурные условия

Центрально-Казахстанская область (Центральный Казахстан) занимает обширную территорию, границами которой служат на северо-востоке и севере Западно-Сибирская низменность, на западе — восточная окраина Тургайского плато, на юге — северные окраины Балхашской и Алакульской впадин, на востоке — Алтайская горная система.

Рельеф. По характеру поверхности Центральный Казахстан представляет собой область мелкосопочника и низкогорья — беспорядочное чередование отдельных невысоких холмов и низких гор, перемежающихся с более выровненными поверхностями, образующими широкие долины, нередко обширные плоские котловины и межсопочные понижения. На фоне пологоволнистого рельефа большей части Центрального Казахстана выделяются группы гор и ряд хребтов, абсолютные отметки которых достигают 1600—3000 м (Чингиз-Тарбагатайский хребет). Низкогорные хребты резко расчленены на отдельные обособленные холмы и гряды, возвышающиеся на 200—600 м над окружающей платообразной холмистой равниной. По мере удаления от водораздельных частей низкогорных районов отметки хребтов снижаются, и они постепенно переходят в плоские равнины, на которых расположен ряд замкнутых озерных котловин.

Для рельефа Центрального Казахстана характерно наличие главного водораздела между бассейном Северного Ледовитого океана (бассейн Иртыша) и внутренних бессточных впадин. На юг от водораздела расположены две значительные по своей площади впадины — Северо-Балхашская и Джезказганская, отметки которых не превышают 250—350 м. К западной части приурочена Тениз-Кургальджинская впадина с абсолютными отметками наиболее пониженных частей, равными 250—300 м.

От главного водораздела в северо-западном направлении тянется полоса мелкосопочника, являющаяся водоразделом между бассейном р. Ишима и реками, впадающими в озера, расположенные близ сочленения Казахской складчатой страны на юге с Западно-Сибирской низменностью.

Климат Центрального Казахстана резко континентальный с жарким летом, суровой зимой, почти постоянными ветрами и дефицитом влаги. С севера на юг выделяется ряд ландшафтно-климатических зон: лесостепная, степная, полупустынная и пустынная.

В лесостепной зоне средняя годовая сумма осадков изменяется от 240 до 315 мм, из них 80% выпадает в теплый период года. Испаряемость в 2—3 раза превышает количество выпавших атмосферных осадков летнего периода.

Степная зона имеет более сухой климат, испаряемость превышает количество выпавших атмосферных осадков в 3 раза на севере и в 7 раз на юге. Годовая сумма осадков изменяется от 200 до 360 мм, при этом наблюдается закономерное уменьшение количества осадков с севера на юг, а также приуроченность их наибольшего количества к возвышенным частям рельефа. В теплый период года выпадает 70—80% годовой суммы атмосферных осадков. Средняя годовая температура воздуха близка к 4° С.

В полупустынной зоне сумма годовых осадков колеблется от 270 мм на севере до 150 мм на юге. В теплый период года выпадает 57—73% годовой суммы, а испаряемость превышает количество осадков в 7 раз на севере и в 20 раз на юге. Средняя годовая температура воздуха изменяется от 6 до 8° на западе и от 3 до 5° на востоке.

В пустынной климатической зоне количество выпавших атмосферных осадков уменьшается до 80—180 мм в год, испаряемость значительно превышает количество осадков — в 10—12 раз в целом за год и в 30—70 раз за три летних месяца. Средняя годовая температура воздуха составляет здесь 13°. Для пустынной зоны характерно превышение количества зимних осадков над летними.

Одним из основных климатообразующих факторов являю ся почти постоянно дующие ветры. Средняя годовая скорость ветра составляет 4—4,5 м/с. Преобладают юго-западные ветры, особенно в зимний период, когда из пустынных и полупустынных областей воздушные массы перемещаются в сторону степных и лесостепных. Передвигающиеся воздушные массы поднимают на своем пути огромные количества пыли, в том числе водорастворимые соли, и переносят их в северо-восточном направлении на значительные расстояния.

Гидрографическая сеть. В пределах рассматриваемой области имеется несколько бассейнов речного стока — Балхашский, Сары-Суйский, Тениз-Кургальджинский, Кара-Сорский, Иртышский и Ишимский.

Речной сток Центрального Казахстана формируется на склонах низкогорных хребтов, а главные реки (Ишим, Нура и др.), которые имеют постоянный поверхностный сток, берут свое начало на более высоких горных вершинах (Кзыл-Тас, Нияз, Улутау). Основной объем годового стока большинства рек приходится на период весеннего паводка. В это время наблюдается пополнение подземных вод речных долин. В меженный период расход рек уменьшается и питание рек происходит почти исключительно за счет дренажа подземных вод.

Мелкие реки летом либо полностью пересыхают, либо разбиваются на небольшие плёсы, соединенные между собой подземным стоком.

Реки с постоянным течением несут преимущественно пресные воды. Минимальная величина общей минерализации отмечается во время весеннего паводка, в летний и зимний периоды минерализация воды несколько повышается, достигая 2—3 г/л, а в отдельных случаях значительно больше, особенно в низовьях рек южных бассейнов. Характерной их особенностью является повышенная минерализация воды в начале паводка за счет растворения или вымывания солей, выпавших из атмосферы на водосборной площади. Затем наступает спад минерализации, а с окончанием весеннего паводка — период медленного повышения ее до нового паводка.

Общее представление о ресурсах поверхностных вод дает табл. 27.

В меженный период максимальный месячный сток в большинстве случаев меньше 5% и очень редко превышает 10% годового стока. Модуль стока взвешенных наносов достигает 4,81 (реки Джаксы, Сары-Су), 5,12 (р. Ишим у Целинограда) и 3,78 (р. Селеты).

Таблица 27

Ресурсы поверхностных вод Центрального Казахстана

Бассейн	Площадь бассейна, км²	Объем годового стока, млн. м³	Средний модуль годового стока, тыс. м³ на 1 км²
Балхашский	69 750	375	5,4
Сары-Суйский . . .	90 125	624	6,9
Тениз - Кургальджинский	95 250	1200	12,6
Кара-Сорский . . .	16 875	331	19,6
Левобережно-Прииртышский	196 250	1978	10,1
Ишимский	185 375	2510	13,6

В Центральном Казахстане много озер. Наиболее крупные из них Кара-Сор, Тениз, Боровое, Щучье, Большое и Малое Чебачье, Имантау и др. приурочены к области мелкосопочника. Основная приходная часть водного баланса озер состоит из стока с водосборной площади и осадков, выпадающих на водную поверхность. Значительно меньшую долю составляет приток грунтовых вод. Расходную часть баланса составляют испарение (700—1000 мм) с водной поверхности, потери на транспирацию и частично на поверхностный и подземный стоки. Здесь выделяются бессточные, бесприточные и проточные озера. Размеры их разнообразны, от незначительных до озер площадью 9—10 км² (оз. Боровое), с объемом воды до 40 млн. м³. По степени минерализации воды озер изменяются от пресных (Боровое) до сильноминерализованных (озера Селеты, Тениз, Кара-Сор). Озера с пресной водой получают питание за счет атмосферных осадков и, как правило, имеют подземный или поверхностный сток. Озера с соленой водой питаются главным образом за счет подземных вод и стока не имеют.

Геологическое строение. В геологическом строении области принимают участие породы докембрийского и палеозойского возраста, которые на большей части территории выходят на поверхность.

Чехол осадочных отложений мезозойского и кайнозойского возраста не имеет сплошного распространения. В тектоническом отношении Центральный Казахстан характеризуется наличием каледонских и герцинских складчатых структур. Каледонские сооружения развиты на значительной площади и по форме напоминают дугу, которая, начинаясь на юге от гор Улутау, тянется на север к Кокчетавскому поднятию, а затем заворачивает на восток — юго-восток к хребтам Баян-Аул и Чингиз Тарбогатай. Ядра крупных антиклинориев (Кокчетавского, Улутауского и др.) сложены архейскими и протерозойскими метаморфическими породами, крылья — преимущественно породами кембрия, ордовика и силура. К Кокчетавскому каледонскому поднятию с запада и юга примыкают системы антиклинориев и синклинориев северо-восточного простирания, сложенные верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими породами. К югу от Кокчетавского поднятия система каледонских синклинориев в Улутауском поднятии выходит на поверхность, а на остальной территории они погребены под отложениями перми, карбона и девона, слагающими Тениз-Кургальджинскую и Джезказганскую впадины. Улутауский антиклинорий осложнен крупными зонами разломов. К юго-востоку от Кокчетавского поднятия располагаются Нияз-Ерментауская и Майкан-Экибастузская раннепалеозойские структуры. Крупная Гениз-Кургальджинская впадина выполнена мощной толщей (до 3 км) отложений от карбона до четвертичных. Окраины впадины состоят из значи-

тельного числа мульд, имеющих различную форму и размеры. Мульды разделяются седловидными перемычками, куполами и пологими антиклиналями.

На площади развития каледонид разбросаны многочисленные относительно мелкие впадины, так называемые «наложенные мульды», имеющие большое значение для гидрогеологических условий Центрального Казахстана. Они сложены породами девона и карбона, залегающими с резким угловым несогласием на каледонском фундаменте.

Герцинская складчатость наиболее активно проявилась в юго-восточной части Центрального Казахстана. Породы, слагающие герцинские структуры, делятся на нижний и верхний ярусы. Нижний структурный ярус представлен нижним и средним девоном, сложенным толщей вулканогенных отложений. Верхний структурный ярус образован породами комплекса осадочных формаций верхнего девона — перми. В его основании лежат толщи обломочных пород франского яруса, выше — морские карбонатные толщи фаменского и турнейского ярусов, а на них с резко выраженным несогласием обломочные породы верхнего палеозоя. Вулканогенные формации встречаются по всему разрезу палеозоя вплоть до перми. В пределах герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной зоны развиты эффузивные и интрузивные формации, среди которых выделяются пояса древних интрузий, гранитоиды девонского и среднекаменноугольного возраста, а также наиболее молодые массивы гранитов, прорывающих породы карбона.

Среди герцинских складчатых сооружений выделяются Балхашский, Атасу-Моинтинский и Тектурмасский антиклинории, Северо-Балхашский, Успенский и Западно-Балхашский синклинории и ряд более мелких структур. В ядрах некоторых антиклинориев на дневную поверхность выходят смятые в сложную систему складок докембрийские отложения, в других же случаях в сводовых частях антиклинориев обнажаются палеозойские породы.

На границе каледонских и герцинских сооружений расположена Карагандинская впадина. По форме это синклиналь, осложненная серией допалеозойских нарушений. Кроме того, в пределах Центрального Казахстана получили развитие альпийские складчатые сооружения, к которым относятся Майкюбенский грабен, Куприяновская мульда и другие депрессии, выполненные юрскими отложениями. Образование как современных, так и древних речных долин вызвано новейшими тектоническими подвижками.

Гидрогеологическое районирование

Характерной особенностью гидрогеологических условий Центрального Казахстана является приуроченность подземных вод к зоне экзогенной и эндогенной трещиноватости разновозрастных изверженных, эффузивных, вулканогенных и метаморфизованных осадочных пород. Меньшее распространение имеют подземные воды, приуроченные к породам рыхлого осадочного чехла. Обводненность пород зависит не от их геологического возраста, а от степени их метаморфизации, выветрелости и пустотности (кавернозности, трещиноватости). Поэтому часто разновозрастные породы имеют одинаковую водообильность и, наоборот, одновозрастные породы, подвергшиеся разной степени тектонического дробления и выветривания, обладают разными величинами гидрогеологических параметров. Характерной чертой является распространение на большей части территории преимущественно грунтовых подземных вод. Последние приобретают напор только в тех местах, где зона выветри-

вания или зоны тектонических нарушений перекрыты более молодыми водоупорными породами.

Бассейны подземного стока, как правило, совпадают с бассейнами стока поверхностных вод и в основном контролируются современным рельефом. Направление движения подземного стока в основном следует от возвышенных участков рельефа к пониженным. Тот же характер имеет и изменение общей минерализации подземных вод — от пресных, близких по составу к атмосферным до содержащих 1—3 г/л и более. Гидрохимическая обстановка, подчиняясь, в общем, указанной закономерности, осложняется наложением локальных аномальных участков, наличие которых обусловлено расположением местных областей питания, участков затрудненного водообмена и разгрузки, а также литологическим составом водовмещающих пород.

Порово-пластовые воды рыхлых отложений четвертичного, неогенового и палеогенового возраста получили локальное распространение и обычно приурочены к речным долинам, озерным котловинам или другим понижениям рельефа, а воды юрских отложений — к депрессиям, наибольшей из которых является Карагандинская. Подземные воды зон трещиноватости создают основную канву гидрогеологических условий Центрального Казахстана, поэтому при выделении гидрогеологических районов первого порядка основное внимание было уделено условиям формирования подземных вод в трещиноватых породах палеозоя и докембрия. Анализ тектонических структур, гипсометрии, динамики подземного стока и гидрохимических особенностей области позволяет выделить следующие гидрогеологические районы первого порядка (рис. 75): Улутауский, Кокчетав-Баян-Аульский, Чингиз-Тарбагатайский, Тениз-Кургальджинский, Джезказганский и Северо-Балхашский бассейны трещинных и порово-трещинно-пластовых вод.

Выделенные районы в гидродинамическом отношении имеют специфические особенности и характеризуются своими областями питания, транзита и разгрузки. Границы между ними прослеживаются по подземным водоразделам, часто совпадающим с господствующими водоразделами гидрографической сети. Районы отличаются друг от друга особенностями распространения подземных вод и характером их формирования, минерализацией и химическим составом, а также приуроченностью этих вод к различным литологическим комплексам разновозрастных водовмещающих пород.

1. Улутауский бассейн трещинных вод приурочен к одноименному низкогорному хребту, расположенному в юго-западной части области. Восточной его границей является водораздел с соседней Джезказганской впадиной. Здесь развиты в основном пресные воды зоны открытой трещиноватости в породах протерозойского и палеозойского возраста. Общее направление подземного стока прослеживается на запад, в сторону Тургайской низменности.

2. Кокчетав-Баян-Аульский бассейн трещинных вод расположен в северной части области. Его южная граница совпадает с водораздельной линией рек, стекающих на север и северо-восток Западно-Сибирской низменности, а также на юг и юго-запад — к Тениз-Кургальджинской впадине и к ряду бессточных озерных котловин. На севере естественной границей является область сочленения мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности с палеозойскими образованиями Казахской складчатой страны. Подземный сток в основном направлен в сторону Западно-Сибирской низменности, где он частично дренируется системой озер и речных долин, а частично расходуется на питание развитых в ней водоносных горизонтов мезо-кайнозойских отложений. Здесь в основном развиты пресные и слабосолоноватые воды

в зоне открытой трещиноватости протерозойских и палеозойских пород и в аллювиальных отложениях речных долин. В пределах Кокчетав-Баян-Аульского бассейна выделяются гидрогеологические районы второго порядка, приуроченные к наложенным девон-карбоновым мульдам, расположение которых показано на отдельной схеме.

3. Чингиз-Тарбагатайский бассейн трещинных вод расположен на юго-востоке гидрогеологической области и приурочен к одно-

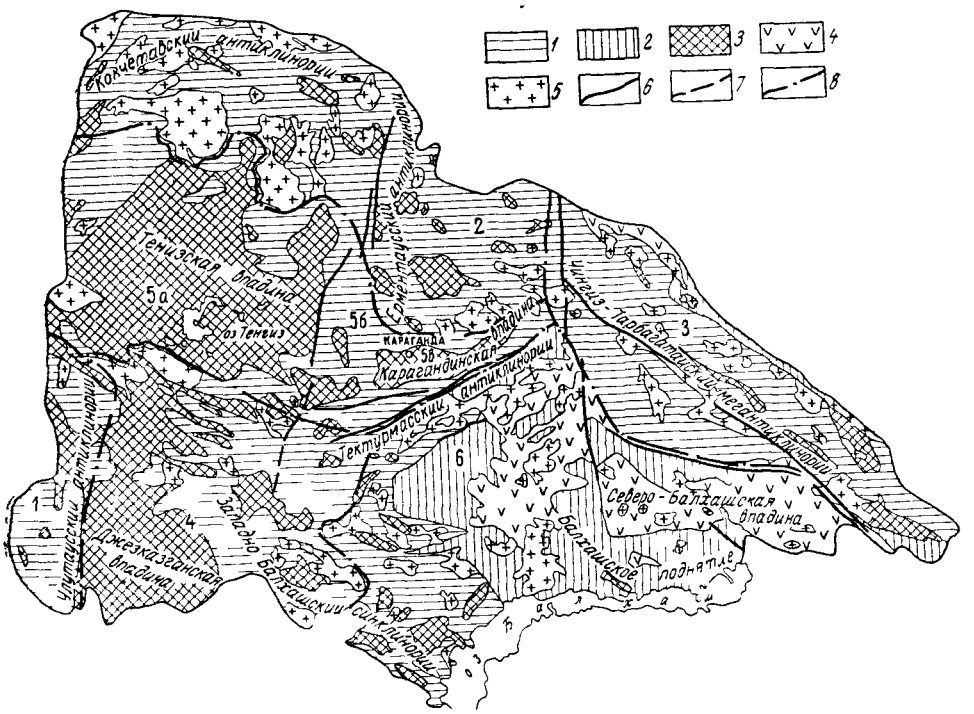


Рис. 75. Схема гидрогеологического районирования с элементами тектоники и возраста складчатости.

1 — каледонская складчатость, *2* — герцинская складчатость; *3* — средне верхнепалеозойские впадины на каледонидах, *4* — вулканогенные породы, *5* — гранитоиды, *6—7* — главнейшие глубинные разломы *6* — выявленные, *7* — предполагаемые, *8* — границы и номера гидрогеологических районов

Бассейны трещинных вод (цифры на схеме) 1 — Улутауский 2 — Кокчетавско Баян Аульский, 3 — Чингиз Тарбагатайский, 4 — Тениз-Кургальджинский, 5 — Джесказганский, 6 — Северо Балхашский

именному хребту, абсолютные отметки отдельных вершин которого достигают 3000 м. Подземные воды в основном пресные, приуроченные к зоне открытой трещиноватости палеозойских пород и в меньшей степени к отложениям осадочного чехла мелких межгорных впадин и речных долин. Подземный сток в основном направлен на северо-запад в сторону Западно-Сибирской низменности и частично на юг в Алаккольскую впадину.

4. Тениз-Кургальджинский бассейн трещинных и порово-трещинно-пластовых подземных вод включает в себя одноименную тектоническую впадину, северный склон Сарысу-Тенизского поднятия и Карагандинскую впадину. В пределах этого района распространены пресные, солоноватые, соленые и рассольные воды, приуроченные к зоне открытой трещиноватости и раскарстованности палеозойских пород, к зонам тектонических разломов, к породам осадочного чехла впадин, озерных котловин и речных долин. Характерной особенностью всего

этого бассейна является направленность подземного стока с окружающих возвышенностей в сторону его наиболее пониженной части Тениз-Кургальджинской впадины, а оттуда на запад — к Тургайской низменности. В пределах данного бассейна выделяются гидрогеологические районы второго порядка, приуроченные к многочисленным наложенным девон-карбоновым мульдам, а также к Карагандинской впадине.

5. Джезказганский бассейн трещинных подземных вод расположен на юге области и приурочен к огромной одноименной впадине Здесь распространены в основном пресные и солоноватые воды зоны открытой трещиноватости и раскарстованности пород палеозоя и осадочного чехла впадины. Подземные воды с восточного склона Улутау, южного склона Тениз-Сарысуйского поднятия и западного склона возвышенностей, протягивающихся на востоке района, направляются к центральным наиболее пониженным участкам впадины, а оттуда перетекают в Чу-Сарысуйский артезианский бассейн Туранской артезианской области.

6. Северо-Балхашский бассейн трещинных вод приурочен к одноименной впадине. Естественными границами этого бассейна являются водоразделы, проходящие по господствующим отметкам области мелкосопочника и мелкогорья, окружающих впадину. Подземные воды пресные и солоноватые, приурочены к зоне открытой трещиноватости в основном вулканогенных пород палеозоя. Подземный сток направлен на юг, в сторону Балхашской впадины, являющейся региональным базисом стока для всех подземных вод района.

Гидрогеологическое расчленение разреза

В пределах Центрального Казахстана выделяются следующие водоносные горизонты, комплексы, зоны.

Водоносные прослои и линзы в толще суглинков и глин приурочены к делювиально-пролювиальным отложениям четвертичного возраста, почти сплошным чехлом покрывающим межсопочные понижения и подножия мелкогорий и сопок. Мощность линз не превышает 3—8 м. Минерализация воды чрезвычайно пестрая, часто на небольших расстояниях она изменяется от 0,5—0,8 до 20 г/л и более. Воды с минерализацией до 1 г/л приурочены к пескам, слагающим возвышенные части рельефа и склоны сопок, где атмосферные осадки просачиваются до уровня грунтовых вод, а зона капиллярного поднятия не достигает поверхности земли. У подножий сопок, где грубообломочный материал сменяется глинистым и циркуляция воды становится затрудненной, минерализация воды повышается. Вода с минерализацией порядка 35 г/л приурочена к бессточным понижениям, где зона капиллярного поднятия близка к поверхности земли, а процессы испарения грунтовых вод и накопление в них солей достигают значительных размеров. В отдельных районах отмечается повышение минерализации за счет выщелачивания гипсоносных подстилающих отложений (неогена, палеогена). Там, где делювиальные отложения лежат на водопроницаемых породам, наоборот, встречаются пресные воды. По химическому составу среди пресных вод преобладают гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые или натриево-кальциевые. Отмечается изменение общей минерализации воды и дебита скважин по сезонам года. Так, в районе Кокчетава, удельные дебиты скважин изменяются от 0,12 л/с зимой до 0,21 л/с весной, а общая минерализация воды — от 0,817 г/л (январь 1954 г.) до 3,438 г/л (май 1954 г.). Это обусловлено повышением уровня воды весной и растворением солей, накопившихся в нижней части зоны аэрации.

Водоносный горизонт озерных четвертичных отложений приурочен к бессточным озерным котловинам, которые получили широкое распространение в пределах Кокчетав-Баян-Аульского и Тениз-Кургальджинского бассейнов трещинных вод.

Водовмещающие породы представлены тонкозернистым (суглинки, илы) и грубозернистым (пески, гравий) материалом. Отмечается два типа озерных впадин. Во впадинах первого типа (рис. 76), выработанных в мезо-кайнозойских отложениях (оз. Калмыкуль, Кошкуль, Шокуркуль и др.), гидравлическая связь грунтовых вод с другими водонос-

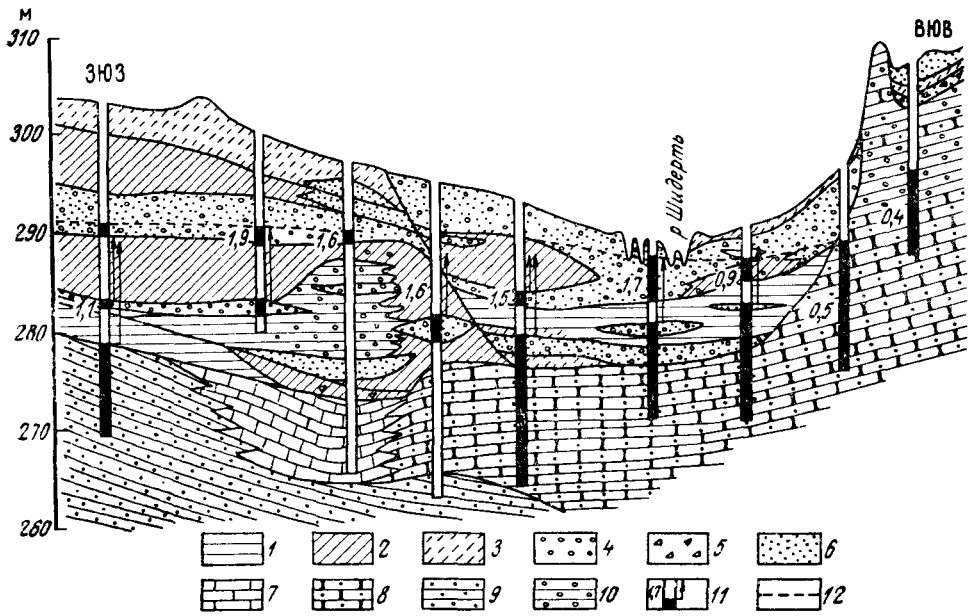


Рис. 76. Гидрогеологический разрез долины р. Шидерты ниже впадения р. Карасу. По З. Н. Рождественской и С. Г. Шкапской.

1 — глины; *2* — суглинки, *3* — супеси; *4* — гравийно-галечные отложения; *5* — щебень; *6* — разнозернистые пески; *7* — известняки; *8* — песчаники; *9* — алевролиты и аргиллиты; *10* — конгломераты; *11* — скважина; интервал глубины, на которой породы в скважине обводнены, закрашен черным цветом, стрелка соответствует напору подземных вод, слева — минерализация воды (г/л); *12* — уровень подземных вод со свободной поверхностью

ными горизонтами и поверхностными водами озер затруднена. Этим объясняется преобладание соленых вод над пресными, которые встречаются лишь в виде редких небольших линз. Озерные впадины второго типа выработаны в скальных породах. Мощность озерных осадков здесь до 10 м. Несмотря на незначительные площади распространения, к отложениям впадин второго типа приурочены значительные эксплуатационные запасы пресных подземных вод, восполнение которых обеспечивается фильтрацией воды из озер. К этому типу относятся Боровская группа озер, Якши-Янгизтау и др. Грунтовые воды озерных отложений тесно связаны с озерными водами, и направление их движения зависит от уровня воды в озерах. Общая минерализация воды, как правило, не превышает 1 г/л, однако в пониженных участках пляжей создаются благоприятные условия для интенсивного испарения, накопления большого количества солей и образования солончаков. В этих случаях наблюдается обратная вертикальная зональность минерализации воды: на глубине 1,0—1,5 м вода обычно имеет минерализацию 8—14 г/л, а на глубине 17—18 м — до 0,8 г/л (оз. Копа). По типу среди пресных вод преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

Водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений. Аллювиальные отложения, представленные песчано-гравелистой толщей, распространены узкой полосой вдоль рек Центрального Казахстана. Наиболее обводнены аллювиальные отложения долин рек Нуры, Шидерты, Шерубай-Нуры, Ишима, Токрау, Моинты и др. Мощность их изменяется от нескольких до 30—50 м. Производительность скважин колеблется от десятых долей до 40—50 л/с. Воды большей частью пресные с минерализацией от 0,7—0,8 г/л в прирусло-

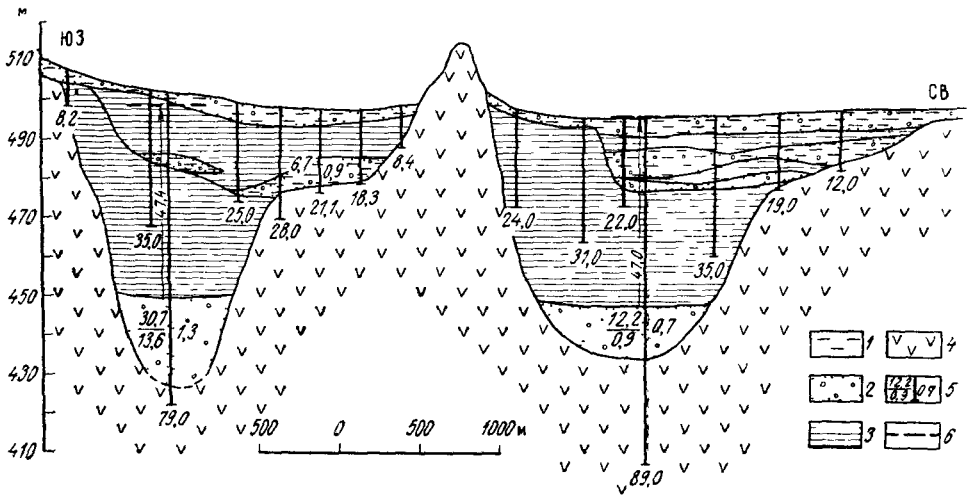


Рис. 77. Гидрогеологический разрез долины р. Джен на Жартасском участке. По В. А. Курдюкову. Водоносные горизонты. *1* — аллювиальных нижнечетвертичных современных отложений (песка с галькой, гравием и прослоями глин); *2* — аллювиальных верхнеолигоценовых отложений (гравелистые глинистые пески с галькой и щебнем); *3* — водоупорные глины; *4* — водоносный комплекс вулканогенных девонских отложений, *5* — скважина: слева в числителе — дебит (л/с), в знаменателе — понижение (м), справа — минерализация (г/л), внизу — глубина (м), *6* — пьезометрический уровень

вых частях долин до 1,2—1,5 г/л в прибортовых частях. Характерные гидрогеологические разрезы через долины приведены на рис. 76, 77.

Для Северо-Балхашского и Джезгазганского бассейнов трещинных вод характерно изменение минерализации воды в продольном разрезе долин. В верховьях, где долины прорезают породы палеозоя и докембрия, воды аллювия, как правило, пресные, а по мере продвижения вниз, там, где реки вскрывают более молодые отложения, минерализация воды постепенно увеличивается и достигает 3 г/л. Такая закономерность хорошо прослеживается по долинам рек Сарысу, Джамши, Моинты и др. В долинах рек других бассейнов такой закономерности не наблюдается. В поперечном разрезе почти всех долин прослеживается увеличение минерализации от русловых частей к бортам. По химическому составу воды преимущественно сульфатно-натриевые.

Водоносные прослои и линзы песчано-гравелистых отложений среди глин палеогена и неогена. В пределах Кокчетав-Баян-Аульского, Улутауского и некоторых других бассейнов трещинных вод в виде отдельных разобщенных пятен развиты отложения неогена и палеогена, к песчаным линзам и прослоям которых приурочены подземные воды. Уровень их фиксируется на глубине 4—12 м. Дебиты скважин измеряются десятыми долями литра в секунду, изредка достигают 1 л/с. По степени минерализации воды пестрые. На водоразделах, а также там, где водопроницаемые слои и линзы песков выходят на поверхность, они чаще всего пресные или слабосолоноватые с минерализацией от 0,3 до 2,5—3,0 г/л. В межсопочных понижениях, где водопроницаемые породы при-

крыты глинистыми образованиями, минерализация достигает 5 г/л и более. По химическому составу преобладают воды сульфатно-хлоридного натриевого состава.

Водоносный горизонт отложений палеогена. В южной и центральной частях территории имеются древние речные долины, сложенные песчано-гравелистыми породами. Эти долины иногда совпадают с современными, но чаще всего смещены и отстоят от современных русел на расстоянии 10—12 км.

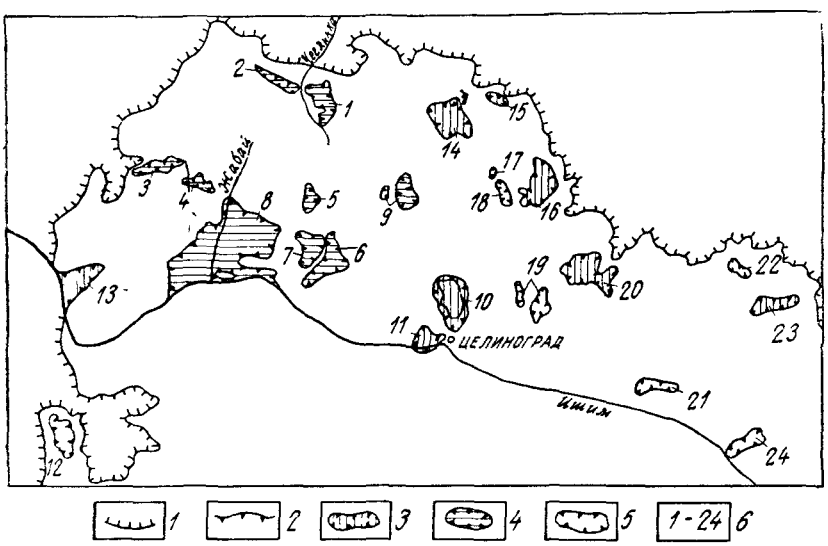


Рис. 78. Схема размещения девон-карбоновых мульд разного типа:

1 — граница Центрально-Казахской складчатой страны; *2* — границы девон-карбоновых мульд, *3* — мульды первого типа, *4* — мульды второго типа; *5* — неизученные мульды; *6* — мульды (цифры на схеме): 1 — Александровская, 2 — Кокчетавская, 3 — Чистопольская, 4 — Якши-Таузская, 5 — Суворовская, 6 — Жолболдинская, 7 — Конурская, 8 — Владимирская, 9 — Яблоновая, 10 — Северо-Акмолинская, 11 — Рождественская, 12 — Биттатасинская, 13 — Ново-Михайловская, или Ишимская, 14 — Коксенгирооргская, 15 — Естаулетавская, 16 — Тамсорская, 17 — Манырбайская, 18 — Богембайская, 19 — Павловская, 20 — Тенгиз-Коржункульская, или Ермень-Таусская, 21 — Аджарбергинская, 22 — Экибастусская, 23 — Кайдаульская, или Майкаинская, 24 — Ашисуйская

К пескам палеогена, заполняющим древние долины, обычно бывает приурочен напорный водоносный горизонт, питающийся в основном за счет притока подземных вод из палеозойских пород, контактирующих с водовмещающими отложениями палеогена. Воды большей частью пресные гидрокарбонатные кальциевые.

Водоносный комплекс юрских отложений имеет весьма ограниченное распространение по площади. В пределах Кокчетав-Баян-Аульского бассейна трещинные воды встречаются только в Майкюбенском грабене, в Тениз-Кургальджинском бассейне — в Карагандинской синклинальной зоне, в Улутауском бассейне — в Киятинском и Байконурском грабенах.

В Майкюбенском грабене водовмещающие породы представлены конгломератами и песчаниками. Подземные воды на значительной площади распространения водоносного комплекса безнапорные. В кровле водоносного комплекса местами залегают осадки эоцена, а в подошве — породы палеозоя. Глубина кровли водоносного комплекса от 1 м в краевых частях до 47 м в центральной части грабена. Дебиты скважин колеблются от десятых долей до 10 л/с. Минерализация воды, как правило, варьирует от 3 до 12 г/л. В зоне тектонических нарушений, а также

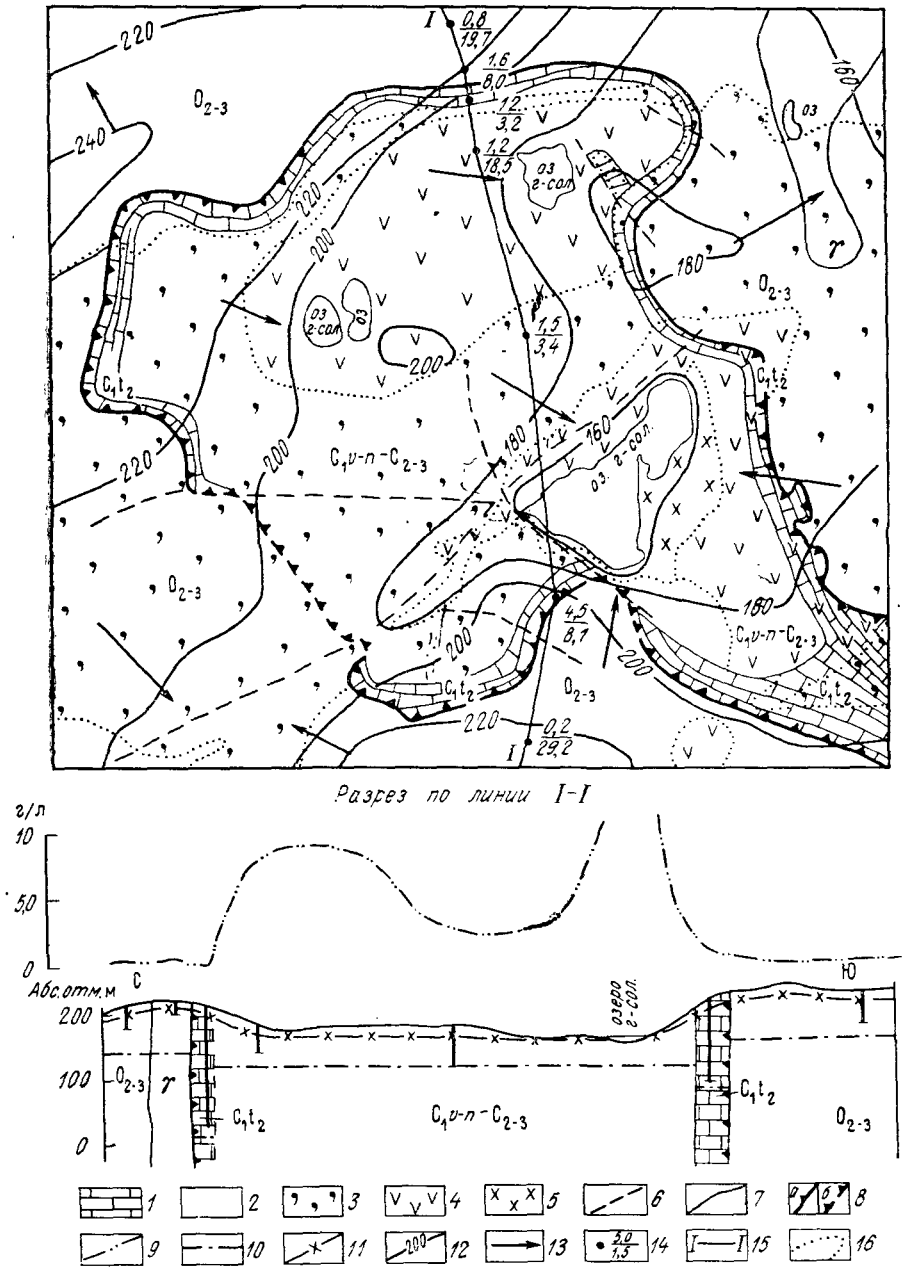


Рис. 79. Гидрогеологическая схема мульд первого типа:

1 — верхнетурнейские кавернозные, сильнотрещиноватые известняки; *2—5* — минерализация подземных вод (г/л): *2* — до 1; *3* — от 2 до 3; *4* — от 3 до 5; *5* — более 10; *6* — тектонические нарушения; *7* — границы между различными литолого-стратиграфическими комплексами: *8* — границы мульд: *а* — установленная, *б* — предполагаемая; *9* — изменение минерализации по линии разреза; *10* — нижняя граница зоны эффективной трещиноватости; *11* — уровень подземных вод; *12* — гидроизогипсы (асб. отм., м); *13* — направление движения подземных вод; *14* — скважина: в числителе — дебит (л/с), в знаменателе — понижение (м); *15* — линия разреза; *16* — границы зон с различной минерализацией подземных вод.

Литологическая характеристика отложений: (C_1—C_{2-3}) — песчаники, алевролиты, сланцы, известняки; (C_1t_2) — кремнистые известняки, мергели, в основном песчанки; (O_{2-3}) — порфириты и туфы, песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки, кислые эффузивы; (γ) — граниты и гранодиориты

на участках неглубокого залегания вскрываются воды с минерализацией 0,4—0,7 г/л. Химический состав воды преимущественно гидрокарбонатный натриевый и хлоридный натриевый.

В Карагандинской синклинальной зоне водоносный комплекс юрских отложений выполняет обширную глубокую котловину, разделенную поднятиями палеозойского фундамента на Михайловский (или Карагандинский) и Верхне-Сокурский бассейны. Разрез юрских отложении в целом представлен отложениями четырех свит снизу вверх: конгломерато-песчанистой (саранской), угленосной (дубовской), конгломерато-песчаниковой (кумыскудукской) и аргиллитовой (михайловской).

Основные водоносные горизонты приурочены к рыхлым, в той или иной степени сцементированным, грубообломочным породам кумыскудукской и саранской свит. Подземные воды дубовской и михайловской свит практического значения не имеют.

В составе кумыскудукской свиты преобладают рыхлые конгломераты, которые служат коллектором для большого количества подземных вод. Наиболее обводненные породы приурочены к Михайловской мульде, где удельные дебиты скважин на ее периферии составляют 0,7—0,9 л/с, в северной же части достигают 5 л/с. Соответственно дебиты скважин от 0,8—2,1 л/с на периферии мульды возрастают до 19—32 л/с в ее центре. Общая минерализация подземных вод увеличивается от 0,6 г/л на севере Карагандинской впадины до 1,0—1,1 г/л в краевых ее частях. Общая жесткость на основной площади мульды равна 5 мг-экв.

В Верхне-Сокурском бассейне кумыскудукская свита обводнена очень слабо. Максимальная производительность скважин не превышает 1—5 л/с. Наиболее водообильный участок расположен в центральной части, однако и здесь кумыскудукская свита обводнена неравномерно по вертикали. По водообильности и степени минерализации в разрезе выделяются два горизонта. Первый сложен рыхлыми породами и совпадает с зоной развития пресных вод. Второй сложен плотными породами и характеризуется меньшей водообильностью и повышенной минерализацией, которая достигает 1—3 г/л при общей жесткости до 35 мг-экв. Увеличение минерализации вод отмечается также на участках наибольшего погружения структуры. Пресные воды свиты гидрокарбонатные и сульфатные натриевые, более минерализованные — хлоридно-сульфатные и хлоридные натриевые.

В настоящее время в связи с тридцатилетней эксплуатацией водоносного горизонта кумыскудукской свиты в Михайловском бассейне образовалась крупная депрессия, захватившая площадь до 150 км^2, со средним понижением уровня 20—22 м. В центральной части депрессии, на площади около 30 км^2, среднее снижение уровня достигает 25—30 м. В Верхне-Сокурском бассейне за шестилетний период эксплуатации максимальная сработка уровней составила 37—76 м.

Отложение саранской свиты, залегающие на размытой поверхности палеозоя, не имеют в бассейне повсеместного развития. Они сложены средне- и крупногалечными конгломератами и разнозернистыми песчаниками, перемежающимися с алевролитами, аргиллитами и линзами бурых углей. Запасы подземных вод свиты значительно меньше кумыскудукской, а качество вод хуже. Первое обстоятельство объясняется более глинистым составом пород, второе — застойным характером вод. Дебиты скважин изменяются от 0,4 до 4,4 л/с при понижении уровня 10—35 м. Минерализация чаще составляет 1,5—6 г/л, а в глубоких участках впадин возрастает до 13—21 г/л. Изредка на выходах свиты на дневную поверхность минерализация вод составляет 0,5 г/л. Соответственно общая жесткость в основном равна 5—7 мг-экв, но иногда достигает 153 мг-экв. Воды сульфатно-хлоридные натриевые.

На севере Улутауского бассейна трещинных вод водоносный комплекс юры развит незначительно. Геологический разрез характеризуется наличием в основании валунных конгломератов, которые перекрываются пачкой глинистых и углистых сланцев, песчаников, бурых углей и глин. Обводненность толщи обусловлена прослоями бурых углей и песчаников. Водообильность пород низкая. Так, суммарный приток в три шахты Байконурского рудника составлял 3,6 л/с, а приток в разведочные шурфы в Кияктинском грабене — 0,003—0,07 л/с. Подземные воды обладают высокой минерализацией, достигшей 5—10 г/л.

Водоносные прослои и линзы в древней коре выветривания встречаются на материнских породах в виде небольших пятен или «карманов», залегающих среди монолитных и практически водонепроницаемых глинистых пород. Там же, где кора выветривания подстилается водоносными породами палеозоя или докембрия, образуется единый, гидравлически связанный водоносный комплекс коры выветривания и материнских пород. Мощность водоносных прослоев чаще всего не превышает 5—10 м, достигая в отдельных случаях 30 м и более. На минерализацию и химический состав воды заметное влияние оказывает литологический состав водовмещающих пород. Вода, приуроченная к дресвяной и щебнистой коре выветривания, развившейся по интрузивным породам, как правило, слабоминерализована, с сухим остатком до 3 г/л, по составу преимущественно гидрокарбонатная натриевая или хлоридно-гидрокарбонатная натриевая. К коре выветривания, развившейся по песчаникам карбона, приурочена вода обычно с сухим остатком 3—5 г/л; минерализация воды среди водоносных прослоев в коре выветривания основных пород достигает 10 г/л.

Водоносные зоны трещиноватых отложений перми и карбона распространены в краевых частях наложенных мульд Джезказганского, Кокчетав-Баян-Аульского и частично других бассейнов. Водовмещающими породами являются трещиноватые песчаники, конгломераты, алевролиты и аргиллиты, а также порфиры, порфириты и их туфы, лавы, местами прослои мергелей и известняков. Подземные воды приурочены главным образом к зоне трещиноватости выветривания и к отдельным линейно-вытянутым тектоническим нарушениям. Мощность зон выветривания находится в пределах 30—60 м. Трещиноватость в зонах тектонического дробления иногда проникает до глубины 100—150 м.

Водообильность пород на площади распространения экзогенной трещиноватости пород низкая, дебиты скважин, как правило, находятся в пределах 0,02—0,3 л/с, а в зонах тектонических нарушений до 3,0—6,5 л/с. Воды пресные, с минерализацией 0,2— 0,5 г/л, по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые. На отдельных участках, где водовмещающие породы перекрыты отложениями четвертичного или неогенового возраста, минерализация воды увеличивается, достигая 6—7 г/л, а в отдельных случаях 20 г/л. Резкое повышение минерализации особенно заметно там, где в пермских отложениях появляются прослойки гипсов (Джезказганский бассейн). Химический состав изменяется от гидрокарбонатно-сульфатного до хлоридного при смешанном содержании катионов. В хлоридных водах наблюдается повышенное содержание магния.

В пределах Тениз-Кургальджинского бассейна трещинно-пластовые воды пермо-карбона распространены в центральной части впадины. Мощность обводненных пород колеблется в пределах от 80 до 400 м. В периферийных частях впадины воды грунтовые, а в центральной ее части напорные с величиной напора до 200 м и более. Дебиты скважин, как и в других районах, колеблются от 0,01 до 3,0 л/с. В периферийных частях впадины, где пермские отложения залегают с поверхности, встре-

чаются воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 3 г/л. По химическому составу они преимущественно сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые. В центре впадины минерализация воды в пермских отложениях достигает 37 г/л, а в отложениях карбона на глубине 1300—1400 м она возрастает до 160 г/л. По составу воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми.

В пределах Балхашского бассейна трещинных вод широко развиты трещинные пресные воды вулканогенных пород.

Трещинные воды распространены в пределах мульдообразных и антиклинальных структур, широко распространенных почти по всей территории области (рис. 78). Водовмещающие породы состоят из известняков, мергелей, доломитов и конгломератов мощностью до 1000—1500 м. Подземные воды мульд имеют большое практическое значение, являясь иногда единственным источником пресных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. В пределах Кокчетав-Баян-Аульского и Тениз-Кургальджинского бассейнов они имеют вытянутую в плане форму длиной от 10—15 до 80—100 км, шириной от 6—8 до 40—50 км. Наиболее крупные мульды, такие, как Владимирская и Северо-Акмолинская, занимает площадь 3500—4000 км^2, наиболее мелкие, такие, как Манынбайская, 50—100 км^2.

Гидрогеологические условия мульд сложны и разнообразны, они определяются литологическим составом водовмещающих пород, характером и типами тектонических нарушений и степенью трещиноватости выветривания.

Все девон-карбоновые мульды имеют много общих черт, однако по условиям залегания наиболее водообильных пород, по их фильтрационным свойствам и распределению вод различной минерализации мульды могут быть разделены на два основных типа.

К мульдам первого типа относятся Консенгирсорская, Северо-Акмолинская, Тамсорская, Ново-Михайловская, Кайдаульская, Тениз-Кургальджинская, Богембайская и др. (рис. 79). На крыльях мульд этого типа залегают турнейские (реже фаменские) кремнистые известняки, сильнотрещиноватые, кавернозные и закарстованные. Они выходят на поверхность в полосе, обрамляющей мульду, ширина которой обычно колеблется от 500 до 1000 м, расширяясь до 2—2,5 км в периклинальных замыканиях мульд. Местами сплошность распространения известняков прервана разрывными дислокациями. По направлению к центру мульды известняки погружаются под слаботрещиноватые терригенные породы на большую глубину. Мощность водоносных пород соответствует мощности трещиноватой зоны, распространяющейся до глубины 150—200 м, а ниже породы обводнены очень слабо или практически безводны. В зонах тектонических нарушений интенсивная трещиноватость проникает глубже. Карстовые пустоты встречаются на глубине до 200 м (Северо-Акмолинская, Консенгирсорская мульды). На крыльях известняки повсеместно обводнены. Высокие коллекторские свойства пород обеспечивают накопление в них большого количества пресных и слабосолоноватых вод. Описываемые породы характеризуются достаточно высокими, хотя весьма неравномерными, фильтрационными свойствами (табл. 28).

Для кремнистых известняков характерна анизотропия фильтрационных свойств. Она проявляется в том, что воронки депрессии, возникающие при откачках, обычно вытянуты по простиранию пород.

Приподнятое положение в рельефе выходов турнейских известняков и наличие на них многочисленных карстовых воронок и западин способствуют активному поглощению атмосферных осадков. На крыльях мульд воды обычно пресные, реже слабосолоноватые, гидрокарбонат-

Таблица 28

Фильтрационные свойства пород мульд первого типа

Мульда	Дебит, л/с	Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водоотдача, %
Северо-Акмолинская	0,7—18	1,7—23,2	0,1—5,1	0,9—14,2	2
Тамсорская	0,9—27	4—10	0,1—8,3	2,3—60	4
Консенгирсорская	0,7—15	1—17,6	0,2—5	1—42,5	3—5
Ново-Мнхайловская	1,7—16,7	3,3—17,0	0,7—4	1,5—2	6

ного кальциевого и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. Там, где турнейские известняки перекрыты глинистой толщей и водообмен затруднен, воды солоноватые и соленые. Минерализация подземных вод на участках с высокими фильтрационными свойствами составляет 0,2—0,5 г/л, по мере уменьшения проницаемости минерализация возрастает до 1—1,5 г/л. В известняках в вертикальном разрезе выделяются три гидрохимические зоны: 1) пресных вод с минерализацией до 1 г/л на глубине 70—100 м; 2) слабосолоноватых вод с минерализацией 1—3 г/л, глубиной 130—150 м; 3) сильносолоноватых вод с минерализацией свыше 3 г/л, глубже 130—150 м.

Такая зональность в зависимости от конкретных условий может нарушаться. На участках, где трещины и каверны развиты на большую глубину, мощность зоны пресных вод увеличивается до 200 м, что связано с хорошим водообменом. Наоборот, на участках затрудненного водообмена первая, а иногда и вторая зоны могут отсутствовать.

Подземные воды каменноугольных и пермских пород в центральных частях мульд обладают повышенной минерализацией — от 3 до 10, иногда до 50 г/л. Минерализация быстро возрастает с глубиной и по направлению от крыльев к центру мульд. Образованию минерализованных вод способствуют затрудненные условия инфильтрации атмосферных осадков, большая величина испарения, замедленный водообмен. Таким образом, основные запасы пресных подземных вод в мульдах первого типа формируются в турнейских кавернозных известняках за счет инфильтрации атмосферных осадков, притока из окружающих отложений и в некоторых случаях за счет инфильтрации речных вод. Запасы подземных вод турнейских известняков в мульдах первого типа могут обеспечивать водозаборы с расходом до нескольких сотен литров в секунду.

К мульдам второго типа относятся Яблоновая, Владимировская, Чистопольская, Конурская, Жолболдинская и др. (рис. 80). По геологическому строению и общим гидрогеологическим условиям они сходны с мульдами первого типа. Однако в отличие от вышеописанных турнейские известняки представлены в них плотными, слаботрещиноватыми или монолитными разностями, коллекторские свойства которых не отличаются от пород, выполняющих центральные части мульд. Для мульд второго типа характерна значительная обводненность отдельных замкнутых трещиноватых зон, приуроченных к песчаниково-алевролитовой толще, выполняющей центральные части структур. По возрасту это обычно породы среднего и верхнего карбона (Яблоновая, Владимировская, Жолболдинская мульды), реже девона (Чистопольская мульда), нижнего карбона или перми. Обводненные зоны имеют тектоническое происхождение. Во многих случаях такие зоны тяготеют к долинам рек, которые связаны с мощными тектоническими нарушениями. Как правило, зоны интенсивной трещиноватости приурочены к пониженным элементам рельефа, но морфологически (за исключением долин

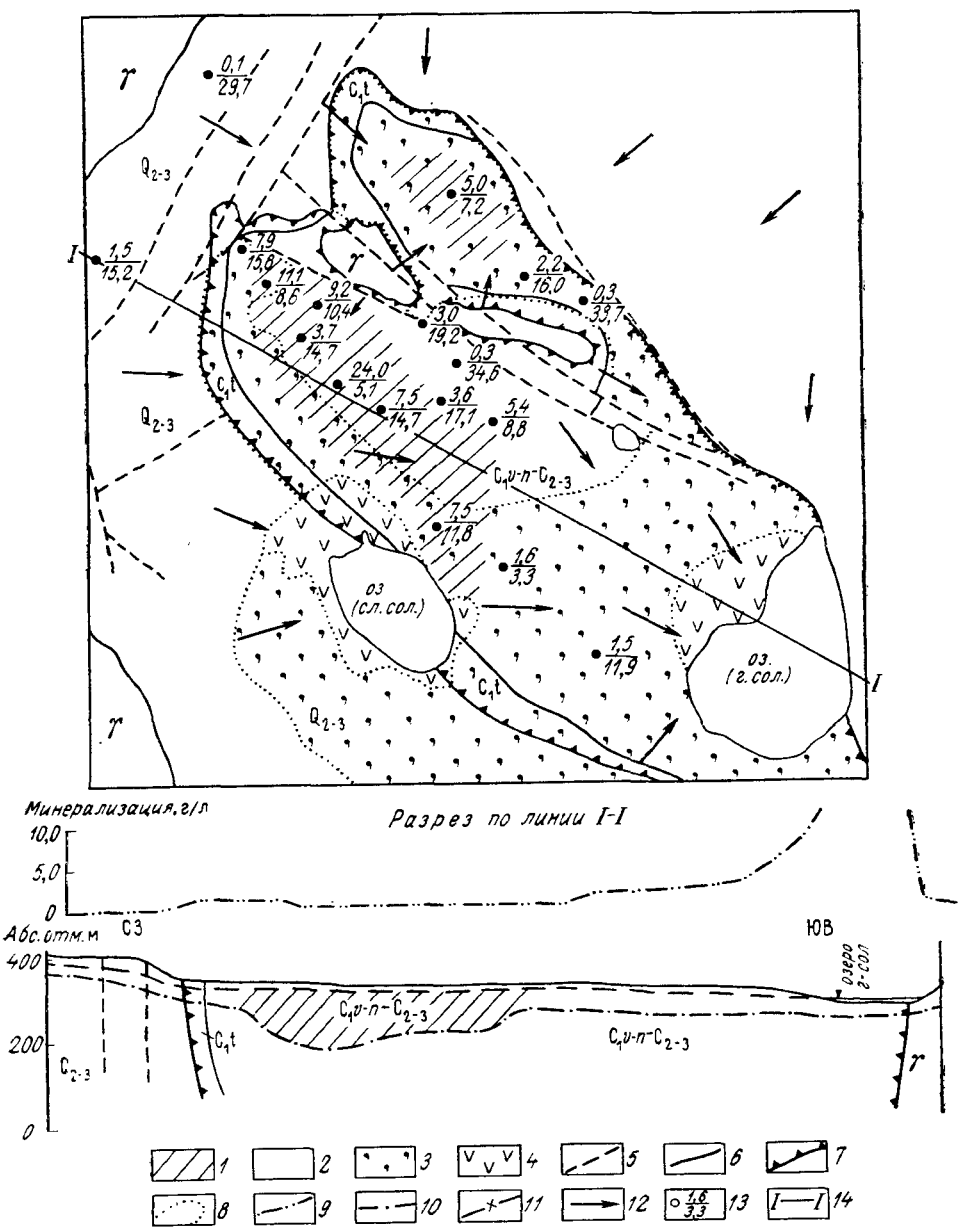


Рис. 80. Гидрогеологическая схема мульд второго типа:

1 — зона повышенной водообильности; *2—4* — минерализация подземных вод (г/л): *2* — до 1; *3* — от 1 до 3; *4* — от 3 до 10; *5* — тектонические нарушения; *6* — границы литолого-стратиграфических комплексов; *7* — границы мульд; *8* — границы зон с различной минерализацией подземных вод; *9* — изменение минерализации по линии разреза; *10* — нижняя граница зоны эффективной трещиноватости; *11* — уровень подземных вод; *12* — направление движения подземных вод; *13* — скважина: в числителе — дебит (л/с), в знаменателе — уровень подземных вод (м); *14* — линия разреза. Литологическая характеристика отложений: (C_1v—C_{2-3}) — песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои сланцев, известняков; (C_1t) — известняки, в основании песчаники; (D_{2-3}) — порфириты и туфы, сланцы, известняки, кислые эффузивы; (γ) — граниты, гранодиориты

рек) среди окружающих пород не выделяются. Глубина распространения интенсивной трещиноватости составляет 70—100 м, редко достигая 150 м. Водообильность и фильтрационные свойства пород приведены в табл. 29.

Таблица 29

Фильтрационные свойства пород мульд второго типа

Мульда	Дебит, л/с	Понижения уровня, м	Удельный дебит, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водоотдача, %
Владимировская	5—28	4—15	2—3	0,5—5	0,2—0,6
Яблоновая	6—25	5—12	0,2—5,0	0,5—7,9	0,3—0,9
Жолболдинская	1,3—9,0	10—18	0,5—3,7	0 2—9,5	0,1—1.0

Изменение водообильности с глубиной происходит соответственно уменьшению трещиноватости. Фильтрационные свойства пород могут меняться в зависимости от направления, но четко выраженная анизотропия отсутствует.

Воды в пределах зон интенсивной трещиноватости пресные и слабосолоноватые с минерализацией от 0,6—0,7 до 1,2—1,5 г/л, преобладают слабосолоноватые. В окружающих породах минерализация воды обычно выше. Для мульд второго типа характерны более резкие колебания степени минерализации в плане и более интенсивное увеличение ее с глубиной, поскольку условия питания в них обычно хуже, чем в мульдах первого типа.

Встречаются также отдельные мульды, которые нельзя отнести ни к одному из выделенных типов. Так, в Манырайской мульде турнейские известняки сильно обводнены не только на крыльях, но и в центре мульды.

Трещинно-карстовые воды карбонатной формации девон-карбоновых отложений в пределах Джезказганского бассейна трещинных вод распространены в несколько иных структурах. На западе района карбонатные отложения слагают брахиструктуры и грабен-синклинали, а на востоке они образуют сложные мульды типа Жаильминской. Пустотность известняков в структурах достигает 6% и более, мощность зоны трещиноватости и закарстованности 100—120 м, достигая в отдельных случаях 250 м; отмечаются процессы залечивания карста.

Глубина залегания трещинно-карстовых вод зависит преимущественно от рельефа и изменяется от нескольких метров в долинах и понижениях рельефа до 30—50 м на водораздельных участках. Водообильность известняков на западе района очень высокая. Преобладающие дебиты скважин составляют 10—50 л/с, достигая в отдельных случаях 120—140 л/с. Значительно ниже водообильность известняков в восточной части района. Здесь наиболее часто встречающиеся дебиты скважин не превышают 1—5 л/с и лишь в исключительных случаях достигают 13—17 л/с. В западной части района большинство структур содержат воды с минерализацией до 1 г/л, сульфатно-хлоридного натриевого, реже гидрокарбонатного кальциевого состава. На востоке района преобладают воды с минерализацией 3,5—7,0 г/л сульфатно-хлоридного натриевого состава.

Трещинные воды пород среднего — верхнего девона распространены в Кокчетав-Баян-Аульском бассейне трещинных вод, где приурочены главным образом к периферийным частям карбон-девонских мульд и к Ерментаускому антиклинорию. В Джезказганском бассейне они распространены в основном на западе в структурах Кенгирской зоны брахискладок и в грабен-синклиналях южной части Сарысу-Тенизского поднятия; встречаются эти воды также в южной части Улутауского бассейна. Водовмещающие породы имеют пестрый литологический состав

и представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, изредка прослоями известняков и эффузивами. Водоносность пород связана с зонами экзогенной и тектонической трещиноватости. В первом случае она ограничивается глубиной 20—30 м, во втором иногда достигает 80—100 м. В зависимости от характера рельефа глубина зеркала воды меняется в пределах от 0,5 до 100 м и более. Воды в основном безнапорные, но на отдельных участках, где водоносные породы залегают под толщей глинистых осадков мезо-кайнозоя, они приобретают напор, достигающий 30—50 м. Наиболее высокие дебиты скважин отмечаются в визейских трещиноватых песчаниках Джезказганского бассейна, где они достигают 10—20 л/с, в остальных районах дебит скважин, как правило, составляет десятые доли, реже 2—3 л/с. По долинам глубоких врезов и у основания сопок воды часто разгружаются, образуя малодебитные нисходящие родники. Воды преимущественно пресные с общей минерализацией 0,2—0,6 г/л, в отдельных случаях возрастающей до 20 г/л. Так, в районе Сарысу-Тенизского поднятия минерализация воды составляет 0,6 г/л, вода имеет гидрокарбонатный натриевый состав, а в районе Жаильминской мульды она достигает 8—20 г/л, и воды здесь хлоридного натриевого или кальциевого состава.

Трещинные воды вулканогенных пород нижне — среднего девона и нижнего карбона широко развиты во всех выделенных районах. В пределах Чингиз-Тарбагатайского бассейна они приурочены к повышенным частям рельефа, а в Кокчетав-Баян-Аульском — преимущественно к крыльям мульд; в виде небольших разобщенных полей воды фиксируются также и в остальных районах. Водовмещающие породы представлены преимущественно порфиритами, альбитофирами, туфолавами, реже осадочными породами — песчаниками и конгломератами. Мощность зоны экзогенной трещиноватости выветривания достигает 40—70 м, а в зонах тектонических нарушений — 100 м и более. Глубина уровня воды колеблется в широких пределах — от 0,5 до 50 м. На возвышенных открытых участках воды носят грунтовый характер, а в синклинальных структурах приобретают напор, достигающий 30 м. Местами наблюдается самоизлив. У подножий сопок, в зонах тектонических нарушений и на контактах с породами другого возраста и иного литологического состава выходят многочисленные родники с дебитом сотые и десятые доли литра в секунду, лишь некоторые из них достигают 2—5 л/с. Дебиты скважин невелики и редко превышают 1 л/с. В областях питания и краевых частях брахисинклинальных структур воды минерализованные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, близкие по составу к атмосферным осадкам. От водоразделов к склонам минерализация воды заметно возрастает, а состав переходит в гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый и сульфатный натриевый. Солоноватые и соленые воды с плотным остатком, достигающим 5—7 г/л, сульфатного натриевого состава, формируются на участках сглаженного рельефа и развития чехла делювиально-пролювиальных отложений. Общее увеличение минерализации наблюдается по мере продвижения с севера на юг, к оз. Балхаш.

Трещинные воды ордовикско-архейских пород широко распространены по всей области, за исключением центральных частей Джезказганской и Тениз-Кургальджинской впадин. Водовмещающие породы, разнообразны по литологическому составу — это конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы, местами прослои известняков.

Большая часть зон гектонических нарушений «залечена» продуктами вторичных образований, и водообильность их мало отличается от водообильности пород зоны выветривания. Здесь зоны повышенной обводненности обычно приурочены к контактам разновозрастных пород,

вдоль которых в пределах зоны выветривания прослеживается повышенная трещиноватость. К этим же линиям часто приурочены слабоминерализованные воды. Обычно воды безнапорные, но при наличии покрова водонепроницаемых пород они приобретают местный напор. Имеются случаи вскрытия самоизливающейся воды с дебитом скважин на самоизливе 4,5 л/с. Вода чаще всего встречается на глубине от 1—2 до 30—50 м. У подножий сопок часто наблюдаются выходы нисходящих родников с незначительным дебитом. Дебиты скважин, как правило, измеряются десятыми долями литра в секунду, достигая в наиболее благоприятных случаях 3—6 л/с. По степени минерализации воды пестрые, преимущественно пресные с плотным остатком 0,2—1,0 г/л, встречаются слабосолоноватые с плотным остатком до 3 г/л, реже солоноватые (до 12 г/л). Пресные гидрокарбонатно-сульфатные или гидрокарбонатные натриевые воды распространены там, где породы комплекса выходят на поверхность или прикрыты маломощным слоем более молодых водопроницаемых пород. Слабосолоноватые хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые воды чаще всего встречаются в межсопочных понижениях, озерных котловинах, а также в районах, где уровень грунтовых вод находится близко к поверхности земли и минерализация воды увеличивается за счет испарительной концентрации.

Трещинные воды интрузивов широко распространены в районе. Интрузивные породы представлены здесь главным образом гранитоидами, пространственно приуроченными к ядрам древних антиклинориев и горст-антиклинориев. В рельефе они часто занимают господствующее положение. Слагаемые гранитоидами возвышенные элементы рельефа сравнительно легко подвергаются интенсивному выветриванию.

Помимо трещин выветривания встречаются трещины, приуроченные к зонам тектонических нарушений и контактам интрузий с вмещающими их породами. В этих случаях трещиноватость достигает глубины 100—150 м. Одновременно с этим встречаются участки монолитных, практически водонепроницаемых пород. Большой интерес в качестве коллекторов подземных вод представляют не только возвышенные части хребтов, но и гранитные массивы, слагающие выровненные поверхности, окруженные мелкосопочником. При таком взаимоотношении форм рельефа гранитные массивы оказываются как бы в понижениях, где накапливаются твердые атмосферные осадки и куда происходит сток талых вод. Все это способствует интенсивному пополнению запасов подземных вод интрузивов.

Хорошая расчлененность рельефа и интенсивная трещиноватость пород создают благоприятные условия для накопления в них подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков. Вода вскрывается на различной глубине — от нескольких до 30—40 м. Дебиты скважин варьируют в широких пределах. Наряду с безводными встречаются отдельные скважины, дебит которых достигает 5—8 л/с (Арык-Балыкский, Боровской и другие гранитные массивы). Максимальные дебиты (порядка 10 л/с) отмечаются в скважинах, вскрывших воду в трещиноватых гранитах (Северо-Балхашский бассейн). Из гранитоидов выклинивается значительное количество нисходящих родников. Так, родниковый сток по массивам Кзылрай-Таман составляет 330 л/с.

Воды интрузивных пород обладают хорошим качеством, чаще встречаются пресные и ультрапресные с минерализацией 0,05—0,7 г/л гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава. Однако в зонах затрудненного водообмена, где водовмещающие породы прикрыты слабоводопроницаемыми покровными суглинками, минерализация их достигает 3—5 г/л, иногда и более. Воды повышенной минерализации чаще имеют сульфатно-хлоридный натриевый состав. Отмечается повышенное

содержание фтора, достигающее 2,2—3,2 мг/л (Боровской массив), что объясняется присутствием в водовмещающих породах флюорита. Наблюдается закономерное увеличение общей минерализации вод от ультрапресных до пресных по мере продвижения от центральных, наиболее возвышенных частей массивов интрузивных пород к их периферии.

Основные закономерности формирования подземных вод

В пределах Центрального Казахстана получили распространение два основных типа подземных вод. Первый из них приурочен к песчаным отложениям различного генезиса четвертичного, неоген-палеогенового и юрского возраста. Второй тип, создающий основной фон гидрогеологических условий области, приурочен к трещинным водам экзогенной и тектонической трещиноватости. Процесс формирования подземных вод протекает довольно сложно.

Приходная часть баланса подземных вод Центрального Казахстана состоит из трех основных слагаемых: 1) инфильтрации атмосферных осадков на площади распространения водоносных горизонтов; 2) инфильтрации поверхностных вод рек и озер и 3) конденсации водяных паров. Механизм пополнения и количественная оценка отмеченных трех источников питания недостаточно изучены и о них можно в настоящее время судить только приближенно.

В пределах гидрогеологической области в многолетнем разрезе наблюдается определенная закономерность в распределении атмосферных осадков — уменьшение их количества с севера на юг с 360 до 80 мм в год. Эта закономерность нарушается местными особенностями рельефа — к возвышенным частям обычно приурочено наибольшее количество как годовых, так и эффективных осадков, понижениям рельефа обычно соответствует минимальное их количество. Возвышенные части рельефа сложены сильнотрещиноватыми породами, а покровные суглинки имеют незначительную мощность или вовсе отсутствуют. Все это создает благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков главным образом весенне-зимнего периода, что подтверждается наличием ярко выраженного весеннего максимума на кривой уровненного режима подземных вод. К возвышенностям приурочены также наибольшие модули подземного стока, достигающие 1 л/с с 1 км^2, в то время как в низменностях он падает до 0,1 л/с с 1 км^2 и менее, а в отдельных случаях приближается к нулю. Средние годовые коэффициенты подземного стока соответственно составляют 10 и 1% годовых сумм атмосферных осадков. Летние осадки выпадают, как правило, в виде ливней, вследствие больших уклонов поверхности они легко скатываются и пополняют гидрографическую сеть. Профильтровавшаяся влага частично расходуется на испарение, чему способствуют постоянные ветры и высокая температура почвы и воздуха в летние месяцы.

Основными районами поглощения эффективных атмосферных осадков являются районы интенсивно трещиноватых пород, прикрытых суглинками незначительной мощности. В гипсометрическом отношении они соответствуют наиболее возвышенным участкам области Казахского мелкосопочника, а в геологическом — это преимущественно интрузивные породы или осадочный комплекс докембрия и палеозоя. Учитывая значительную крутизну склонов, легко понять, почему в них подземные воды почти не накапливаются, но эти районы играют огромную роль в формировании подземных вод, как основные области их пополнения

Величина инфильтрации атмосферных осадков наряду со структурно-геологическими факторами определяется также и глубиной промерзания почво-грунтов. При обильном осеннем увлажнении почво-грунты

зимой промерзают на значительную глубину и в течение периода весеннего снеготаяния не успевают полностью оттаять. Это приводит к увеличению поверхностного стока и уменьшению инфильтрации зимне-весенней влаги. Обратное соотношение поверхностного стока и инфильтрации имеет место при малом осеннем увлажнении.

Карбонатная толща девона и карбона часто закарстована и интенсивно трещиновата. Поэтому, хотя она и не занимает господствующего положения в рельефе и, следовательно, не расположена в зоне наибольших сумм атмосферных осадков, эта толща является вторым районом интенсивного поглощения атмосферных осадков, а районы распространения карбонатной толщи служат областями относительно интенсивного питания подземных вод.

Отложения палеогена и неогена в отличие от более древних пород слагают пониженные части рельефа. В верхней части разреза на значительной площади их распространения встречаются слабоводопроницаемые глины, где питание атмосферными осадками почти полностью отсутствует. Там же, где разрез начинается хорошо фильтрующими песками, создаются благоприятные условия для просачивания атмосферных осадков. С наличием глинистого слоя связано и изменение минерализации подземных вод. Относительно хорошими районами инфильтрации осадков являются области развития аллювиальных отложений, слагающих пойменные и надпойменные террасы речных долин, представленные преимущественно разнозернистым песком, прикрытым маломощным слоем супесчаных пород. Инфильтрации способствует значительное количество бессточных озер, расположенных в пределах речных террас. Однако инфильтрация атмосферных осадков в аллювиальные отложения составляет только небольшую часть от общего объема пополнения.

Выделение зон основного питания подземных вод Центрального Казахстана не означает, что на остальной части территории отсутствует пополнение. Оно может происходить там, где трещиноватые породы палеозоя или допалеозоя подходят близко к поверхности или зона аэрации сложена хорошо водопроницаемыми породами. Однако в количественном отношении такие районы значительно уступают основным областям питания.

Гидродинамическая зональность водоносного горизонта зоны экзогенной трещиноватости определяется главным образом рельефом. Здесь более или менее четко выделяются три основные гидродинамические зоны: 1) регионального питания подземных вод; 2) местного питания, транзита и частичной разгрузки подземных вод и 3) основной разгрузки подземных вод.

В районах низкогорья (Ниязз-Ерментау, Улутау, Чингиз-Тарбагатай и др.), мелкосопочника и на участках развития фаменских и турнейских карстующихся пород атмосферные осадки, проникая через зону аэрации до уровня грунтовых вод и следуя рельефу, начинают свое медленное движение в сторону области разгрузки. Путь транзита от региональной области питания до основной области разгрузки осложняется местными областями питания и разгрузки. Последними являются склоны низкогорий, у подножий которых нередко фиксируется выход значительного количества родников и других водопроявлений. Часть воды, проникая под отложения делювиально-пролювиального шлейфа, приобретает местный напор и продолжает двигаться в сторону основных дрен (речных долин, озерных впадин, водоносных горизонтов, контактирующих с палеозойскими породами, и др.). По мере движения подземные воды на своем пути разгружаются также путем транспирации и подземного испарения там, где зона капиллярного поднятия подходит близко к по-

верхности земли или достигает последней. В этом случае образуются многочисленные солончаки, встречающиеся в межсопочных понижениях. Одновременно с частичной разгрузкой в зоне транзита наблюдается и питание там, где зона аэрации сложена хорошо водопроницаемыми породами, а уровень подземных вод залегает на относительно небольшой глубине. Зона местного питания, транзита и частичной разгрузки подземных вод охватывает межсопочные понижения и частично мелкосопочник. Она характеризуется малой увлажненностью, распространением на ряде участков слабоводопроницаемых и засоленных покровных отложений, снижающих величину инфильтрации атмосферных осадков, и плохими условиями водообмена. Вследствие этих особенностей условия формирования подземных вод здесь менее благоприятны, чем в первой зоне.

Распределение местных областей питания здесь в известной мере отражает структурные особенности и рельеф отдельных участков. Местные области питания часто приурочиваются к антиклинальным структурам второго порядка, выраженным в рельефе поднятиями, что хорошо прослеживается, например, в Кенгирской зоне брахискладок. Здесь пресные воды формируются преимущественно в антиклинальных структурах, сложенных известняками. Синклинальные структуры (девон-карбоновые мульды), сложенные осадочным комплексом пород каменноугольного возраста, являются также областями аккумуляции и частичной разгрузки подземных вод.

Наблюдаемое распределение гидродинамических зон в значительной степени является следствием палеогеографической обстановки района — унаследованностью морфоструктур верхнепалеозойского, а иногда и более раннего времени. Примером может служить Улутауский, Кокчетавский и другие антиклинории, существующие в виде поднятия с нижнего палеозоя. С этого времени на протяжении сложной геологической истории района они были преимущественно зонами регионального питания подземных вод, что способствовало выщелачиванию из водоносных пород сингенетических и других водорастворимых солей. Джезказганская и Тениз-Куральджинская впадины, наоборот, с конца палеозоя до настоящего времени представляют собой равнинные области, в которых преобладают процессы аккумуляции солей и формирования подземных вод с полузастойным режимом.

Зона основной разгрузки приурочена к речным долинам, региональным разломам и участкам развития водоносных горизонтов в мезо-кайнозойских отложениях, контактирующих с палеозойскими на северо-востоке, севере, западе и юге района. Долины рек Центрального Казахстана являются разветвленными дренами подземных вод, приуроченных к отложениям палеозоя и допалеозоя. В ряде значительных рек Центрального Казахстана в меженный период речной сток поддерживается исключительно за счет дренажа подземных вод, однако в ряде случаев они дренируются не полностью. Часть подземного потока разгружается в многочисленные озерные впадины. Особенно крупными дренами являются котловина оз. Балхаш для вод Северо-Балхашского бассейна трещинных вод, а также озерные впадины, разбросанные по Кокчетав-Баян-Аульскому району (Мамай, Шошкакуль, Итемген и др.). Оставшаяся часть подземного потока попадает в водоносные горизонты мезокайнозойских отложений, полукольцом окаймляющих Казахскую складчатую страну. Особенно интенсивный сток осуществляется по зонам региональных разломов.

В описываемой гидрогеологической области различаются местный и региональный подземные стоки. Первый прослеживается по верхней трещиноватой и закарстованной зоне пород и разгружается в речную

сеть, озерные котловины, а также расходуется на транспирацию и испарение. Местный сток фиксируется на картах гидроизогипс и прослеживается непосредственно по данным геофизических исследовании. Направление его движения тесно связано с рельефом, а режим подземных вод отражает климатические условия. Частичная аккумуляция вод происходит в полузакрытых структурах. Региональный подземный сток осуществляется по крупным зонам тектонических нарушений, по которым вода уходит на десятки и сотни километров от области своего формирования к области разгрузки. Изучен сток недостаточно, однако наличие его подтверждается выходом источников с большими расходами, не обеспеченными местными областями питания, с аномальным химическим составом, повышенной минерализацией и режимом, не зависящим от метеорологических факторов. Исходя из закономерностей развития трещиноватости и закарстованности пород и учета глубины их распространения, трудно предположить, что возможно движение больших количеств подземных вод на глубинах, превышающих глубину зоны экзогенной трещиноватости. Поэтому, по нашим представлениям, региональный сток не играет существенной роли в формировании подземных вод.

Подземный сток приводит к перераспределению естественных ресурсов подземных вод внутри отдельных гидрогеологических районов, но в общем балансе подземных вод области он имеет подчиненное значение.

Речные долины являются не только зонами разгрузки, но и зонами периодического местного питания и аккумуляции подземных вод. Водоносный горизонт аллювиальных отложений питается главным образом за счет инфильтрации поверхностных вод в период весеннего половодья, атмосферных осадков, а также за счет разгрузки подземных вод докембрия и палеозоя. В период межени, который обычно длится более 10—11 мес. в году, реки становятся дренами аллювиальных подземных вод. На участках, где речные долины пересекают карбонатные структуры, инфильтрация речного стока представляет собой существенный источник пополнения ресурсов трещинно-карстовых вод. Так, известняки Кажамситской водоносной структуры, пересекаемые р. Каракенгир, в среднем ежегодно аккумулируют за счет весеннего паводка около 2 млн. м^3 воды, которая в летний период разгружается в виде меженного стока.

Особое значение имеет поглощение весеннего стока рек Сарысу, Токрау, Джамши и др. рыхлыми отложениями их долин По данным определений на участке протяженностью 170 км р. Сарысу теряет за счет поглощения 30—35% объема своего годового стока, что в многоводный год (1954) составляет около 190 млн. м^3, а в маловодный (1957) — около 2,2 млн. м^3. Одновременно с питанием аллювиального водоносного горизонта происходит частичное пополнение естественных ресурсов подземных вод более древних отложений.

Доля конденсационных вод в общем балансе подземных вод в пределах Центрального Казахстана недостаточно изучена. Однако имеющиеся результаты наблюдений Северо-Казахстанской гидрогеологической станции свидетельствуют о том, что в отдельные годы в районах мелкосопочника конденсация водяных паров достигает 9,6 мм. Это сходно с величиной инфильтрации атмосферных осадков в районах низкогорья.

Разгрузка подземных вод происходит также путем подземного испарения и транспирации растительностью. Последнему виду потерь обычно при гидрогеологических исследованиях не придается должного внимания. В действительности, как показали последние исследования, в районах неглубокого залегания водоносных горизонтов потери на транспирацию могут достигать значительной величины. Специальные наблюдения, проведенные в СССР и за рубежом (в США), показали,

что в некоторых случаях транспирация превышает испарение с водной поверхности. Особое значение она приобретает в районах с засушливым климатом.

В изучаемой области установлена большая группа растений — фреатофитов, водное питание которых осуществляется за счет грунтовых вод. В течение вегетативного сезона фреатофиты потребляют большое количество влаги. По данным В. Н. Островского, транспирационные расходы, вызываемые сообществом рогоза в пределах бассейна р. Сарысу, варьируют от 720 до 834 мм и более, а шиповника — от 236 до 423 мм. Транспирация, обусловленная растительностью, вызывает своеобразную суточную ритмичность изменения уровней грунтовых вод, выражающуюся в снижении уровней в дневные часы и подъеме их ночью, причем суточная амплитуда таких колебаний может достигать 6—7 см. Наблюдения за суточной ритмичностью изменений уровня подземных вод на Кожамситской водоносной структуре в бассейне р. Каракенгир и произведенные расчеты показали, что суммарное испарение и транспирация на отрезке долины р. Каракенгир протяженностью 12 км составили за вегетационный период (1966 г.) 4,4 млн. м^3. Приведенные цифры можно с достаточной степенью достоверности экстраполировать и на другие участки описываемой области.

Значительную роль в процессе разгрузки трещинных вод играет также родниковый сток, особенно в районах низкогорных массивов, реже в областях развития мелкосопочника. В разгрузке трещинно-карстовых вод роль родников относительно невелика.

Анализируя условия питания и разгрузки водоносных горизонтов, приходим к выводу, что рассматриваемая гидрогеологическая область представляет собой в значительной мере район с замкнутым балансом. Иначе говоря, почти все естественные ресурсы подземных вод разгружаются в пределах области. Исключение составляют окраинные части Казахской складчатой страны, контактирующей с районом развития мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба, где воды палеозойских отложений частично разгружаются в водоносные горизонты неогеновых, палеогеновых и других отложений.

В пределах описываемой области отмечается значительная пестрота химического состава и общей минерализации подземных вод. Центральный Казахстан характеризуется наличием двух довольно четко выраженных гидрохимических зон. Первая зона, расположенная на севере региона, отличается преобладанием хлоридов над сульфатами, вследствие чего при увеличении минерализации воды из гидрокарбонатных сразу переходят в хлоридные. Нередко здесь встречаются маломинерализованные хлоридные воды с минерализацией 0,2—0,3 г/л. Вторая зона, расположенная на юге территории, характеризуется преобладанием в общем составе подземных вод сульфатов над хлоридами. Граница между указанными зонами приближенно проходит по линиям главного водораздела.

На данном этапе изученности в общих чертах можно наметить следующую закономерность формирования химического состава подземных вод. Степень минерализации, а отчасти и химический состав подземных вод зоны трещиноватости в значительной мере зависят от гидродинамических условий и связаны главным образом с их рельефом. Поэтому площадная гидрохимическая зональность подчиняется преимущественно гипсометрическим факторам. Гидрохимическую закономерность в общих чертах можно выразить следующим образом: чем выше абсолютные отметки того или иного участка, тем шире распространены здесь пресные воды.

Схематически выделяются следующие гидрохимические зоны:

1. Гидрохимическая зона пресных гидрокарбонатных кальциевых подземных вод, в геологическом отношении приуроченная к интрузивным и различным метаморфизованным осадочным породам. В гидродинамическом отношении она совпадает с областями регионального и частично местного питания. Это особенно хорошо прослеживается в районах низкогорья, где наблюдается выход на поверхность трещиноватых пород. Здесь встречаются преимущественно воды с общей минерализацией, не превышающей 0,2—0,5 г/л. Минерализация воды метаморфических и изверженных хорошо промытых пород, по нашему мнению, объясняется следующими тремя причинами:

а. наличием солей в атмосферных водах. По имеющимся химическим анализам жидких атмосферных осадков общая минерализация последних в среднем составляет 60 мг/л, изменяясь от 16 до 180 мг/л; преобладает гидрокарбонатный ион. Таким образом, выпавшая вода уже имеет определенную исходную минерализацию;

б. засушливым климатом Центрального Казахстана и постоянно дующими ветрами, которые способствуют образованию пылевых бурь и переносу больших масс солей вместе с тонкокластическим материалом. С поверхности, особенно с пухлых солончаков, ветры поднимают значительное количество водорастворимых солей и переносят их на значительные расстояния. По пути своего движения ветры встречают препятствия в виде возвышенностей и лесных массивов, что приводит к уменьшению их скорости и выпадению на поверхность почвы переносимых солей. Атмосферные осадки растворяют их, увеличивая свою первоначальную минерализацию. К сожалению, мы не располагаем материалом, позволяющим подсчитать количество переносимых солей, однако этому источнику минерализации многие исследователи придают большое значение;

в. растворением солей атмосферными осадками, выпавшими на поверхность почвы и просачивающимися до уровня грунтовых вод и увеличивающими свою минерализацию за счет выщелачивания солей из пород зоны аэрации. Таким образом, вода, профильтровавшаяся через толщи перекрывающих пород и достигшая уровня подземных вод, уже имеет определенную минерализацию, сформировавшуюся за счет трех слагаемых: величины минерализации атмосферных осадков, количества растворенных переотложенных солей и количества солей, выщелоченных из пород зоны аэрации. Таков механизм образования первичной минерализации подземных вод. Если первые два слагаемых для разных районов близки и незначительно отличаются по своей величине в силу сходства местных орографических, климатических, геоботанических и других условий, то третье слагаемое может отличаться значительным своеобразием, и количественная его характеристика будет зависеть от степени выветривания пород и наличия водорастворимых солей в породах зоны аэрации.

2. Переходная гидрохимическая зона преимущественно пресных и слабосолоноватых кальциевых, гидрокарбонатных натриево-кальциевых и сульфатных натриевых вод приурочена главным образом к мелкосопочнику — зоне транзита. По мере перехода от первой ко второй гидрохимической зоне изменение минерализации воды обусловлено как концентрацией солей под влиянием подземного испарения (испарительная концентрация), так и растворением солей в результате взаимодействия подземных вод с водовмещающими породами области транзита. Наряду с этим на отдельных участках с хорошо водопроницаемой зоной аэрации может происходить и некоторое опреснение подземных вод за счет просачивания атмосферной влаги, особенно в весенний период.

3. Гидрохимическая зона солоноватых, соленых и смешанных вод сульфатного и хлоридного натриевого состава, распространенная на равнинах и в межсопочных понижениях. В гидродинамическом отношении она совпадает с конечной частью области транзита и соответствует районам с наименьшим количеством годовых атмосферных осадков. Минерализация воды в этой зоне составляет 3 г/л и более, а в зонах затрудненного водообмена, приуроченных к карманообразному залеганию древней коры выветривания палеозойских пород, она достигает нескольких десятков граммов на литр.

Формирование химического состава подземных вод аллювиальных отложений отличается от формирования вод зоны экзогенной трещиноватости древних отложений. Основными факторами, влияющими на минерализацию и химический состав подземных вод аллювиальных отложений, наряду с действующими для вод трещинной зоны являются два следующих дополнительных фактора: а) инфильтрация речных вод в период паводков и б) разгрузка подземных вод, приуроченная к более древним породам, контактирующим с водоносным горизонтом аллювиальных отложений.

Водоносный горизонт аллювиальных отложений почти повсеместно получает с бортов долин постоянное питание, а со стороны реки он имеет питание только в период паводков. Наряду с этим во время выпадения обильных дождей, а особенно в период таяния снежного покрова происходит его питание атмосферными осадками. При этом со стороны бортов долин, как правило, поступают более минерализованные воды по сравнению с паводковыми водами реки и просачивающимися атмосферными водами.

Такое своеобразие характера питания аллювиальных водоносных горизонтов вызывает неравномерную минерализацию воды в поперечном разрезе речных долин. Чаще всего наиболее пресные воды с минерализацией до 1 г/л гидрокарбонатного кальциевого состава приурочены к прирусловой части долины. По мере продвижения к бортам долин минерализация увеличивается, достигая в отдельных случаях 2—3 г/л и более, а состав ее изменяется на гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Отмеченная закономерность в распределении минерализации подземных вод наблюдается, за редким исключением, почти во всех значительных речных долинах Центрального Казахстана (Ишим, Нура, Токрау и др.). В большинстве речных долин отмечается изменение минерализации и химического состава воды также и в продольном разрезе. В верховьях долин аллювиальные воды обычно пресные гидрокарбонатные кальциевые, а в низовьях минерализация их увеличивается и воды приобретают хлоридный натриевый состав. Иногда наблюдаются отклонения от указанной закономерности под влиянием главным образом испарительной концентрации. Там, где уровень грунтовых вод подходит близко к поверхности земли, а зона капиллярного поднятия достигает этой поверхности, отмечается повышенная минерализация подземных вод.

Значительной пестротой минерализации обладают подземные воды, приуроченные к покровным суглинкам четвертичного возраста. Последние почти сплошным чехлом покрывают дочетвертичные отложения. Мощность их по мере приближения к межсопочным понижениям постепенно увеличивается и достигает в отдельных случаях нескольких десятков метров. По своим водно-фильтрационным свойствам покровные суглинки изменяются от практически водонепроницаемых до хорошо фильтрующих. Наряду с другими факторами (рельефом подстилающих пород, гидравлической связью с нижележащими водоносными горизонтами и др.) эта пестрота водопроницаемых свойств является специфическим

условием формирования химического состава подземных вод покровных суглинков. Сложность факторов вызывает большую пестроту минерализации и химического состава подземных вод даже на незначительном расстоянии. Здесь основным источником обогащения воды солями, по-видимому, является рыхлый покров, содержащий большое количество вод нерастворимых солей. Закономерности площадного распространения солей в рыхлом покрове довольно сложны и почти не изучены. Как показывают результаты анализов водных вытяжек, в солевом составе рыхлых отложений преобладают гидрокарбонаты и сульфаты, реже встречаются хлориды. Выщелачивание этих солей обусловливает обогащение подземных вод соответствующими ионами. При значительной насыщенности рыхлого покрова растворимыми солями подземные воды уже в начальной стадии своего формирования могут иметь повышенную минерализацию и сульфатный или хлоридный состав. Дальнейшее обогащение подземных вод солями происходит в процессе подземного стока и взаимодействия вод с вмещающими породами, а также вследствие их метаморфизации под влиянием испарения.

В сложных гидрогеологических условиях рассматриваемой области связь литологии водовмещающих образований с химическим составом подземных вод проявляется недостаточно четко, но в некоторых случаях она несомненно имеет место. Так, в щелочных гранитах довольно часто формируются воды с повышенным количеством натрия за счет гидролиза плагиоклазов и других натрийсодержащих силикатов.

Однако в большинстве водоносных комплексов связь между минеральным составом пород и химическим составом подземных вод с трудом поддается расшифровке, а нередко видимая связь вообще отсутствует. Примером последнего являются трещинно-карстовые воды известняков. Если исходить только из литологического состава пород, то можно ожидать преобладания здесь гидрокарбонатных кальциевых вод, однако в карбонатных породах формируются в основном воды сульфатно-хлоридного натриевого состава. Формирование в известняках несвойственных этим породам вод, по-видимому, можно объяснить аридностью климата и слабой промытостью рыхлого покрова, благодаря чему сульфаты и хлориды натрия аккумулируются в рыхлом покрове и подземных водах. Необходимо учитывать и такой сравнительно незначительный, но постоянный источник поступления сульфатных и хлоридных солей, как привнос их с атмосферными осадками.

Приведенный пример еще раз указывает на сложность процессов формирования химического состава подземных вод, которые нельзя сводить даже к такому на первый взгляд мощному фактору, как взаимодействие вод с вмещающими их породами.

Наряду с площадной и высотной гидрохимической зональностью в некоторых гидрогеологических районах отмечается и вертикальная зональность. К числу таких районов относятся Джезказганский и Тениз-Кургальджинский. Закономерности распределения по вертикали химического состава и минерализации трещинно-карстовых вод карбонатных структур довольно сложны. На основании имеющегося фактического материала выделяются три типа вертикального гидрохимического разреза: 1) постепенное нарастание степени минерализации и изменение химического состава вод с глубиной по всему разрезу. Этот тип является преобладающим; 2) неизменность степени минерализации вод и их химического состава до глубины 150—200 м; 3) увеличение степени минерализации воды с глубиной и опреснение ее на некоторых интервалах. Соответственное изменение химического состава.

Эти закономерности являются следствием прежде всего различных гидродинамических условий на отдельных участках и структурах. Кос-

венно это подтверждается тем, что максимальная по мощности зона пресных вод находится в наиболее приподнятых в рельефе структурах (Урта-Кагыл), а наименьшая — в структурах с пониженным и слабо расчлененным рельефом (Жанай, Айдос и др.). Однако это объяснение не является универсальным, так как существуют некоторые отклонения от указанной закономерности.

Наличие приведенных типов вертикальной гидрохимической зональности указывает на сравнительно слабый глубинный водообмен трещинно-карстовых вод и на то, что движение последних происходит в основном в приповерхностной зоне. Дополнительным доказательством этого служат результаты геофизических исследований в скважинах, показавшие, что максимальные скорости движения подземных вод распространяются до глубины 70—100 м. Минерализация трещинных вод в мелкосопочнике также постепенно нарастает с глубиной. Косвенным подтверждением такой закономерности может служить более высокая степень минерализации вод в скважинах по сравнению с родниками. Статистическая обработка данных гидрогеологических съемок показала, что минерализация трещинных вод с глубиной постепенно возрастает главным образом за счет сульфатов, содержание хлора при этом почти не меняется.

Несколько отличный характер вертикальной гидрохимической зональности отмечен в пределах Джезказганской впадины. Здесь минерализация подземных вод остается более или менее постоянной до глубины 50—60 м, а затем она возрастает от 0,6 до 3,3 г/л. Ниже, до глубины 300 м, отмечается постепенное увеличение содержания солей в подземных водах, превышающее 10 г/л.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Для Центрального Казахстана хозяйственное значение подземных вод исключительно велико. Наиболее водообильные водоносные горизонты, содержащие пресные воды, приурочены к аллювиальным отложениям современных и древних речных долин (рек Ишима, Нуры, Шерубай-Нуры, Токрау и др.), к юрским отложениям Карагандинской впадины, а также к трещинно-карстовым карбонатным породам (девон-карбоновые мульды северной и центральной частей области, антиклинальные структуры Джезказгана и др.).

Запасы подземных вод достигают значительных размеров; за счет их эксплуатации осуществляется водоснабжение ряда городов и промышленных предприятий Центрального Казахстана. Однако большим недостатком является локальное распространение, затрудняющее их использование. Наиболее распространены подземные воды водоносных трещинных пород, которые могут быть широко использованы только мелкими объектами водоснабжения (населенными пунктами сельского типа и др.).

Лечебные минеральные воды в пределах Центрального Казахстана получили широкое распространение. Химический состав подземных вод и их минерализация характеризуются большим разнообразием. Часто встречаются воды сложного состава, формирующиеся в результате процессов взаимодействия подземных вод с водовмещающими породами и породами, слагающими зону аэрации.

Среди вод, не содержащих специфических компонентов, лечебное значение которых определяется только их основным ионным составом и общей минерализацией, в пределах Центрального Казахстана широкое распространение получили хлоридные воды различного анионного состава с общей минерализацией от 0,5 до 140—150 г/л. Хлоридные воды

невысокой минерализации (0,5—2,0 г/л) встречаются преимущественно в трещиноватых метаморфических породах осадочного комплекса, а также эффузивных и интрузивных породах палеозойского и докембрийского возраста, прикрытых часто чехлом глин и суглинков более молодого возраста. Хлоридные воды с более высокой минерализацией (до 150 г/л и более) получили распространение в районах затрудненного водообмена (Тенизская впадина, районы развития солончаков, образующихся под влиянием процессов континентального засоления, и др.).

Наибольший интерес с точки зрения возможности использования для лечебных целей представляют хлоридно-сульфатные воды сложного состава с общей минерализацией 2—5 г/л, приуроченные к отложениям нижнего карбона Джаильменской, Кактасской, Жонайской и других структур.

Хлоридные натриево-магниевые и натриево-магниево-кальциевые воды с минерализацией 4—10 г/л встречаются на северо-востоке (Баян-Аульские горы) и в других районах Центрального Казахстана. Приурочены они главным образом к пескам верхнего олигоцена.

Встречаются также в пределах описываемой гидрогеологической области и сульфатные магниево-кальциево-натриевые воды (Тамсорская мульда и др.). Приурочены они к толще сланцев и алевролитов (визе — намюр) и содержат значительное количество сернокислых солей магния и натрия.

Меньшее распространение получили кислые железистые воды с содержанием двухвалентного железа, превышающим 0,1 г/л. Воды этого типа приурочены главным образом к отложениям среднего и верхнего девона. Типичными месторождениями железистых лечебных минеральных вод являются источники в Карагандинской впадине (Жосалинские и Темер-Су).

В Северном Прибалхашье (Восточный Каунград) встречаются мышьяковистые воды с содержанием мышьяка, достигающим 1,5 мг/л.

Метановые хлоридные натриево-кальциевые воды с общей минерализацией 20—24 г/л вскрыты скважинами на глубине 1200—1500 м в пределах Карагандинской впадины (пос. Дубовка). Воды этого типа приурочены к отложениям верхнего девона.

Радоновые воды имеют локальное распространение. Они приурочены к интрузивным породам кислого состава — гранитам Макинского, Зерендинского, Боровского и других массивов. Наиболее полно изучены Куинские источники, приуроченные к одноименному гранитному массиву. Воды имеют сложный анионный и катионный состав с общей минерализацией 0,3—0,6 г/л и содержанием радона от 60 до 400 эман.

Известно значительное количество месторождений лечебных грязей, к которым относятся сероводородные грязи, формирующиеся в соленых водоемах с общей минерализацией озерных вод от 20 г/л (оз. Соленое) до 400 г/л (оз. Аксуат) и сапропелевые грязи, встречающиеся в ряде пресных глубоководных водоемов, расположенных близ Боровского, Зерендинского, Баян-Аульского и других интрузивных массивов.

Проявления термальных вод встречаются редко Вблизи оз. Томсор в небольшом по дебиту источнике температура воды составляет 34,6° С, минерализация 53,8 г/л, состав хлоридно-натриево-магниевый. По составу растворенных газов воды азотно-углекислые. Воды с повышенной температурой вскрываются горными выработками на рудниках Бестобе. Отмечаются также родники с повышенной температурой воды восточнее Баян-Аульских гор. В отдаленных родниках температура воды превышает среднюю годовую температуру воздуха этих мест на 5—10° С.

Глава 9

САЯНО-АЛТАЙСКО-ЕНИСЕЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (IX)

Физико-географические и геолого-структурные условия

Саяно-Алтайско-Енисейская палеозойская гидрогеологическая складчатая область объединяет горные сооружения Енисейского кряжа, Восточного и Западного Саяна, Восточного и Западного Танну-Ола, нагорья: Восточно-Тувинское и Сангилен, хребты Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Рудного, Южного и Горного Алтая, Калбы, Салаира, Колывань-Томскую складчатую зону, а также межгорные впадины Тувинские, Минусинские, Кузнецкую, Рыбинскую и другие меньшего размера. Она граничит на западе и юго-западе с Центрально-Казахстанской и Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирской палеозойскими гидрогеологическими складчатыми областями, на севере и северо-западе — с Западно-Сибирской платформенной артезианской областью; на северо-востоке и востоке — с Восточно-Сибирской платформенной артезианской областью; на крайнем юго-востоке — с Восточно-Сибирской палеозойской гидрогеологической складчатой областью. На юге она оконтуривается государственной границей с Китайской и Монгольской народными республиками

Большая часть области занята средне- и высокогорными системами — Калбы, Алтая (Горного, Рудного, Южного), Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна, Западного и Восточного Танну-Ола, нагорьями Восточно-Тувинским и Сангилен, — где превышения водоразделов над речными долинами достигают 1000—1400 м и более. В пределах этих систем преобладает среднегорный тип рельефа с абсолютными высотами 1000—2000 м. Только в осевых частях хребтов развиты участки высокогорного рельефа с альпийскими формами, со следами древнего оледенения и современным оледенением.

Более широко высокогорный рельеф развит на юге, особенно на Алтае (хребты Кутунский, Чуйский, Чихачева и др.), где наблюдаются наибольшие высоты (Катунский хребет, гора Белуха, 4620 м абс. высоты) и максимально развиты ледники, половина которых расположена в пределах Катунского хребта. Кроме Алтая, ледники имеются также в пределах Восточного Саяна.

В западном, северо-западном и северном направлениях отмечается общее снижение поверхности хребтов до 500—1000 м и менее. На западе горы (Калбинские) переходят в мелкосопочник. В расположенном на северо-западе Салаирском кряже высоты колеблются от 400 до 470 м и лишь на севере достигают 600 м. Еще более низкой, слабо выраженной в рельефе (абсолютные отметки не превышают 300 м) является Томь-Колыванская зона.

На Енисейском кряже (типичном низкогорье с участками среднегорья) наиболее повышена (1000—1100 м абс. высоты) и расчленена

(превышения водоразделов над речными долинами достигают 600—750 м) северная его часть. В южном направлении поверхность кряжа понижается до 600—700 м над уровнем моря, а глубина вреза речных долин уменьшается до 300—350 м.

Межгорные впадины характеризуются равнинным, пологохолмистым, холмисто-увалистым, куэстовым, иногда довольно расчлененным рельефом (особенно в периферических частях впадин) с отдельными останцовыми, местами скалистыми возвышенностями. Наиболее пониженные центральные части впадин располагаются на различных высотах: 125—150 м (Рыбинская впадина), 200—300 м (Кузнецкая и Минусинские котловины), 500—800 м (Тувинские впадины). Глубины эрозионного вреза рек в пределах впадин колеблются от 30—80 до 150—250 м и более. В формировании современного рельефа области главная роль принадлежит неотектоническим движениям, проявившимся особенно интенсивно в ее южной части. Поднятие горных сооружений и относительное опускание впадин способствовали активному развитию карста в горных районах, на территориях распространения карстующихся преимущественно карбонатных пород на Енисейском кряже, Западном и Восточном Саяне, Кузнецком Алатау, Горном Алтае и т. д. Здесь широко развиты карстовые формы рельефа, создающие благоприятные условия для питания подземных вод. В межгорных впадинах они весьма редки и выражены единичными воронками (Северо- и Южно-Минусинская впадины).

Следствием новейших тектонических движений является широкое развитие тектонических форм рельефа, смещений (до сотен метров) осевых частей хребтов, антецендентный характер многих долин и т. д. С продолжением этих движений связано формирование обвальных и осыпных накоплений на крутых склонах долин.

Гидрографическая сеть представлена в западной части притоками р. Оби (реками Иртыш, Чарыш, Катунь, Бия, Томь и др.) в восточной — притоками р. Енисея (реками Абакан, Верхний Енисей, Чулым, Кан и др.). Горные районы характеризуются хорошо развитой гидрографической сетью, густота которой, как правило, возрастает с высотой и достигает 0,7 км/км^2 в возвышенных и сильно увлажненных районах. В межгорных впадинах она снижается до 0,1 км/км^2 и менее. Особенно бедны поверхностными водами степные засушливые пространства Минусинских, Тувинских и Убсунур-Тесхемской впадин. Широкое развитие здесь получили соленые и рассольные озера (Тагарское, Бейское, Варче, Хак, Убсу-Нур и др.).

Режим большинства рек обусловлен снеговым питанием; только у некоторых рек юго-восточной части района преобладающую роль в питании играют дожди, а в верховьях рек, берущих начало из ледников, — воды, образующиеся при их таянии.

Климат резко континентальный, с большими амплитудами колебаний сезонных (до 90—94° С), месячных и суточных температур. Отчетливо выражена вертикальная, а также горизонтальная (в котлованах) климатическая зональность. Среднегодовая температура воздуха понижается по направлению к высокогорным районам, где она достигает минус 5—6° С, что вызывает образование многолетней мерзлоты мощностью до 25—40 м, а в Восточном Саяне — до 140 м и более. Самым холодным месяцем является январь, в течение которого средняя температура воздуха колеблется от минус 16—20° С на большей части территории (в горных областях) до минус 30—32° С в районе Тувинских впадин. Самый жаркий месяц — июль, средняя температура воздуха изменяется от 8—10° С в горных районах до 16—18° С в межгорных котловинах. Количество атмосферных осадков, тесно связанное с распреде-

лением абсолютных высот и экспозицией склонов, возрастает по мере приближения к высокогорным районам до 1000—1600 мм и более в год (рис. 81). Наибольшее количество осадков выпадает на наветренных западных склонах передовых хребтов Рудного Алтая, первыми перехватывающих влагу западных воздушных течений. В пределах Ивановского хребта (высотой до 2800 м), в верховьях р. Громатухи, выпадает максимальное не только для рассматриваемой области, но и для



Рис. 81. Схематическая карта распределения годовых осадков (по материалам «Климатического атласа СССР», 1960) и среднегодового стока рек (К. П. Воскресенский, 1962 г.).

1 — изолинии годового количества осадков (в мм); *2* — изолинии модулей среднего годового стока рек (в л/с с 1 км²); *3* — граница Саяно-Алтайско-Енисейской гидрогеологической области

всей азиатской части СССР количество осадков (максимум 2100 мм при норме 1500—1800 мм). В межгорных впадинах количество осадков уменьшается. Наибольшая величина осадков отмечается в Рыбинской (до 600 мм) и Кузнецкой (340 мм у подножий Салаира, 365—585 мм в центре и до 1300 мм в предгорьях Кузнецкого Алатау) впадинах, наименьшая — в Убсунур-Тесхемской и центральных частях степных засушливых районов Минусинских и Тувинских впадин (до 150—310 мм).

В пределах большей части территории, занятой горными сооружениями, осадки значительно превышают испарение, величина которого с высотой уменьшается от 300 до 100 мм в год.

В центральных засушливых частях Минусинских, Тувинских и Убсунур-Тесхемской впадин наблюдается обратная картина: испарение значительно превышает осадки. Большая часть осадков расходуется на поверхностный сток, распределение которого, как и осадков, в значительной степени определяется рельефом (см. рис. 81). Наиболее водо-

обильны горные реки, стекающие с богатых осадками склонов Кузнецкого Алатау, Алтая, особенно Рудного, и Саян. Максимум среднегодового стока наблюдается в верховьях р Громатухи (до 60 л/с с 1 км²) и верховьях р. Томи (до 50 л/с с 1 км²), минимум (4—2 л/с с 1 км² и менее) — в межгорных впадинах

Значительную часть (10—40%) речного стока составляют подземные воды Наибольшее участие подземных вод в стоке рек (30—40%)

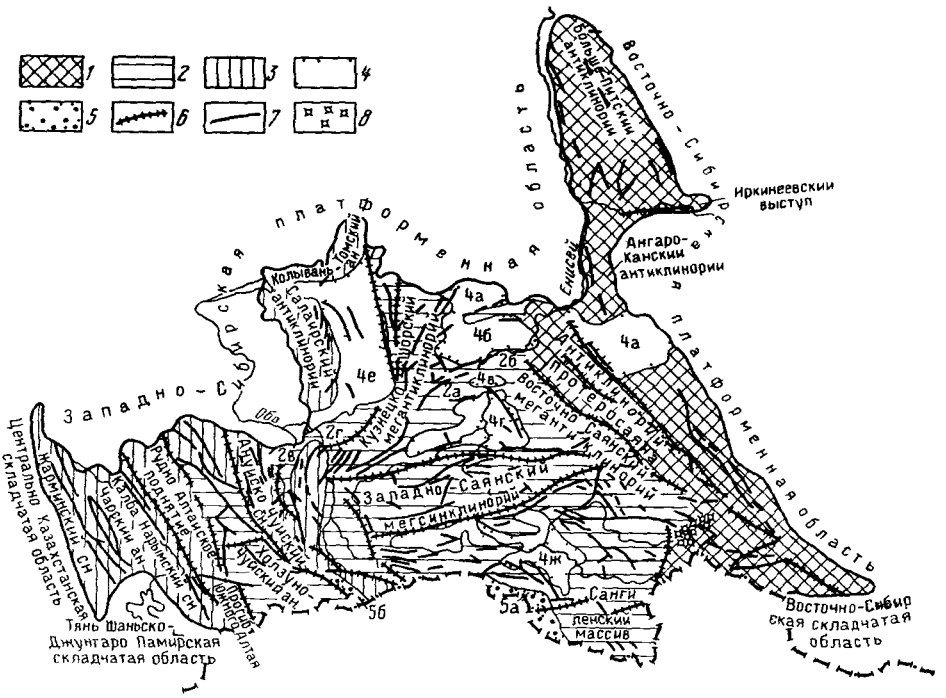


Рис 82 Тектоническая схема Саяно-Алтайско-Енисейской гидрогеологической области (по Тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000, 1966, и данным Э. Н. Янова и др.)

1—3 — складчатые сооружения преимущественно (*1* — байкальского орогенеза *2* — каледонского орогенеза, *3* — герцинского орогенеза), *4* — средне и верхнепалеозойские межгорные впадины и прогибы (впадины *4а* — Назаровская *4б* — Чебаково Балахтинская *4в* — Сыдо Ербинская, *4г* — Южно Минусинская *4д* — Рыбинская прогибы *4е* — Кузнецкий, *4ж* — Ту винский) *5* — кайнозойские впадины (*5а* — Убсунур Тесхемская, *5б* — Чуйская) *6* — главнейшие глубинные разломы *7* — региональные разломы *8* — потухшие вулканы *Структуры показанные на схеме цифрами* (*2а* — Батеневское поднятие *2б* — Белыкское поднятие *2в* — Катунский антиклинорий *2г* — Бийский антиклинорий) *Принятые сокращения* (ан — антиклинорий сн — синклинории)

отмечается в Рудном Алтае, Западном и Восточном Саянах В межгорных впадинах коэффициент подземного питания рек снижается до 10—20%

Таким образом, на территории Саяно-Алтайско-Енисейской области наблюдается довольно четкая закономерная картина изменения климатических и гидрографических условий в направлении от высокогорий и среднегорий к относительно равнинным межгорным впадинам.

Геологическое строение В пределах описываемой области располагаются сооружения байкальского, каледонского и герцинского орогенеза (рис 82)

Байкальскими складчатыми сооружениями являются Енисейский кряж и северо-восточный склон Восточного Саяна Енисейский кряж представляет собой сложный мегантиклинорий, состоящий из Ангаро-Канского антиклинория (к югу от р Ангары) и структур Заангарья (к северу от р Ангары) Ангаро-Канский антиклинорий сложен сильно-

метаморфизованными и дислоцированными кристаллическими сланцами и гнейсами архея. Меньшее развитие имеют также сильнометаморфизованные терригенные, реже карбонатные отложения верхнего протерозоя. Породы архея и верхнего протерозоя прорваны гранитоидами.

Главными структурами Заангарья являются Ангаро-Питский синклинорий, Иркинеевский выступ и Больше-Питский антиклинорий. Эти структуры сложены терригенными и карбонатными породами верхнего (Ангаро-Питский синклинорий и Иркинеевский выступ) и верхнего и среднего (*Больше-Питский антиклинорий*) протерозоя. В пределах Больше-Питского антиклинория, по сравнению с Ангаро-Питским синклинорием и Иркинеевским выступом, наблюдается большая дислоцированность и метаморфизация слагающих его пород, прорванных многочисленными интрузиями гранитоидов.

Непосредственным продолжением Енисейского мегантиклинория является северо-восточный склон Восточного Саяна, называемый часто Главным антиклинорием Восточного Саяна или протеро-Саяном. Слагающие его архейские и протерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты, мигматиты, амфиболиты, кварциты, мраморы, доломиты глубоко метаморфизованы и интенсивно дислоцированы.

На байкальском фундаменте наблюдаются в большинстве случаев небольшие межгорные впадины, заложившиеся и сформировавшиеся в различное время. На северо-востоке кряжа находится Чингасан-Енашиминская впадина, выполненная терригенными отложениями верхнего протерозоя — нижнего кембрия, местами перекрытыми терригенно-карбонатными породами палеозоя. По периферии северной части Енисейского мегантиклинория развиты синклинали и грабены (*Жадугинская синклиналь, Вороговский, Нижне-Сурнихинский, Ярцевский и Киликейский грабены*), сложенные относительно слабо метаморфизованными и сравнительно слабо дислоцированными терригенными и карбонатными отложениями кембрия, в Жадугинской синклинали соленосными мощностью до 2500 м. В западной и центральной частях этого мегантиклинория расположены небольшие впадины: Казачинская, Зыряно-Рудиковская, Бельско-Рыбинская. Первые две впадины заложились в палеозое и продолжали развиваться в мезозое и кайнозое. Казачинская впадина выполнена третичными песками и галечниками мощностью до 100 м и более, залегающими местами на фундаменте, а иногда (в грабенах) на мезозойских и верхнепалеозойских терригенно-карбонатных породах мощностью до 600 м и более. Зыряно-Рудиковская впадина в верхней части выполнена терригенными мезо-кайнозойскими отложениями мощностью до 400—500 м. Бельско-Рыбинская кайнозойская впадина сложена глинами, алевролитами, углями третичного возраста мощностью до 120 м.

Каледонские складчатые сооружения занимают преобладающую часть рассматриваемой территории. Они образуют ряд сложных мегантиклинориев и мегасинклинориев, соответствующих примерно современным горным системам (Янов, 1966). Сложены эти сооружения метаморфизованными терригенно-сланцевыми, вулканогенно-терригенно-сланцевыми, реже карбонатными комплексами пород от архея — протерозоя до верхнего кембрия Породы преимущественно карбонатного состава мощностью до 3—7 км развиты в Катунском антиклинории, Бийском горсте, в Батеневско-Белыкской зоне поднятий, в центральных частях Кузнецкого Алатау (по р. Мрас-Су), в Горной Шории, а также локально развиты и в других местах.

Значительная площадь занята разновозрастными интрузиями различного состава; наиболее широко развиты гранитоиды.

Отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика (мощностью до 5—8 км) имеют флишоидный песчано-сланцевый состав. Средне- и верхнеордовикские отложения представлены песчано-алевролитовыми породами. Они перекрываются толщами силура, содержащими кроме терригенных, также и карбонатные слои. Мощность ордовика (среднего и верхнего) и силура достигает 6 км.

Преимущественно каледонские горные складчатые сооружения разделяются средне- и верхнепалеозойскими межгорными впадинами: Ми-

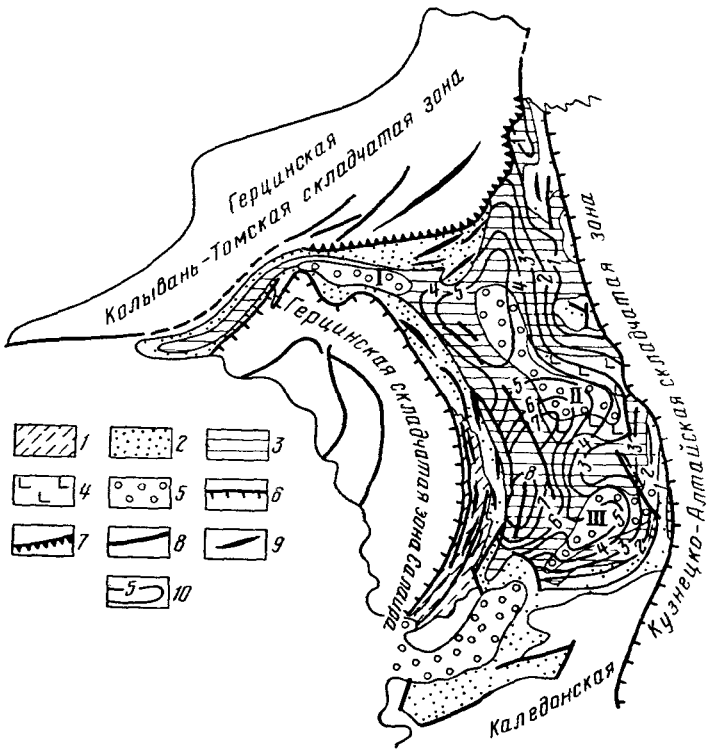


Рис. 83. Тектоническая схема Кузнецкого прогиба (по Н. С. Зайцеву, 1963 г., с упрощениями)

1—3 — породы, выполняющие прогиб (*1* — ордовикские и силурийские, *2* — девонские и нижнекарбоновые, *3* — среднекарбоновые — пермские); *4—5* — породы, выполняющие новообразованные структуры (*4* — триасовые, *5* — юрские и более молодые); *6* — зоны глубинных разломов; *7* — надвиги; *8* — взбросы и сбросы; *9* — антиклинали; *10* — изопахиты до подошвы девона, км, *I—III* — новообразованные структуры (*I* — Доронинская, *II* — Чусовитино-Бунгаранская, *III* — Подобасско-Тутуясская)

нусинскими, Рыбинской, Кузнецкой, Тувинскими и другими более мелкими. По времени своего заложения, составу слагающих формаций и внутренней тектонике эти впадины довольно близки между собой. Кузнецкая и Тувинские впадины, представляющие унаследованные прогибы (Н. С. Зайцев, 1963, 1966 гг.), заложились в ордовике, а Минусинские и Рыбинская — в девоне.

Глубины залегания складчато-глыбового фундамента в рассматриваемых впадинах различны (рис. 83, 84). Наибольшие глубины наблюдаются в Кузнецкой и Южно-Минусинской впадинах. Еще большую глубину, по-видимому, имеет слабо изученный Тувинский прогиб, где только отложения девона имеют мощность до 10 км. Этот очень сложный прогиб разделен Центрально-Тувинским поднятием, в пределах которого фундамент выведен на поверхность, на две крупные впадины: более глубокую Хемчикскую (на западе) и Улугхемскую (на востоке).

К северу от последней в пределах Тувинского прогиба располагается небольшая Турано-Уюкская впадина

Отложения ордовика и силура имеют мощность 1—2 км в Кузнецкой впадине и до 9 км в Тувинской, представлены они толщей сильно уплотненных терригенных пород с прослоями карбонатов, реже эффузивов * В основании девонских отложений в Минусинских, Тувинской, на востоке Кузнецкой и на юго-западе Рыбинской впадин развит эффузивно-терригенный комплекс (преимущественно эффузивы) мощностью

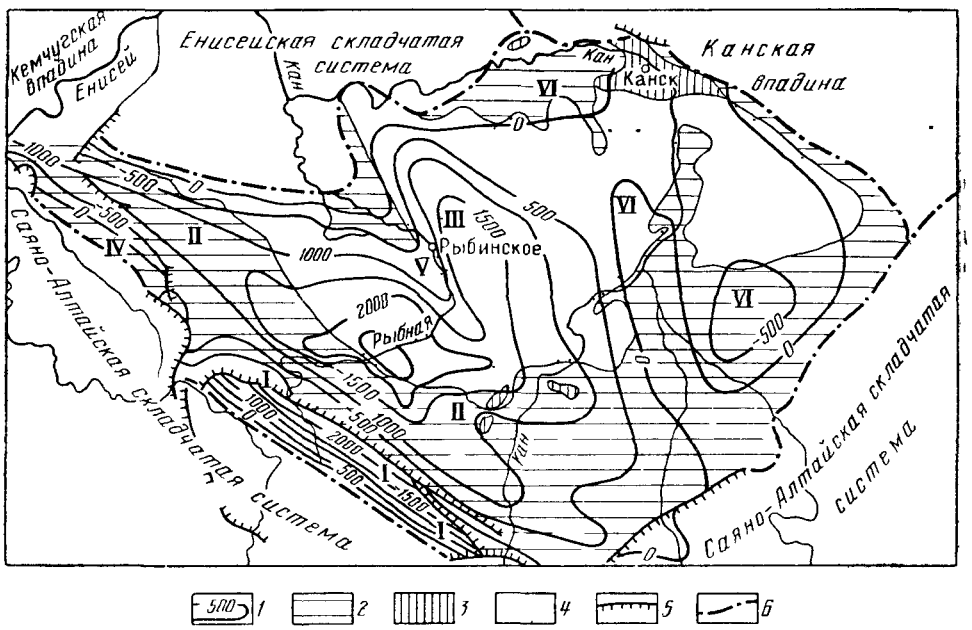


Рис 84 Тектоническая схема Рыбинской впадины (по Э Н Янову, 1957 г, с упрощениями).

1 — стратоизогипсы по кровле девонского фундамента (абс отм в м), *2—4* — отложения, заполняющие впадины (*2* — девонские, *3* — каменноугольные, *4* — юрские), *5* — тектонические нарушения, *6* — граница Рыбинской впадины

Прогибы фундамента (I — Саяно Партизанский, II — Балейский, III — Бородинский) *Поднятия фундамента* (IV — Кияй Арбайское, V — Уярское, VI — Канское)

1—4 км (нижний и средний девон). Выше залегают красноцветные, сильно уплотненные терригенные, фациально невыдержанные толщи среднего и верхнего девона Им подчинены отдельные пачки сероцветных известняково-мергелистых пород, реже эффузивов

В Минусинских впадинах наибольшее значение карбонатные слои имеют в живетском ярусе (особенно в бейской свите) На западе Кузнецкой впадины почти весь девон представлен карбонатными породами Для Тувинского прогиба и Минусинских впадин характерно наличие в породах среднего девона галогенных отложений, каменной соли (на крайнем юго-западе Тувинского прогиба, где изученная мощность соленосных отложений достигает 730 м) и пластов гипса мощностью до 2—3 м (в Южно-Минусинской и Чебаково-Балахтинской впадинах)

Максимальные мощности девонских отложении наблюдаются во впадинах Тувинской (до 10 км), Южно-Минусинской и на западе Куз-

* Возраст фундамента Кузнецкой впадины дискуссионен М А Гатальский и др относят к нему отложения ордовика и силура, а М А Кузиецова («Гидрогеология СССР», г XVII) — также отложеиия девона и неугленосного карбона

нецкой (до 7 км); минимальные — Чебаково-Балахтинской (до 2,5 км) и Рыбинской (до 3,5 км).

В центральных частях Минусинских впадин, на юго-востоке Тувинской и крайне небольшой площади Рыбинской впадины развиты туфогенно-терригенные, редко карбонатные отложения нижнего карбона (мощность до 1 км в Минусинских впадинах), сменяющиеся терригенно-угленосными отложениями пермо-карбона (мощность до 2 км в Минусинских впадинах). В Тувинской впадине мощность карбона достигает 1,5 км, а в Рыбинской — всего 140 м.

В Кузнецкой впадине в отличие от всех рассматриваемых впадин отложения карбона и перми развиты наиболее широко и характеризуются максимальной мощностью (5—9 км). Представлены они в основном терригенно-угленосной толщей пермо-карбона с большим числом угольных пластов, подстилаемой морскими карбонатными и терригенными породами нижнего карбона мощностью не более 1 км.

Центральные части Чебаково-Балахтинской, Назаровской, Рыбинской, Тувинской (Кызыльская мульда) и Кузнецкой (Доронинская, Чусовитно-Бунгарапская и Подобасско-Тутуясская мульды) впадин выполнены сцементированными (в Кызыльской мульде более уплотненными) терригенными угленосными отложениями юры мощностью до 500—1500 м. В Кузнецкой впадине (Чусовитино-Бунгарапской мульде) развиты также терригенные, в нижней части туфогенные породы триаса, содержащие силлы базальта. Весьма ограниченное распространение (в Назаровской, Чебаково-Балахтинской и Кузнецкой впадинах) имеют песчано-глинистые меловые отложения небольшой мощности (до 200 м).

Складчато-глыбовая структура фундамента межгорных впадин нашла отражение в образовании большинства антиклинальных и синклинальных структур различной морфологии внутри этих впадин. Интенсивность дислокаций возрастает по направлению к периферии впадин и к зонам крупных разломов внутри последних. Максимальные дислоцированность и уплотненность наблюдаются для палеозойских отложений, особенно в Кузнецкой впадине, где в Присалаирской и Притомьколыванской зонах развита мелкая линейная складчатость.

Кроме рассмотренных средне- и верхнепалеозойских впадин к югу от каледонид Танну-Ола и нагорья Сангилен располагается слабо изученная Убсунур-Тесхемская неотектоническая кайнозойская впадина, попадающая на территорию СССР своей крайней северо-восточной частью. Основная часть впадины находится на территории Монгольской Народной Республики.

Впадина с поверхности выполнена четвертичными отложениями мощностью до 100 м (возможно, и более). Среди этих отложений в северной предгорной части широко развиты породы конусов выносов и предгорных шлейфов, сменяющихся к югу аллювиальными отложениями шлейфов.

На юго-востоке рассматриваемой части впадины под четвертичными отложениями скважинами вскрыты граниты силурийского возраста.

Герцинские складчатые сооружения располагаются на западе и северо-западе рассматриваемой области. Типичными герцинидами являются Рудно-Алтайское поднятие, прогиб Южного Алтая, Калба-Нарымский и Жарминский синклинории и разделяющий их Чарский антиклинорий. Преобладающее развитие на их территории имеют осадочно-эффузивные толщи девона и карбона, иногда перми. Среди осадочных метаморфизованных отложений преобладают терригенные формации: черносланцевые аспидные и флишоидные. Карбонатные породы развиты локально.

Значительные площади в пределах вышеназванных структур, особенно в Рудном Алтае (не менее 40—50% его территории) и северо-восточной части Калба-Нарымского синклинория, заняты интрузивными породами, в основном гранитами и гранитоидами. Локальное развитие имеют здесь сильнометаморфизованные терригенные отложения кембрия и ордовика.

Несколько обособленное положение в системе герцинид занимают Ануйско-Чуйский синклинорий мегасинклинория Горного Алтая, Уйменско-Лебедской синклинорий, Салаирский и Колывань-Томский антиклинории. Эти структуры по своим формациям и строению несут на себе черты, характерные как для герцинид, так и для каледонид. В их пределах наряду с магматическими и осадочными отложениями девона и карбона широко развиты (за исключением Колывань-Томского антиклинория) сильнометаморфизованные осадочные, эффузивные и в меньшей степени интрузивные толщи кембрия, ордовика и силура.

В зоне герцинских складчатых сооружений располагается ряд небольших межгорных впадин кайнозойского заложения (Лениногорская, Бобровская, Нарымо-Бухтарминская и др.). Они выполнены рыхлыми неогеновыми (иногда палеогеновыми) и четвертичными отложениями суммарной мощностью, редко превышающей 200—400 м (Нехорошев, 1966). Четвертичные отложения различного генезиса (аллювиальные, делювиальные, ледниковые и др.) помимо межгорных впадин широко развиты по долинам рек, пологим водоразделам, склонам и подошвам гор всей Саяно-Алтайско-Енисейской складчатой области. Мощность их обычно небольшая (до 15—40 м) и только в наиболее глубоких долинах рек (Иртыша, Енисея и др.) и кайнозойских впадинах достигает 100—190 м.

В формировании структур описываемой области главнейшую роль играли глубинные разломы большой протяженности (до 500—1000 км и более) и амплитуды. Они отделяют рассматриваемую область от соседних районов и разделяют крупные структуры внутри области. Так, северо-западной ее границей является Калба-Чингизский разлом; разломы разделяют структуры Алтая от Западно-Сибирской плиты; Рудно-Алтайское поднятие отделяется от Калба-Нарымского синклинория Иртышским, а от Горного Алтая — Северо-Восточным разломами и т. д.

С глубинными разломами генетически связаны зоны смятия шириной до 15—25 км. Преобладающее число разломов имеет северо-западное направление. Они обычно наиболее древние и «долгоживущие». Перемещения по ним наблюдались в течение всего палеозоя, а повторные неоднократные движения произошли в кайнозое. По некоторым разломам (Иртышскому разлому вдоль южного фаса Алтая и др.) подвижки происходят до настоящего времени, что подтверждается редкими слабыми землетрясениями, местной (вблизи зон тектонических нарушений) дислоцированностью палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Наряду с «омоложением» палеозойских разломов при неотектонических движениях произошло образование новых разломов преимущественно широтного направления.

Тектонические перемещения по новым и «омоложенным» разломам с амплитудой до 3—4 км сыграли решающую роль в создании современного среднегорного и высокогорного рельефа области. Минимальные перемещения (преимущественно до 1 км) наблюдаются лишь на территории Енисейского мегантиклинория. С разломами и сопровождающими их зонами смятия связано распределение интрузивных внедрений, эффузивных излияний, а также размещение рудных месторождений. Разломы обусловливают специфические условия формирования подземных вод.

Гидрогеологическое районирование. Водоносные комплексы и зоны трещиноватости. Зональность подземных вод

В соответствии с различным возрастом складчатости выделяются три сложных гидрогеологических района первого порядка (рис. 85), каждый из которых состоит из артезианских и адартезианских бассейнов, а также бассейнов трещинных вод.

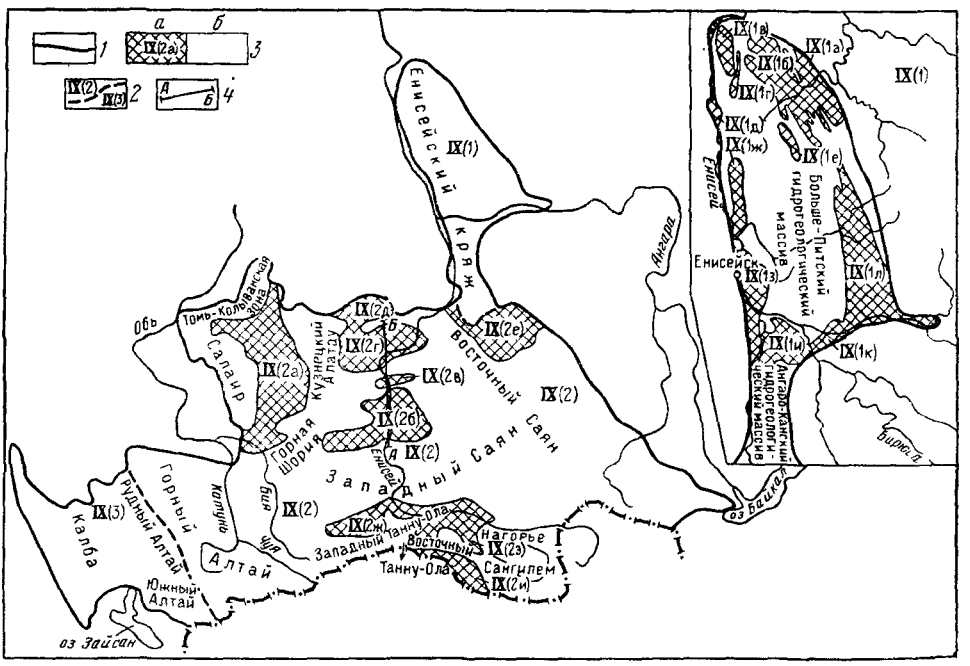


Рис. 85. Схема гидрогеологического районирования

1 — граница Саяно-Алтайско-Енисейской области (IX); *2* — граница и номер гидрогеологических районов первого порядка, *3* — гидрогеологические районы второго порядка (*а* — артезианские и адартезианские бассейны и их номера; *б* — бассейны трещинных вод); *4* — линия гидрогеологического профиля (см. рис. 86)

Гидрогеологические районы первого порядка: IX(1) — Енисейский, IX(2) — Саяно-Алтайский, IX(3) — Жармнисko-Рудио-Алтайский. *Артезианские бассейны* (малые межгорные бассейны района IX(3) на схеме не показаны): IX(1а) — Жадугинский, IX(1б) — Чингасан-Еиашиминский, IX(1в) — Вороговский, IX(1г) — Нижне-Сурнихиинский, IX(1д) — Ярцевский, IX(1ж) — Киликейский, IX(1з) — Зыряно-Рудиковский, IX(1и) — Казачинский, IX(1к) — Бельско-Рыбинский, IX(2д) — Назаровский, IX(2е) — Рыбинский, IX(2и) — Убсунур-Тесхемский (северо-восточная часть).

Адартезианские бассейны: IX(1е) — Курепо-Еиашимнискнй; IX(1л) — Ангаро-Питский; IX(2а) — Кузнецкий; группа Минусинских бассейнов: IX(2б) — Южно-Минусинский, IX(2в) — Сыдо-Ербинский, IX(2г) — Чебаково-Балахтинскнй; группа Тувинских бассейнов: IX(2ж) — Хемчикский, IX(2з) — Улугхемский.

Енисейский гидрогеологический район, располагающийся в пределах низкогорного Енисейского кряжа, дренируемого р. Енисеем, является наиболее древним (байкальским) складчатым сооружением, испытавшим наименьшее по сравнению с остальной территорией «подновление» неотектоническими движениями. Он состоит из бассейнов трещинных вод — Ангаро-Канского и Больше-Питского, адартезианских бассейнов — Ангаро-Питского и Курепо-Енашиминского, а также артезианских бассейнов — Жадугинского, Нижне-Сурнихинского, Ярцевского, Киликейского, Зыряно-Рудиковского, Казачинского и Бельско-Рыбинского, приуроченных к одноименным впадинам.

Артезианские и адартезианские бассейны изучены недостаточно и только до глубины 200, иногда 500 м, где они содержат пресные воды.

В самой верхней части осадочного чехла воды грунтовые, глубина залегания их колеблется от 0,2—1 м (на пойме и I надпойменной террасе) до 30—50 м (на водоразделах). Ниже местных базисов эрозии развиты напорные воды.

Зыряно-Рудиковский, Бельско-Рыбинский и Казачинский артезианские бассейны, выполненные верхнепалеозойскими и мезо-кайнозойскими слабо уплотненными породами мощностью до 200—600 м и более, содержат порово-пластовые и трещинно-пластовые воды.

В Жадугинском, Чингасан-Енашиминском, Вороговском, Нижне-Сурнихинском, Ярцевском и Киликейском артезианских бассейнах, сложенных в основном палеозойскими породами мощностью до 2500 м, заключены трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды.

В адартезианских бассейнах Ангаро-Питском, выполненном терригенно-карбонатными относительно слабо дислоцированными породами верхнего протерозоя, и Курепо-Енашиминском, сложенном терригенно-карбонатными породами верхнего протерозоя и нижнего кембрия, содержатся трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-пластовые воды.

В геологическом разрезе бассейнов выделяются следующие водоносные комплексы, охарактеризованные ниже.

Водоносный комплекс четвертичных отложений (аллювиальных и др.) мощностью до 20 м имеет ограниченное распространение. Песчано-галечниковые аллювиальные отложения водообильны. Наиболее обводнен песчано-галечниковый аллювий рек Енисея и Ангары — дебит скважин от 1 до 10 л/с при понижении уровня 1,0—2,2 м; дебит многих родников достигает 10—20 л/с. Менее обводнены аллювиальные отложения мелких рек — дебит скважин колеблется от 0,2 до 1,2 л/с при понижении уровня 2—3 м. Воды грунтовые, иногда с небольшим (до 5—6 м) местным напором.

Водоносный комплекс рыхлых и слабо сцементированных терригенных мезозойских (юрских) и кайнозойских (палеоген-неогеновых) пород развит в Зыряно-Рудиковском, Казачинском и Бельско-Рыбинском артезианских бассейнах. Обводненность пород (песчаников, песков, алевролитов, бурых углей) различная — дебит скважин от 0,1 до 1,0 л/с при понижении уровня 1—20 м; дебиты родников от 0,1 до 1,3 л/с. Бо́льшей водообильностью выделяются песчаники. Ниже местного базиса эрозии в бассейнах развиты напорные воды (величина напора до 100—130 м и более). В отложениях юры (бассейн р. Погромной) встречаются самоизливающие скважины с высотой фонтана до 10 м над устьем скважины и дебитом, достигающим 10—80 л/с.

Водоносный комплекс сравнительно слабо метаморфизованных терригенных и карбонатных верхнепротерозойских и палеозойских пород распространен в бассейнах: Курепо-Енашиминском, Ангаро-Питском, Киликейском, Жадугинским, Чингасан-Енашиминском, Вороговском, Нижне-Сурнихинском, Ярцевском. Обводненность пород разнообразная. Дебит родников колеблется от 0,1 до 50—100 л/с и более. Наиболее водообильны (дебит родников десятки литров в секунду) трещиноватые закарстованные известняки. Глубже местного базиса эрозии развиты напорные воды — величина напора в глубоких горизонтах (на глубине 520 м) достигает 460 м (скважина в Ангаро-Питском бассейне, р. Прямая). Скважины нередко фонтанируют — их дебит при самоизливе колеблется от 0,5 до 3—4 л/с. Обводненность терригенно-карбонатных верхнепалеозойских (верхний девон — нижний карбон) пород в Казачинском бассейне характеризуется дебитом скважин от 0,2 до 1,2 л/с при понижении уровня 0,9—29 м.

В пределах Ангаро-Канского и Больше-Питского бассейнов трещинных вод наиболее развиты трещинные, трещинно-жильные и трещинно-

карстовые грунтовые воды, приуроченные к водоносным зонам региональной и локальной трещиноватости. Зеркало грунтовых вод располагается на глубинах от 0,5—1 м в речных долинах до 50 м и более на водоразделах. Мощность обводненной зоны обычно составляет 30—70 м, иногда до 100 м и более (в закарстованных карбонатных породах). Глубже зоны трещиноватости выветривания водоносность пород резко уменьшается. С тектоническими трещинами нередко связаны напорные, местами самоизливающиеся (с дебитом до 4 л/с) воды.

В разрезе бассейнов трещинных вод выделяются: ,

Водоносный комплекс четвертичных отложений (охарактеризован выше).

Водоносные зоны трещиноватости терригенных, реже карбонатных сильнометаморфизованных и метаморфических допалеозойских пород. Водоносными являются в различной степени трещиноватые гнейсы, кристаллические и глинистые сланцы, песчаники, мраморизованные известняки. Глубина распространения зоны открытой трещиноватости в гнейсах и кристаллических сланцах составляет 40—50 м, а в закарстованных известняках она увеличивается до 100—250 м. Обводненность пород различна. Большой водообильностью отличаются закарстованные известняки: дебит родников до 40—100 л/с и более. Терригенные породы (сланцы, песчаники и др.) менее обводнены: дебит скважин обычно небольшой — от сотых долей литра в секунду до 2 л/с при понижении уровня 2—15 м.

Водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород. Интрузивы представлены преимущественно гранитами, интенсивно трещиноватыми и обводненными обычно на глубину до 40—50 м. Большинство трещин заполнено суглинистым и щебнистым материалом. Дебиты родников, выходящих из гранитов, колеблются от 0,1 до 1—2 л/с, реже до 10—15 л/с.

Для всех рассмотренных выше типов водоносных пород характерно повышение их обводненности в зонах молодых тектонических нарушений. Обводненные разломы нередко фиксируются линейным выходом многодебитных родников. Так, например, по Вятскому надвигу отмечены восходящие родники с дебитом от 1 до 10—15 л/с. Основными областями питания подземных вод являются водораздельные участки, откуда поверхностный и подземный стоки направлены в сторону р. Енисея и его притоков.

В изученной верхней части гидрогеологического разреза распространены холодные (до 10° С) кислородно-азотные и кислородно-углекисло-азотные пресные (с минерализацией до 0,5—1,0 г/л) гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые воды. Наименее минерализованные, очень пресные, с минерализацией менее 0,1 г/л, воды приурочены к наиболее приподнятым участкам Енисейского кряжа. По мере движения подземных вод минерализация их повышается до 0,3—0,5 г/л, реже до 1 г/л. С увеличением глубины минерализация повышается. В межгорных артезианских бассейнах под пресными водами развиты, по-видимому, более минерализованные воды (Заварзин, 1964). Наиболее близкое к поверхности их залегание можно предполагать в Жадугинском артезианском бассейне, выполненном соленосными отложениями кембрия.

С массивами гранитов связаны минеральные радоновые воды. Среднее содержание радона составляет 40—70 эман. В отдельных высокорадоновых источниках оно достигает 600—800 эман.

Саяно-Алтайский гидрогеологический район занимает большую часть рассматриваемой области. Он включает бассейны трещинных вод, располагающиеся в среднегорных, на меньшей площади низкогорных и высокогорных сооружений в основном каледонской складчатости, не-

которых сооружений раннегерцинской складчатости (Салаир, Томь-Колыванская зона, часть Горного Алтая), а также межгорные артезианские (Назаровский, Рыбинский, Убсунур-Тесхемский) и адартезианские (Кузнецкий, Минусинские, Тувинские) бассейны, приуроченные к средне- и верхнепалеозойским впадинам.

Основными дренами являются р. Енисей и его притоки на востоке и верхнее течение р. Оби на западе. Небольшая южная часть территории района (крайняя северо-восточная часть Убсунур-Тесхемского артезианского бассейна, приуроченного к кайнозойской впадине того же названия, и примыкающие к нему части хребтов Танну-Ола и нагорья Сангилен) дренируется бессточными озерными котловинами, расположенными в Монгольской Народной Республике. Следует отметить, что Убсунур-Тесхемский, почти не изученный, артезианский бассейн отнесен к Саяно-Алтайскому району довольно условно. Гидрогеологические условия этого бассейна, судя по его бессточности и геологическому строению, по-видимому, значительно ближе к гидрогеологическим условиям бессточных кайнозойских бассейнов Больших озер, расположенных в Монголии, чем к гидрогеологическим условиям артезианских бассейнов, приуроченных к средне- и верхнепалеозойским впадинам. В пределах горных сооружений рассматриваемого района имеется также ряд небольших артезианских бассейнов, по существу не изученных (Чуйский, Тоджинский, Усинский и др.).

Кузнецкий адартезианский бассейн. В геологическом разрезе бассейна выделяются следующие водоносные комплексы, охарактеризованные ниже.

Водоносный комплекс четвертичных отложений (аллювиальных и др.). Наиболее водообильны четвертичные аллювиальные песчано-галечниковые отложения (мощностью до 16 м) долин крупных рек — Томи, Кондомы и др. Удельные дебиты скважин составляют 0,2—15 л/с; коэффициенты фильтрации 20—250 м/сут. Аллювий мелких речных долин и элювиально-делювиальные образования водоразделов и склонов обводнены слабо — удельные дебиты скважин не превышают 0,2 л/с. Воды четвертичных отложений грунтовые, иногда с местным напором.

Водоносный комплекс сцементированных терригенных угленосных отложений юры развит в Доронинской, Чусовитино-Бунгарапской и Подобасско-Тутуясской мульдах. Фациально невыдержанные породы комплекса весьма неравномерно обводнены, что в значительной мере связано с их неодинаковой пористостью и особенно трещиноватостью. Наибольшие трещиноватость и обводненность юрских пород наблюдаются до глубины 150—170 м, ниже они резко убывают. Более обводнены песчаники и конгломераты, особенно в долинах рек, где удельные дебиты скважин достигают 8—12 л/с в Чусовитино-Бунгарапской мульде (в составе юры преобладают песчаники и алевролиты) и 30—62 л/с в Подобасско-Тутуясской. Дебит многих скважин при самоизливе составляет 15—20 л/с, а в зонах тектонических нарушений увеличивается до 48 л/с. На водоразделах удельные дебиты скважин не превышают 0,5—1,3 л/с.

Водоносный комплекс терригенных, реже эффузивных пород триаса, развитый в Чусовитино-Бунгарапской мульде, обводнен неравномерно. Удельные расходы скважин изменяются от 0,005 до 5,5 л/с, родников — от тысячных долей до 0,5—1,5 л/с.

Водоносный комплекс верхнепалеозойских (верхняя пермь — средний карбон и верхи нижнего карбона) уплотненных пород составляет основную часть геологического разреза Кузнецкого бассейна. Он характеризуется ритмичным, но не выдержанным по простиранию и в разрезе

переслаиванием в различной степени трещиноватых и обводненных песчаников (19—63%), алевролитов (10—43%), аргиллитов (8—47%), конгломератов (1—2%) и каменных углей (1—5%). Относительно выдержанные и изолированные горизонты напорных, местами самоизливающихся, трещинно-пластовых вод наблюдаются в центральной и восточной частях бассейна. Они приурочены к мощным (до 50 м) пластам песчаников, залегающим среди глинистых пород. Для всех пород комплекса сравнительно высокая обводненность наблюдается до глубины 150—400 м, редко более. В этой части разреза наиболее водообильны песчаники центральной части бассейна, на участках их максимальной трещиноватости: в замках складок, флексурообразных перегибах слоев и зонах тектонических нарушений, особенно вблизи долин рек и логов. Удельные дебиты скважин на большей площади центральной части бассейна изменяется от 0,1 до 3,0 л/с, редко более, составляя в среднем 0,2—0,6 л/с. В окрестностях г. Кемерово, где песчаники (называемые красноярскими) составляют преобладающую часть комплекса, удельные дебиты скважин возрастают до 5 л/с, иногда 20 л/с (обычно 2—5 л/с). Повышенную водообильность (самоизливом до 17—46 л/с) имеют также песчаники верхневалахонской свиты на северо-востоке бассейна (Заломенская мульда). В краевых частях бассейна, особенно на западе, где породы наиболее уплотнены и дислоцированы, наблюдается весьма неравномерная и меньшая по сравнению с остальной территорией бассейна обводненность пород. Удельные дебиты скважин очень редко превышают 0,2—0,5 л/с. Основные запасы и ресурсы подземных вод в присалаирской части бассейна приурочены к выгоревшим участкам пластов угля, встречающимся местами до глубины 200—300 м. Об этом свидетельствуют значительные прорывы вод из «горельников» в шахты, которые обычно, вне зоны влияния поверхностных вод, обводнены незначительно. Обводненность средней и нижней частей комплекса практически не изучена. Имеющиеся единичные данные свидетельствуют о слабом водообилии пород в этих частях комплекса, что связано с большой их уплотненностью и малой скважностью. Более или менее значительную обводненность пород комплекса на больших глубинах можно ожидать в основном лишь в зонах тектонических нарушений.

Водоносный комплекс сильно уплотненных терригенно-карбонатных (местами эффузивных) девон-нижнекаменноугольных отложений в значительной части бассейна залегает на больших глубинах, что определяет его весьма слабую изученность. Имеются лишь весьма неполные единичные сведения о трещинно-пластовых и трещинно-карстовых напорных водах для верхней части комплекса (для пород девона и карбона) на северо-востоке бассейна (Невские, Ермаковская и Бердовская структуры). Обводненность пород рассматриваемого комплекса, так же как и пород ранее охарактеризованных комплексов, уменьшается с глубиной. В верхней части девон-нижнекаменноугольного комплекса до глубины 400 м дебиты скважин составляют 0,3—0,7 л/с, ниже они падают до 0,1—0,03 л/с и менее.

В верхней, небольшой по мощности, части рассмотренных водоносных комплексов коренных отложений развиты воды грунтовые или с местными напорами, сменяющиеся ниже эрозионных врезов рек напорными водами. Напоры вод с глубиной возрастают. В изученной части разреза они редко превышают 150 м.

В пределах Кузнецкого бассейна прослеживается вертикальная гидрохимическая зональность*. Верхняя гидрохимическая зона мощ-

* Зональность подземных вод дана в основном по диссертационной работе Г. М. Рогова, хотя автор относит к средней гидрохимической зоне воды с минерализацией 1—8 г/л.

ностью 50—300 м охватывает грунтовые и напорные воды зоны интенсивного водообмена, дренируемые гидрографической сетью бассейна. В этой зоне развиты пресные холодные гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевые, кальциево-натриевые и натриевые воды с кислородно-азотно-углекислыми газами атмосферного происхождения, иногда углекислотой биогенного происхождения. Исключение составляют сульфатные воды, иногда с повышенным содержанием хлора, и минерализацией до 2 г/л, встречающиеся на отдельных участках в Присалаирье. Для средней гидрохимической зоны (затрудненного водообмена) характерны холодные и теплые гидрокарбонатные натриевые, иногда сульфатные натриевые (в карбонатных породах девон-нижнекаменноугольного комплекса) воды с минерализацией до 10 г/л, преимущественно с метановыми (90—95%) газами. Кислород, азот, углекислота и сероводород имеют резко подчиненное значение. Подземные воды этой зоны содержат большое количество микрокомпонентов — свинец до 0,8 мг/л, серебро до 0,0015 мг/л, мышьяк до 2,0 мг/л, иод до 0,63 мг/л, бром до 10,8 мг/л, железо до 10 мг/л и др. Мощность зоны затрудненного водообмена колеблется от 100—150 м в закрытых слабо промываемых структурах до 1000—1500 м в относительно промытых структурах. Нижняя граница ее устанавливается условно по переходу гидрокарбонатных натриевых вод в соленые хлоридные натриевые с минерализацией от 10 до 35 г/л *. Воды такого состава, с температурой свыше 50—100° С **, развиты в нижней гидрохимической зоне — зоне весьма затрудненного водообмена. В верхней части этой зоны воды содержат биогенный метан, а на больших глубинах, особенно в восточной части бассейна, где наблюдаются максимальные величины геотермического градиента (3,0—4,3° С, на остальной территории бассейна 2,5—2,6° С), углекислоту термометаморфического происхождения. Зона весьма затрудненного водообмена имеет мощность, значительно превышающую мощность обеих верхних зон. Только в пределах верхнепалеозойского угленосного комплекса она имеет мощность до 6—8 км. В подземных водах этой зоны установлено повышенное содержание иода (до 21 мг/л), брома (до 43 мг/л), железа (до 15 мг/л), стронция (до 4,4 мг/л), мышьяка (более 2,0 мг/л), нафтеновых кислот (до 22,4 мг/л) и т. д.

В связи с различными геолого-структурными условиями разных участков впадины и неодинаковой их тектонической дислоцированностью границы между гидрохимическими, гидродинамическими и геотемпературными зонами проходят на разной глубине для различных участков. Наиболее близко к дневной поверхности воды зон затрудненного водообмена поднимаются на структурах, разбитых глубокими тектоническими нарушениями (Бердовская антиклиналь, Заломенская мульда и др.). Последние являются основными путями разгрузки глубоких подземных вод. К ним обычно приурочены и месторождения минеральных вод — углекислых (Терсинское)

$$CO_2\ 0{,}9—8{,}8\ M_{1{,}4-5{,}8}\frac{HCO_3\ 86—99}{(Na+K)\ 58—92\ Ca\ 6—23};$$

$$T\ 12—14;\quad FeO\ 54;\quad H_2SiO_3\ 54—90,$$

метановых (Уропское)

$$M_{9{,}2}\frac{HCO_3\ 86\ Cl\ 11\ CO_3\ 3}{(Na+K)\ 97};\quad T\ 22\ \text{и др.}$$

---

* Наиболее высокая минерализация подземных вод (32—35 г/л) отмечена на Абашевской площади (на глубине 2420—2502 м).

** Максимальная температура горных пород (+89,3° С) зафиксирована на Воскресенской площади на глубине 2720 м.

Питание подземных вод глубоких горизонтов происходит в основном в краевых частях бассейна, причем наиболее благоприятные условия для этого наблюдаются в восточной и юго-восточной частях бассейна. Этому способствуют значительная приподнятость этой части бассейна, относительно большое количество осадков при небольшом испарении, незначительная мощность рыхлых четвертичных отложений и залесенность местности.

Питание вод зоны интенсивного водообмена осуществляется на междуречных пространствах на всей территории бассейна; разгрузка — в речные долины.

Группа Минусинских бассейнов включает Южно-Минусинский, Сыдо-Ербинский и Чебаково-Балахтинский артезианские бассейны и Назаровский адартезианский бассейн. В разрезе этих бассейнов выделяются следующие водоносные комплексы.

Водоносный комплекс четвертичных отложений (аллювиальных и др.) сложен преимущественно рыхлыми песчано-галечниковыми отложениями речных долин и песчано-суглинистыми породами с примесью дресвы и щебня делювиального и пролювиального генезиса. Мощность обводненных пород обычно не превышает 6—10 м и только на участках, где современные речные долины вложены в древнеаллювиальные отложения, мощность увеличивается до 50—70 м. Обводнение пород комплекса различно. Песчано-галечниковые отложения, особенно в долинах крупных рек (Енисея, Абакана), обладают хорошими фильтрационными свойствами (коэффициент фильтрации достигает 50—140 м/сут). Дебит скважин из песчано-галечниковых отложений поймы и 1 надпойменной террасы колеблется от 1 до 20 л/с при понижении уровня 1—5 м; удельный дебит 1—5 л/с. В долине р. Чулыма дебит скважин при таких же понижениях составляет 0,5—1,5 л/с (удельный дебит 0,1—0,5 л/с).

Лёссовидные и песчано-суглинистые отложения, покрывающие междуречные пространства, слабоводоносны, особенно в засушливых степях Южно-Минусинского и Чебаково-Балахтинского бассейнов.

Водоносный комплекс рыхлых и слабо сцементированных терригенных отложений мезозоя (юра, мел) слагает верхние части разреза наиболее погруженных участков Чебаково-Балахтинского и Назаровского бассейнов. Скопления подземных вод в меловых отложениях, распространенных в Назаровском бассейне, незначительны. Более водообильны среди них песчаники — дебит скважин до 1—1,5 л/с. Наибольшие ресурсы подземных вод рассматриваемого комплекса сосредоточены в угленосных юрских отложениях, образующих систему взаимосвязанных водоносных горизонтов, приуроченных к песчаникам, пескам и углям.

Пьезометрический уровень устанавливается на глубинах до 15 м и ниже поверхности земли; иногда скважины фонтанируют. Дебит скважин изменяется от 0,1 до 5,0 л/с, а удельный дебит — от 0,03 до 1,0 л/с. Слабоводообильны глинистые пески — удельный дебит скважин менее 0,1 л/с. Наиболее обводнена верхняя часть юрских отложений на участках, сложенных углями и песчаниками, где удельный дебит скважин составляет 0,3—2,0 л/с.

Водоносный комплекс сцементированных терригенных угленосных пород верхнего палеозоя (средний карбон — пермь) развит ограниченно в ряде мульд Южно-Минусинского бассейна, а также в Чебаково-Балахтинском — в районе оз. Интиколь. С породами данного комплекса связаны трещинно-пластовые воды, залегающие на глубинах до 400 м и более. Величина напора вод достигает 100—150 м и более; местами скважины самоизливают. Обводненность пород обычно слабая — дебит скважин наиболее часто изменяется от 0,06 до 1,0 л/с, а удельный де-

бит — от 0,002 до 0,3 л/с, реже до 0,5 л/с. Наиболее водообильны трещиноватые породы верхней части разреза данного комплекса — удельный дебит скважин в отдельных случаях достигает 1,0—1,5 л/с (Черногорское месторождение).

Водоносные комплексы туфогенно-терригенных и карбонатных отложений нижнего карбона, а также терригенных, меньше карбонатных, иногда эффузивных пород девона наиболее широко распространены на территории Минусинских бассейнов. Водообилие пород определяется в значительной мере их пористостью и особенно трещиноватостью.

Открытая пористость пород девона, определенная по керну глубоких скважин, колеблется в пределах 0,30—5,43% (Романов, 1958). Трещиноватость этих отложений, по данным Гмид (1958), колеблется от 0,013 до 0,027%. Несколько большую трещиноватость имеют породы бейской (0,042%) и илеморовской (0,030%) свит. Исследованиями Т. В. Дорофеевой (1966 г.) в Южно-Минусинской впадине установлено, что наиболее интенсивной трещиноватостью обладают периклинали складок, затем крутые крылья, осложненные флексурами, и участки флексурообразных изгибов. Ею выявлены три региональные зоны трещиноватости, приуроченные к низам бейской и ойдановской свит и верхам илеморовской. Кроме этих регионально выдержанных зон интенсивной трещиноватости отмечены и локальные зоны. Данные Т. В. Дорофеевой опровергают существовавшее ранее представление о приуроченности зон максимальной трещиноватости к сводовым частям антиклинальных структур, где в основном и закладывались скважины.

Из пород комплекса наиболее обводнены песчаники, особенно трещиноватые, иногда закарстованные известняки (бейская свита) — удельный дебит скважин достигает 4—8 л/с; дебит скважин при самоизливе — 5—19 л/с; дебит родников — 30—70 л/с и более. Алевролиты и аргиллиты слабоводоносны. Водообильность пород заметно уменьшается с глубиной, что связано с уменьшением пористости и трещиноватости отложений. Многие из пробуренных в Южно-Минусинском бассейне роторных и крелиусных скважин в интервале глубины 1000—3000 м оказались практически безводными: значительная часть их имела при больших понижениях очень небольшие дебиты (0,03—0,1 л/с) и только в единичных скважинах дебит возрастал до 0,3—1,4 л/с. Следует отметить резкое изменение водообильности отложений девона даже в пределах одной структуры (средняя проницаемость колеблется в пределах 8—25 мд).

В вертикальном разрезе Минусинских бассейнов можно выделить три гидродинамические зоны: интенсивного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Первая из них, наиболее изученная, имеет мощность до 300—400 м. В верхней части этой зоны воды грунтовые, в нижней — напорные. Области питания их приурочены к водораздельным участкам и периферическим поднятым частям бассейнов; разгрузка происходит в долинах рек. И только в бессточных частях Южно-Минусинского и Чебаково-Балахтинского бассейнов грунтовые воды, залегающие на глубинах до 3—5 м, расходуются на испарение. Зона затрудненного водообмена расположена ниже основных базисов эрозии. Граница между этой зоной и зоной весьма затрудненного водообмена, занимающей самую нижнюю часть разреза водоносной толщи, условна. Общая мощность двух нижних гидродинамических зон максимальная (порядка 6000—7000 м) в наиболее глубоком Южно-Минусинском бассейне. В Чебаково-Балахтинском бассейне, имеющем меньшую глубину залегания фундамента, суммарная мощность зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена в среднем достигает 2000—3000 м, а в Назаровском — 1000—2000 м.

Основными областями питания подземных вод зон затрудненного водообмена, судя по структуре бассейнов, являются участки выхода девона и карбона в окраинных частях бассейнов и склоны прилегающих горных массивов. Разгрузка подземных вод, по-видимому, происходит по открытым зонам тектонических нарушений, по которым напорные воды поднимаются к поверхности земли. На это указывает аномальное появление соленых вод у поверхности земли на некоторых участках (в частности, район «Ужурских ворот»). Не исключена также возможность и подтока глубоких напорных вод в некоторые соленые и рассольные озера (Зайцев, Гуревич, Белякова, 1959).

Подземные воды Минусинских бассейнов характеризуются большим разнообразием по величине минерализации и химическому составу. В их распределении как по площади, так и в вертикальном разрезе отмечаются определенные закономерности. Для грунтовых вод довольно четко устанавливается горизонтальная гидрохимическая зональность, проявляющаяся в повышении минерализации и изменении химического состава этих вод от периферии к центральным частям впадин. В этом направлении пресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 0,5 г/л сменяются гидрокарбонатными натриевыми водами несколько большей минерализации (до 1 г/л). В центральных бессточных засушливых степных районах Южно-Минусинского и Чебаково-Балахтинского бассейнов, где широко развиты соленые и рассольные озера (с бромом, бором и другими специфическими компонентами), наряду с пресными грунтовыми водами распространены солоноватые воды сульфатного, иногда хлоридного натриевого, реже кальциевого, магниевого, а также пестрого состава с минерализацией до 10 г/л, а иногда и более концентрированные соленые хлоридные натриевые воды.

В разрезе однозональный пояс пресных вод с минерализацией до 1 г/л (кислородно-азотных и азотных, преимущественно гидрокарбонатных кальциевых) протягивается узкой полосой вдоль склонов горно-складчатых сооружений (рис. 86). По направлению к центральным частям бассейнов этот пояс сменяется двухзональным поясом пресных и солоноватых вод, который развит в окраинных частях Южно-Минусинского, Чебаково-Балахтинского, Назаровского бассейнов и, вероятно, полностью охватывает Сыдо-Ербинский бассейн. Двухзональный пояс сменяется трехзональным поясом пресных, соленых и рассольных вод с минерализацией до 70 г/л, охватывающим краевую зону центральной части Южно-Минусинского бассейна и предположительно центральные части Чебаково-Балахтинского и Назаровского бассейнов. Пресные воды этого пояса, распространенные до глубин 200—300 м, преимущественно гидрокарбонатные натриевые, реже кальциевые. Под ними залегают солоноватые и соленые воды гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные, преимущественно натриевые, сменяющиеся хлоридными натриевыми рассолами с минерализацией до 60 г/л (Восточно-Красноозерская структура, скв. I-Р, интервал опробования 1530—1660 м).

В центральной части Южно-Минусинского бассейна под зоной пресных вод мощностью до 100—150 м скважинами вскрыты азотно-метановые солоноватые и соленые воды сульфатного и хлоридного натриевого состава. Ниже соленых вод залегают хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 70 г/л (в Быстрянской структуре на глубине около 800 м). На глубинах 1000—1500 м распространены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 140 г/л с бромом, иодом и другими компонентами. На больших глубинах (до 2400 м и глубже) в породах илеморовской свиты среднего девона залегают значительно метаморфизованные рассолы хлоридно-натриевого состава $\frac{rCl - rNa}{rMg}$ до

6,3), с минерализацией до 304—312 г/л, содержащие повышенные концентрации брома — до 0,300 г/л (до 0,250 г/кг), иода — до 0,014 г/л (до 0,012 г/кг), калия — до 2,87 г/л (до 2,4 г/кг) и некоторые другие специфические компоненты (Зуев, 1963) *.

В распределении геотемпературных условий подземных вод Минусинских артезианских бассейнов прослеживаются также определенные закономерности как по площади, так и по глубине. Об этом свидетельствует обобщение материалов по геотермограммам глубоких скважин, пробуренных в Южно-Минусинском и Чебаково-Балахтинском бассейнах (Г Б Гавлина, 1962, 1967 гг.) В последнем геотемпературные условия изучены только в центральной части (Копьевская и Белоярская скважины), где геотермическая ступень в среднем изменяется от 54 до 78 м/°С В Южно-Минусинском бассейне минимальные значения геотермической ступени (от 37 до 45 м/°С на Быстрянской структуре) ** наблюдаются в ее центральной части, а максимальные (до 79 м/°С) — на периферии бассейна (Биджинская антиклиналь) Такое распределение величин геотермических ступеней по площади

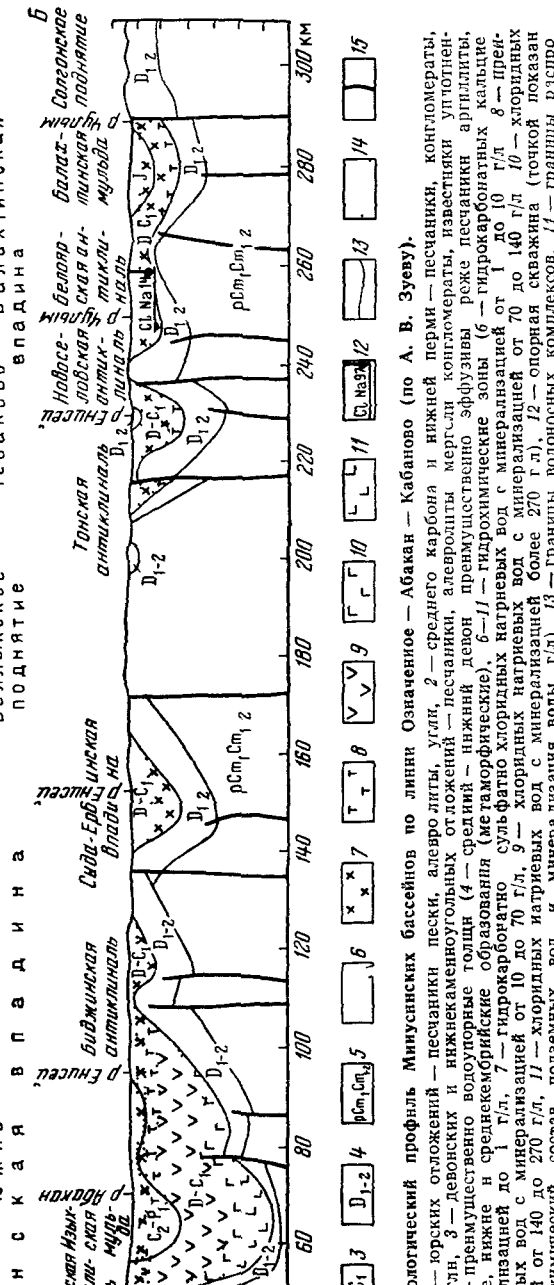


Рис. 86. Схематический гидрогеологический профиль Минусинских бассейнов по линии Озиаченное — Абакан — Кабаново (по А. В. Зуеву).

1—3 — водоносные комплексы (*1* — юрских отложений — песчаники пески, алевролиты, угли, *2* — среднего карбона и нижней перми — песчаники, конгломераты, гравелиты, углистые сланцы, угли, *3* — девонских и нижнекаменноугольных отложений — песчаники, алевролиты мергели конгломераты, известники уплотненные туфогенные породы), *4—5* — преимущественно водоупорные толщи (*4* — средний – нижний девон преимущественно эффузивы реже песчаники аргиллиты, конгломераты, *5* — докембрийские, нижне и среднекембрийские образования (метаморфические), *6—11* — гидрохимические зоны (*6* — гидрокарбонатных кальциевых и натриевых вод с минерализацией до 1 г/л, *7* — гидрокарбонатно сульфатно хлоридных натриевых вод с минерализацией от 1 до 10 г/л *8* — преимущественно хлоридных натриевых вод с минерализацией от 10 до 70 г/л, *9* — хлоридных натриевых вод с минерализацией более 270 г/л), *12* — опорная скважина (точкой показан интервал опробования слева — химический состав подземных вод и минерализация воды, г/л), *13* — границы водоносных комплексов, *14* — границы распространения вод различной минерализации, *15* — разломы

* Из пород илеморовской свиты на Быстрянской площади с глубины 1880 м получен мощный фонтан азотно-метанового газа с тяжелыми углеводородами (1,1%) и высоким содержанием гелия (0,3%)

** На этой же площади в скв 9-Р на глубине 2840 м зафиксирована максимальная температура (+81,8° С)

в значительной мере обязано охлаждающему влиянию инфильтрующихся атмосферных и поверхностных вод в краевых частях бассейна (областях питания), проникающих по тектоническим нарушениям на большие глубины. Оказывает влияние на него и различие в тепловом сопротивлении осадочных и эффузивных пород.

В разрезе Минусинских бассейнов Г. Б. Гавлина (1967 г.) в первом приближении выделяет четыре геотемпературные зоны: 0—25, 25—50, 50—75 и выше 75° С. Наиболее широко распространены две верхние зоны. Первая из них охватывает самую верхнюю часть разреза бассейнов, в пределах которой развиты в основном пресные и слабосолоноватые воды. Нижняя граница этой зоны опускается в центральной части Южно-Минусинского бассейна на глубину 600—800 м, а в его краевых частях — на глубину 900—1200 м. В центральной части Чебаково-Балахтинской впадины нижняя граница верхней зоны располагается на глубине 700—900 м. Геотемпературная зона 25—50° С в Южно-Минусинском бассейне прослеживается до глубин 1600—1800 м (центральная часть) и до 2200—2300 м (окраинные части). В Чебаково-Балахтинском бассейне нижняя граница этой зоны не выделяется ввиду отсутствия данных. Можно предположить, что лишь на локальных участках (в углубленных мульдах) могут быть распространены воды с температурой выше 75° С.

Геотемпературные зоны 50—75° С и выше установлены в наиболее погруженных частях Южно-Минусинского бассейна, где могут быть встречены воды с температурой до 100° С и более.

Указанная зональность подземных вод нарушается местами в районах развития загипсованных пород в верхней части разреза, а также на участках тектонических нарушений, способствующих куполообразному подъему глубоких вод и их разгрузке. Примером этому могут служить: в первом случае — распространение в зоне интенсивного водообмена в районе озер Учум (Чебаково-Балахтинская впадина) и Среднего (Южно-Минусинская впадина) сульфатных натриевых вод с минерализацией 4,7—7,5 г/л, во втором — разгрузка соленых вод в дно оз. Красного.

Тектонические нарушения местами благоприятствуют формированию некоторых типов минеральных вод. Такая картина наблюдается на Кожановском месторождении холодных углекислых железистых вод (Белоярское поднятие Чебаково-Балахтинского бассейна), где на глубине 0—70 м в трещиноватой зоне песчано-алевролитовых пород верхнего девона вскрыты воды, близкие по химическому составу к Дарасунским минеральным водам (М. А. Волкова, 1962 г.).

$$CO_2\,2{,}7\ M_{2{,}2}\ \frac{(HCO_3 + CO_3)\,92\ SO_4\,7}{Ca\,51\ Mg\,42\ (Na + K)\,7}\ FeO\,0{,}012\,T\,3.$$

Группа Тувинских адартезианских бассейнов объединяет Хемчикский, Улугхемский и Турано-Уюкский бассейны. В их разрезе выделяются следующие водоносные комплексы.

Водоносный комплекс четвертичных отложений (аллювиальных и др.) обводнен различно. Наиболее водообильны песчано-галечниковые аллювиальные отложения, слагающие пойму и I надпойменную террасу крупных рек (Улуг-Хем, Хемчик и др.), удельный дебит скважин которых равен 0,2—0,4, иногда 3 л/с. Щебнисто-песчано-глинистые делювиально-пролювиальные отложения, за редкими исключениями, обводнены слабо.

Водоносный комплекс относительно слабо сцементированных терригенных угленосных юрских отложений развит в Кизыльской и других бо-

лее мелких мульдах Улугхемского бассейна. Породы комплекса характеризуются значительной обводненностью, в целом превышающей обводненность других комплексов. Наиболее обводнены песчаники — удельный дебит скважин достигает 0,5—1 л/с, иногда 4 л/с; дебит родников наиболее частый 1—1,5 л/с, реже до 10 л/с. Воды грунтовые и напорные. Величина напора в центральных частях мульд достигает 210 м; местами скважины самоизливают.

Водоносный комплекс уплотненных терригенных, реже карбонатных и эффузивных нижнекаменноугольных отложений развит так же, как и предыдущий комплекс, в Кизыльской и других мульдах в основном на площади Улугхемского бассейна. Обводненность комплекса, судя по дебитам родников (от 0,05 до 1 л/с), невысокая.

Водоносный комплекс уплотненных терригенных, терригенно-карбонатных, реже эффузивных девонских отложений. Порода обводнена неравномерно. Более водообильны осадочные отложения. Дебиты скважин изменяются от 0,02 до 2,0 л/с, родников — от менее 0,5 до 1,5 л/с, редко более. Эффузивные породы нижнего и среднего девона вне зон трещиноватости водоупорны.

Водоносный комплекс метаморфизованных сильно уплотненных терригенных, реже карбонатных, иногда эффузивных ордовикско-силурийских отложений занимает обширные площади, особенно в Хемчикском бассейне. Водообильность пород характеризуется дебитом скважин от 0,004 до 1,2 л/с (удельный дебит обычно до 0,1 л/с) и дебитом родников от 0,01 до 3—7 л/с. Более обводнены песчаники (преобладают родники с дебитами 1—3 л/с), слабее — алевролиты и песчаные сланцы (дебит родников не превышает 0,35 л/с). Повышенная обводненность пород наблюдается по периферии Хемчикского бассейна, где проходят Хемчикско-Куртушибинская и Чазадыр-Карасугская зоны глубинных разломов. Водообильность карбонатных пород не изучена. Воды комплекса безнапорные, чаще напорные. Высота напора достигает 280 м. Местами в долинах рек скважины самоизливают с глубины 30—50 м.

Подземные воды Тувинских бассейнов изучены слабо и только в верхней части водоносных комплексов (в основном до глубин 200, реже 300 м), находящейся в зоне интенсивного водообмена. Здесь распространены грунтовые и напорные воды холодные (2—12° С) пресные, кислородно-азотные и азотные, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого, магниевого и натриевого состава. Исключение составляют сульфатные и хлоридные воды с минерализацией 1—3 г/л, развитые на отдельных пониженных участках засушливых степей. Мощность зоны пресных вод в центральных частях бассейнов достигает 200—250 м, а к периферии она, по аналогии с другими межгорными бассейнами, по-видимому, увеличивается. Можно предполагать, что ниже зоны пресных вод развиты слабосолоноватые, с минерализацией до 3 г/л, сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды. В более глубоких частях бассейна распространены, по-видимому, соленые воды и рассолы (Гирфанова, 1960). Разгрузка их, вероятно, происходит по глубинным разломам. Не исключено, что глубокие напорные воды подпитывают бессточные соленые и рассольные озера Улугхемского и Турано-Уюкского бассейнов с минерализацией рапы до 100—180 г/л, с бромом (до 500 мг/л), борной кислотой (до 210 мг/л), калием, иодом и другими специфическими компонентами. Разгрузка подземных вод зоны интенсивного водообмена происходит в долине р. Енисея и его притоков; питание — на водоразделах и прилегающих склонах горных массивов.

Рыбинский артезианский бассейн. В разрезе бассейна выделяются следующие водоносные комплексы.

Водоносный комплекс четвертичных (аллювиальных и др.) отложений. Наиболее водообильны песчано-галечниковые аллювиальные отложения долин рек Кан и Рыбной, где дебит скважин колеблется от 0,8 до 11 л/с (удельный дебит обычно не превышает 1 л/с). Глинисто-песчаные делювиально-аллювиальные отложения местами содержат верховодку.

Водоносный комплекс рыхлых и слабо сцементированных терригенных угленосных юрских отложений, развитый в Саяно-Партизанском, Балайском и Бородинском прогибах, содержит как грунтовые, так и напорные воды. Величина напора до 20—30, иногда до 313 м (Саяно-Партизанский прогиб). Встречаются фонтанирующие скважины — высота фонтана достигает 10 м над устьем скважины. Из пород комплекса наиболее обводнены песчаники, обладающие пористостью (до 34%), что в сочетании с обилием атмосферных осадков благоприятствует скоплению в них значительных ресурсов подземных вод. Дебит скважин, вскрывших воду в песчаниках, колеблется в пределах 1,0—19,0 л/с; удельный дебит — от 0,1 до 3 л/с. Значительно слабее обводнены алевролиты и угли — дебит скважин составляет 0,1—0,5 л/с; удельный дебит 0,02—0,15 л/с, а расходы родников колеблются от 0,2 до 0,5 л/с.

Водоносный комплекс терригенных и карбонатных, иногда эффузивных пород (девонского и редко каменноугольного) возраста наиболее широко развиты в бассейне. Вблизи от поверхности земли он содержит безнапорные воды, сменяющиеся с глубины 30—80 м напорными. В центральных частях бассейна велнчина напора превышает 300 м. Наиболее водообильны трещиноватые закарстованные известняки. Дебит скважин 0,8—15,0 л/с, удельный дебит обычно 1—3 л/с. Дебиты родников достигают 20—25 л/с и более. Терригенные породы комплекса обводнены неодинаково. Дебиты скважин изменяются от 0,06 до 11 л/с, удельные дебиты — от 0,001 до 11 л/с. Местами скважины самоизливают до 33 л/с воды. Дебиты родников колеблются от 0,05 до 2, реже до 20—30 л/с. С зонами тектонических нарушений связаны выходы высокодебитных родников (до 70—80 л/с). На юге бассейна (в районе пос. Оклера) широко распространены восходящие родники с дебитом от 2 до 10 л/с, которые связаны с мелкими тектоническими трещинами, секущими здесь породы девона. Наряду с водообильными участками разреза девонских отложений можно встретить участки с ничтожной обводненностью (Зуев, 1961). Слабо обводнены обычно эффузивы, к которым приурочены родники с дебитом менее 0,5 л/с.

В пределах бассейна изучены только подземные воды зоны интенсивного водообмена, ограниченной глубинами 200—300 м в центральных частях бассейна и 500—600 м в его краевых частях. В пределах этой зоны развиты холодные (с температурой 2—9° С) кислородно-азотные и азотные пресные воды с минерализацией до 1 г/л, гидрокарбонатного кальциевого, натриевого, реже магниевого состава. Подземные воды юрских отложений иногда содержат метановые (до 2—5%) и азотно-метановые газы. Незначительное содержание в этих газах тяжелых углеводородов (0,27—0,28%), гелия (0,001%) и низкое отношение гелия к аргону (0,003) позволяют предполагать образование метана за счет разложения углей.

На отдельных участках бассейна под пресными водами скважинами вскрыты слабосолоноватые воды с минерализацией 1—3 г/л, сульфатные натриевые и гидрокарбонатные натриевые. Исходя из геолого-структурных условий бассейна, можно предполагать, что в глубоких частях, особенно в прогибах Саяно-Партизанском, Балайском и Бородинском, содержатся соленые воды. Температура их, по весьма прогнозным данным Г. Б. Гавлиной (1963 г.), основанным на геотермических

измерениях только в Рыбинской опорной скважине* на глубинах порядка 800—1500 м, изменяется в пределах 20—50° С. На глубинах менее 800 м распространены воды с температурой, не превышающей 20° С, а на глубинах более 1500 м могут быть встречены воды с температурой свыше 50° С.

Областями питания подземных вод зоны интенсивного водообмена являются водораздельные части бассейна и прилегающие склоны горных сооружений. Разгрузка наблюдается в долинах рек Кан, Рыбной и их притоков.

Условия питания глубоких подземных вод, вероятно, наиболее благоприятны на юге бассейна, где породы девонского возраста разбиты многочисленными мелкими, иногда крупными дизъюнктивными нарушениями типа надвигов и сбросов, по которым пресные воды могут проникать в толщу девона. Разгрузка напорных глубоких подземных вод осуществляется, по-видимому, также по зонам разломов.

Убсунур-Тесхемский артезианский бассейн. В разрезе выделяются следующие водоносные комплексы и зоны трещиноватости.

Водоносный комплекс четвертичных (аллювиальных, пролювиально-аллювиальных и др.) и неогеновых (?) отложений сложен песками с гравием, галькой, щебенкой, валунами, супесями и лесками. Наибольшей водообильностью отличаются песчано-галечниковые отложения долины р. Тес-Хем, где удельный дебит скважин достигает 0,8—1,2 л/с. На остальной территории четвертичные отложения слабоводообильны. В изученной верхней части комплекса содержатся грунтовые воды, залегающие на глубинах от 0,5—2 до 60 м. Большие глубины наблюдаются в предгорных частях бассейна, где в отложениях конусов выноса и предгорных шлейфов теряется большая часть рек, стекающих с хребтов Танну-Ола, небольшие — в приозерных частях бассейна и долинах постоянных водотоков.

Движение пресных грунтовых вод бассейна в целом направлено от его периферии к центру, в сторону бессточных озер Убсу-Нур, Дус-Холь и др., где и происходит разгрузка вод испарением. Это приводит к повышению минерализации подземных (до 1,7 г/л) и озерных (до 330 г/л, оз. Дус-Холь) вод.

Водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород палеозоя вскрываются скважинами под покровом четвертичных и неогеновых (?) отложений на глубинах от 50 до 180 м. Содержат напорные воды; величина напора изменяется в пределах 36—90 м. Обводнены неравномерно. Дебит скважин колеблется от 0,12 до 1,7 л/с (чаще 1,0 л/с). Местами дебит скважин составляет около 0,001 л/с. Воды гранитов пресные, с минерализацией 0,4—0,8 г/л, гидрокарбонатно-сульфатные и хлоридно-сульфатные натриевые.

Бассейны трещинных вод. К ним относятся горные сооружения Восточного и Западного Саянов, Танну-Ола, нагорья Восточно-Тувинское и Сангилен, хребты Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая, Салаира, и Колывань-Томская складчатая зона. Породы, слагающие горные сооружения, разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями, усиленными в зоне региональной трещиноватости процессами выветривания. Мощность зоны трещиноватости выветривания в метаморфизованных терригенных и изверженных породах не превышает 60—80 м. В закарстованных карбонатных толщах мощность этой зоны повышается до 200—300 м и более. С трещиноватостью выветривания пород связаны трещинно-грунтовые воды. В карбонатных

* На глубине 1000 м зафиксирована температура 28,4° С.

породах нередко циркулируют трещинно-карстовые воды. Порово-пластовые воды приурочены лишь к рыхлым четвертичным отложениям, обычно маломощным и имеющим ограниченное развитие. Глубина залегания трещинно-грунтовых вод (реже грунтовых) колеблется от 0,5—1 до 50—60 м и более (на водоразделах). Высоко поднятые участки горных массивов местами дренированы. Разнообразные по литологическому составу и генезису водовмещающие толщи обладают различной водообильностью, зависящей главным образом от степени трещиноватости и условий залегания пород.

В горных участках Саяно-Алтайского района выделяется ряд, гидравлически связанных между собой, водоносных зон трещиноватости и водоносный комплекс четвертичных отложений.

Водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений различного генезиса (аллювиальных и др.) имеет ограниченное распространение. Обводненность комплекса разнообразная, в целом невысокая. Большей водообильностью отличаются песчано-галечниковые аллювиальные отложения, выполняющие долины крупных рек (Енисея, Бий-Хема, Каа-Хема, Абакана и др.). Дебит родников изменяется от 0,01 до 6 л/с, дебит скважин достигает 17 г/л, удельный дебит — 10 л/с. Делювиально-пролювиальные, элювиальные, ледниковые и флювиогляциальные отложения, за некоторыми исключениями, обводнены слабо. Дебиты родников редко превышают 0,1—0,5 л/с.

Водоносный комплекс базальтов четвертичного возраста покрывает днища долин и иногда водораздельные пространства на отдельных площадях Восточного Саяна (бассейны верховьев рек Хамсара и Бий-Хема). Обводненность пород не изучена. Судя по незначительной мощности базальтовых покровов, можно предполагать, что обводнены они незначительно, особенно на водоразделах.

Водоносные зоны трещиноватости преимущественно терригенных, реже карбонатных метаморфизованных и дислоцированных пород палеозоя (от кембрия до ордовика, реже девона) широко распространены и характеризуются пестрым обводнением. Слабоводообильны сланцы и алевролиты — дебит родников 0,001—0,5 л/с, редко до 2 л/с. Более обводнены (дебит родников до 1—2 л/с, иногда до 5—10 л/с) песчаники, особенно в зонах разломов. В Горном Алтае, в долине р. Чибитки, известен родник с дебитом 600 л/с, приуроченной к региональному разлому. Неравномерной, часто значительной водообильностью отличаются трещиноватые и закарстованные известняки. Дебит родников колеблется от 0,1 до 20—50 л/с, местами (Горный Алтай, Кузнецкий Алатау) 500—1000 л/с. Удельные дебиты скважин равны 0,08—20 л/с. Следует отметить, что дебиты многих родников в течение года и в многолетнем разрезе весьма неустойчивы. Максимальный дебит родников, выходящих из терригенных пород верхнего ордовика — нижнего кембрия, в бассейне Семы (Горный Алтай) превышает минимальный нередко в 2—3 раза. В 2—4 раза отличаются иногда и расходы одного родника в разные годы (Кусковский, 1965). Еще более изменчивы дебиты карстовых родников. Их максимальный дебит нередко в 3—19 раз превышает минимальный. Крупные родники обычно имеют более устойчивый дебит. Неустойчивость расхода родников подтверждается резкими колебаниями уровня подземных вод. Так, в районе Горношорских железорудных месторождений годовая амплитуда колебаний уровня подземных вод в отложениях кембрия достигает 25—30 м на водоразделах, уменьшаясь в долинах рек до 5—7 м.

Водоносные зоны трещиноватости сильнометаморфизованных и дислоцированных карбонатных и терригенных пород архея и протерозоя по характеру обводнения близки к водоносным зонам трещиноватости

пород палеозоя. Наименее обводнены сланцы, гнейсы и другие терригенные породы (дебиты родников изменяются от 0,01 до 1,0 л/с), максимально трещиноватые, часто закарстованные карбонатные породы (дебит родников изменяется от долей литра в секунду до 50—100, редко до 200—300 и в единичных случаях до 1000 л/с).

Водоносные зоны трещиноватости эффузивных пород разного возраста обводнены незначительно. Дебиты родников обычно не превышают 1 л/с и только в зонах тектонических нарушений расходы возрастают до 5, иногда 240—3000 л/с (Горный Алтай).

Водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород разного состава и возраста имеют широкое распространение Наиболее обводнены гранитные массивы в периферических частях (дебиты родников до 1 л/с и более) и зонах разломов (дебиты родников до 10—15 л/с). Центральные части гранитных интрузий обычно обводнены слабо (дебит родников не превышает 0,3 л/с).

Породы, слагающие горные сооружения Саяно-Алтайской области, в зоне региональной трещиноватости хорошо промыты и содержат кислородно-азотные и кислородно-углекисло-азотные очень пресные и пресные, с минерализацией от 0,02—0,03 до 0,3—0,5 г/л, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые, реже магниевые воды с температурой от 0 до 10° С. Подземные воды различных по литологическому составу пород весьма близки по степени минерализации и солевому составу. Можно только отметить, что воды гидрокарбонатного натриевого состава наиболее часто приурочены к гранитам. Известняки, наоборот, содержат воды лишь гидрокарбонатного кальциевого состава с незначительным количеством гидрокарбонатов натрия и магния.

В пределах бассейнов трещинных вод довольно отчетливо проявляется вертикальная поясная гидрохимическая зональность подземных вод, распространенных в зоне региональной трещиноватости пород (Зуев, 1960, 1963) *. Наименее минерализованные (менее 0,1 г/л) с кремнекислотой (до 0,03—0,04 г/л), воды, приближающиеся по степени минерализации к атмосферным осадкам, гидрокарбонатные натриевые и кальциевые, иногда хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, приурочены к наиболее высоко поднятым и расчлененным частям горных массивов. Для высокогорных массивов характерны и наиболее холодные (менее 1—2° С) воды. В среднегорных и низкогорных районах минерализация подземных вод повышается до 0,3—0,4, реже до 0,5 г/л; состав вод становится преимущественно гидрокарбонатным кальциевым. В направлении от высокогорных районов к низкогорным повышается температура подземных вод (до 8—10° С). В качестве примера вертикальной поясной гидрохимической зональности горных сооружений Саяно-Алтайской области приводятся данные о закономерностях в изменении минерализации, состава и температуры подземных вод различных геоморфологических зон Западного Саяна (табл 30).

Нарастание минерализации подземных вод идет по мере углубления относительно местного базиса эрозии. С глубокими тектоническими нарушениями обычно связаны выходы разнообразных минеральных вод: термальных (до 85° С) азотных, термальных (до 42° С) и холодных углекислых, местами азотных радоновых и кислых железистых (рудничного типа). В распространении минеральных вод наблюдается определенная закономерность. Термальные воды получили развитие в южной

* В карбонатных химически активных породах (известняки, мраморы и др.) эта зональность нарушается Даже в высокогорных районах с этими породами связаны воды с минерализацией до 0,2—0,3 г/л

Таблица 30

Химический состав и температура подземных вод различных геоморфологических зон Западного Саяна

Геоморфологическая зона	Формула химического состава	Температура воды, °С
Высокогорная . . .	$M_{0,02-0,1}\frac{HCO_3\,46—80\ Cl\,24—50\ SO_4\,0—22}{(Na+K)\,26—72\ Ca\,18—50\ Mg\,6—18}$	Менее 1—2
Среднегорная . . .	$M_{0,05-0,2}\frac{HCO_3\,58—96\ Cl\,4—30\ SO_4\,0—18}{Ca\,42—80\ (Na+K)\,8—38\ Mg\,2—26}$	До 3
Низкогорная	$M_{0,1-0,5}\frac{HCO_3\,80—96\ Cl\,4—18\ SO_4\,0—28}{Ca\,36—82\ (Na+K)\,2—36\ Mg\,4—36}$	До 8—10

части района (Горный Алтай, Западный и Восточный Саяны, нагорье Сангилен), где наиболее активно проявились неотектонические движения. Наиболее широко распространены в этой части района азотные слабоминерализованные щелочные термы различного состава (табл. 31).

Таблица 31

Химический состав наиболее характерных азотных термальных источников

Название источника (его местонахождение)	Формула химического состава
Рахмановские Ключи (Горный Алтай, абс. отм. 1760 м)	$Rn\,29\ H_2SiO_3\,30\ M_{0,2}\ \frac{HCO_3\,84}{Ca\,47\ Na\,26};\ T\,36—42$
Белокурихинский (у подножия «северного фаса Горного Алтая»)	$Rn\,96\ M_{0,3}\ \frac{SO_4\,42\ (HCO_3+CO_3)\,31}{(Na+K)\,93};\ T\,35\,2$ (анализ воды из скважины)
Горячий Ключ (бассейн р. Абакана, в зоне сочленения Горного Алтая с Кузнецким Алатау и Западным Саяном)	$M_{0,26}\ \frac{HCO_3\,70\ NO_3\,18\ SO_4\,6\ Cl\,6}{Ca\,58\ (Na+K)\,21\ Mg\,21};\ T\,38,5$
Уш-Бельдырский (Восточный Саяи, горы Прикосоголья)	$H_2S\,0,017\ F\,0,0024\ H_2SiO_3\,0,082\ M_{0,33}\times \frac{HCO_3\,52\ SO_4\,32\ Cl\,14}{(Na+K)\,79\ Mg\,13\ NH_4\,8};\ T\,83,5$ (анализ воды из скважины)
Тайрисский (юго-восточная часть нагорья Сангилен)	$H_2S\,0,012\ H_2SiO_3\,0,096\ M_{0,48}\frac{SO_4\,69\ HCO_3\,17\ Fe\,11}{(Na+K)\,98}$

Примечания 1. Табл. 31, 32, 33 составлены по опубликованным данным (Иванов и др., 1960) и неопубликованным (С. В. Лысак, Е. В. Пиннекер и др.).
2. Содержание радона в таблицах дано в эманах.

В Восточном Саяне, где наряду с глубокими разломами на отдельных участках известны проявления молодого вулканизма, широко развиты углекислые и азотно-углекислые термальные и холодные воды (см.

табл. 31, 32). Содержание углекислоты в холодных источниках достигает 1—2 г/л. Местами углекислые воды сильно обогащены радоном — источники Арысканский и Шумакский.

Таблица 32

Химический состав наиболее характерных углекислых источников Восточного Саяна

Название источника	Формула химического состава
Арысканский	$Rn\,610\ CO_2\,1{,}25\ M_{3,48}\ \frac{HCO_3\,97}{Ca\,41\ Na\,39\ Mg\,18};\ T\,2$
Тоджинский (холодный)	$CO_2\,1.2\ M_{2.3}\ \frac{HCO_3\,96}{(Na+K)\,51\ Ca\,38}$
Чойганский	$CO_2\,0{,}62\ M_{2,56}\ \frac{HCO_3\,96}{(Na+K)\,50\ Ca\,42\ Mg\,8};\ T\,41{,}5$
Шумакский	$M_{0,8}\ CO_2\,0{,}7\ Rn\,300\ \frac{HCO_3\,94}{Ca\,53\ Mg\,39};\ T\ 37{,}5$

Кроме Восточного Саяна радоновые воды, связанные, как правило, с корой выветривания интрузий кислого состава и эффузивно-осадочных отложений, а также приуроченными к ним тектоническими нарушениями, широко развиты на нагорье Сангилен, Кузнецком Алатау и его отроге — Батеневском кряже.

Состав и минерализация радоновых вод приведены в табл. 33. На большей части рассматриваемого района, за исключением Восточного Саяна — Шумакский источник (табл. 33), радоновые воды холодные.

Таблица 33

Химический состав наиболее характерных радоновых источников

Название источника	Формула химического состава
Бай-Тальский (Западные Саяны)	$Rn\,360\ F\,0{,}0024\ M_{0,14}\ \frac{HCO_3\,62\ SO_4\,23\ Cl\,9\ F\,6}{(Na+K)\,70\ Ca\,22\ Mg\,7}$
Афанасьевский (Батеневский кряж)	$Rn\,49\ M_{0,74}\ \frac{HCO_3\,70\ Cl\,21\ SO_4\,9}{Mg\,45\ Ca\,37\ (Na+K)\,18}$
Шахта «Дикое озеро» (Батеневский кряж)	$Rn\,654\ M_{2,3}\ \frac{SO_4\,100}{Ca\,76\ (Na+K)\,20}$

Кроме охарактеризованных выше видов минеральных вод к зонам рудной минерализации приурочены источники, выводящие на поверхность кислые железистые воды рудничного типа. Примером могут слу-

жить воды ист. Ир-Сайлых, расположенного вблизи устья р. Хемчик и выходящего в зоне рудоносного разлома в осадочно-эффузивных породах нижнего девона.

Формула химического состава воды этого источника следующая (Зуев, 1960): Fe 0,011; H_2SiO_3 0,136; pH 2,8; T 8° С $M_{4,6}\frac{SO_4\ 100}{Mg\ 54\ Ca\ 30\ Al\ 12}$

Жарминско-Рудно-Алтайский гидрогеологический район охватывает наиболее молодые складчатые горные сооружения (от высокогорий на востоке до мелкопесчаника на западе) герцинского тектогенеза (см. рис. 84). Преобладающая часть района занята бассейнами трещинных вод Рудного и Южного Алтая, Калбы, Жарминских гор. Расположенные между ними артезианские бассейны (Лениногорский, Бобровский, Нарымо-Бухтарминский, Георгиевский и др.) невелики по площади и имеют небольшую (не более 400 м) мощность осадочного чехла, представленного рыхлыми континентальными терригенными породами неогенового и четвертичного возраста. Подземные воды артезианских бассейнов грунтовые и напорные. Формирование их происходит преимущественно в зоне интенсивного водообмена под дренирующим воздействием речной сети бассейна р. Оби.

В бассейнах трещинных вод водоносность в основном связана с зонами трещиноватости, имеющими региональное (трещиноватость выветривания) и локальное (тектоническая) распространение. С трещиноватостью выветривания, трещинно-карстовой и верхней частью тектонической трещиноватости, расположенной выше местного базиса эрозии, связаны воды интенсивного водообмена. Значительная часть подземных вод этой зоны разгружается в виде родников. В расположенной ниже местного базиса эрозии зоне затрудненного водообмена обводнены лишь тектонические нарушения, нередко развитые на большую глубину, но изученные очень слабо. В силу своего гипсометрического положения, геолого-структурной обстановки и благоприятных климатических условий бассейны трещинных вод являются основными областями питания поверхностных и, по-видимому, значительной части подземных вод межгорных артезианских бассейнов.

Мощность зоны эффективной трещиноватости выветривания для различных метаморфизованных терригенных и изверженных пород близка и редко превышает 50—70 м. Значительно большая мощность зоны трещиноватости наблюдается в карбонатных закарстованных отложениях. Глубины залегания трещинных грунтовых вод минимальные в долинах рек (не более нескольких метров) и максимальные (до 30—60 м) на водоразделах. На участках, где зоны трещиноватости перекрываются четвертичными и неогеновыми глинами, формируются напорные (с величиной напора до 120 м) воды.

В пределах района развиты водоносные комплексы, водоносные зоны трещиноватости и водоупорные толщи.

Водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений различного генезиса. Наиболее широко развиты и водообильны аллювиальные и аллювиально-делювиально-пролювиальные отложения речных долин (Иртыша, Бухтармы, Березовки, Убы, Ульбы, Чар, Жармы и др.) и межгорных впадин (Лениногорской, Нарымо-Бухтарминской, Георгиевской и др.). Они представлены песками и галечниками, содержащими прослои и линзы супесей, суглинков и глин. Глубины залегания безнапорных, иногда с местным напором вод колеблются от одного или нескольких метров на пойме до 25—50 м на древних надпойменных террасах. Мощность обводненных пород составляет 50—100, реже 140—170 м и более (Лениногорская впадина, долины рек Иртыша, Березовки, Ульбы). Коэффициент фильтрации песчано-галечниковых отложе-

ний изменяется от 2—10 до 60—140 м/сут, составляя в среднем 30—60 м/сут. Общие расходы скважин достигают 60—70 л/с, а удельные — 10—20 л/с. Воды этих отложений гидравлически связаны с речными. Амплитуда колебания уровня подземных вод не превышает 1,5 м. Менее водообильны (дебиты скважин от 0,1 до 6 л/с) ледниковые и водно-ледниковые валунно-галечники с суглинистым, супесчаным, реже песчаными заполнителем мощностью до 120 м и более, развитые в основном в межгорных впадинах Нарымо-Бухтарминской и Бобровской. Глубины залегания грунтовых вод в этих отложениях возрастают от нескольких метров в центральных частях до 80—100 м у подножий гор. Наименьшую спорадическую обводненность имеют лёссовидные суглинки, суглинисто-щебнистые и дресвяно-щебнистые отложения делювиального, пролювиального и элювиального происхождения, развиты по склонам гор, в мелкосопочных понижениях и в долинах небольших рек.

Водоупорные толщи глин неогена (мощностью до 100 м и более), часто обогащенных гипсом, распространены в древних долинах рек и некоторых межгорных впадинах (Георгиевской и др.). Развитые спорадически в толще глин песчаные, песчано-галечниковые и валунно-галечниковые прослои и линзы мощностью до 2—3, иногда 20 м содержат воду от пресной до соленой, безнапорную и напорную. Обводненность прослоев небольшая.

Водоносные зоны трещиноватости метаморфизованных и дислоцированных терригенных, редко карбонатных пород палеозоя (девона и карбона, местами кембрия, ордовика, силура и перми) пользуются наибольшим распространением. Обводненность терригенных пород (сланцев, реже песчаников, алевролитов и конгломератов) неравномерная и в целом небольшая. Дебиты родников изменяются от 0,1 до 4,5 л/с; наиболее характерны дебиты до 0,5, иногда до 1—2 л/с. Удельные дебиты скважин редко превышают 0,1 л/с. Бóльшая обводненность этих отложений наблюдается в зонах тектонических разломов, где имеются родники с дебитами до 5, иногда 15 л/с и более. Дебиты самоизливающих скважин в зонах разломов изменяются от 0,25 до 1,5—2,2 л/с; удельные дебиты достигают 1—5 л/с. Карбонатные породы характеризуются значительной обводненностью, особенно на закарстованных участках и пересечении их зонами тектонических нарушений, где нередко наблюдаются групповые выходы постояннодействующих родников с суммарным расходом 200—300 л/с и более (Сарасинская, Курайская и другие зоны нарушений в Горном Алтае и т. д.). В большинстве случаев дебиты родников из карбонатных пород не превышают 10—15 л/с; удельные дебиты скважин характеризуются примерно такими же величинами.

Водоносные зоны трещиноватости эффузивных пород разного возраста обводнены неравномерно, местами значительно, чему способствуют крупные зияющие трещины отдельности. Расходы источников колеблются в пределах 1—5, иногда достигая 10 и в единичных случаях (в зонах разломов) 75 л/с.

Водоносные зоны трещиноватости интрузивных пород различного, чаще кислого состава широко распространены, особенно в Рудном Алтае и северо-восточной части Калба-Нарымского синклинория. Водообильность пород характеризуется дебитами родников от 0,1 до 1—3 л/с. Бóльшими дебитами (до 7—17 л/с отдельные родники и до 30—40 л/с групповые выходы) характеризуются родники, выходящие из зон тектонических нарушений.

В пределах бассейнов трещинных вод прослеживается вертикальная гидрохимическая зональность. Наиболее пресные гидрокарбонатные

кальциевые, натриевые, реже магниевые и наиболее холодные (0—6°С) воды с минерализацией до 0,1 г/л развиты в высокогорных и сильно расчлененных среднегорных районах Южного и Рудного Алтая. В слабо расчлененных среднегорных и низкогорных частях и мелкосопочнике этих районов распространены в основном гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,5 г/л, а в районе Калбы — с минерализацией до 1 г/л. Более минерализованные воды (до 1 и от 1 до 3 г/л, иногда более) гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатные, реже сульфатно-хлоридные, хлоридные, трехкомпонентные по анионам и не менее разнообразные по катионам характерны для крайней западной части района с преимущественно мелкосопочным рельефом (Жарминские горы и крайняя западная часть Калбы).

В пределах рассматриваемого района, так же как и в ранее охарактеризованных районах, породы различного литологического состава и возраста, слагающие приподнятые части горных сооружений, сходных по характеру рельефа (высоте и степени расчлененности), содержат пресные воды, довольно близкие по минерализации и химическому составу; имеющиеся различия в основном незначительны и наблюдаются чаще среди катионного состава вод. Так, воды натриевого состава часто связаны с гранитами, магниевого — с серпентинитами, габбро и другими основными и ультраосновными интрузивами, кальциевого — с известняками и т. д. Химический состав и минерализация подземных вод верхней части зон эндогенной трещиноватости в большинстве случаев сходны с химическим составом и минерализацией вод зоны выветривания. С глубинными разломами местами связаны минеральные и термальные воды. К Калба-Чингизскому разлому, пересекающему песчаники карбона в районе горы Топар, приурочены выходы сульфатно-гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией 1—3 г/л, с температурой 20—35° С и повышенным содержанием радона (до 20—30 эман). В Калбинских горах известны выходы холодных радоновых вод гидрокарбонатного, щелочноземельного и натриево-щелочноземельного состава из сланцев карбона и гранитов. Минерализация этих вод не превышает 0,7 г/л. Содержание радона достигает 125 эман.

На полиметаллических месторождениях, приуроченных обычно к зонам глубинных разломов, нередко наблюдаются железистые кислые сульфатные воды с повышенным содержанием элементов рудной минерализации (цинка, свинца, меди, никеля и др.). Минерализация таких вод, как правило, не превышает 3—10 г/л. Как исключение встречаются воды с минерализацией 212—250 г/л (Николаевское полиметаллическое месторождение Иртышской зоны смятия).

В порово-пластовых водах рыхлых четвертичных отложений, выполняющих речные долины и неглубокие (до 200—400 м) малые межгорные артезианские бассейны в Рудном, Южном Алтае и Калбе, содержатся преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1 г/л. В западной части района, в пределах Жарминского и Калба-Нарымского синклинориев и Чарского антиклинория, грунтовые воды четвертичных отложений речных долин и межгорных впадин характеризуются пестрым химическим составом (от гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых) и различной минерализацией (от 0,3 до 3—9 г/л). Воды с повышенной минерализацией чаще встречаются в верхних частях разреза, особенно на участках с их неглубоким (не более 2—3 м) залеганием.

Уменьшение минерализации обычно происходит сверху вниз и от центральных частей долин и впадин к их бортам.

Основные закономерности формирования подземных вод

Факторы, определяющие основные закономерности формирования подземных вод рассматриваемой области, существенно отличны для бассейнов трещинных вод и расположенных между ними различного типа межгорных артезианских и адартезианских бассейнов.

В пределах гидрогеологических массивов преимущественно распространены трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды зоны интенсивного водообмена. В нижних гидродинамических зонах затрудненного водообмена обводненность локальная, связанная в основном с зонами разломов и контактами интрузий с вмещающими породами. Иная картина наблюдается в большинстве средних по величине межгорных артезианских бассейнов, где мощность зоны интенсивного водообмена значительно (иногда более чем в десять раз) уступает мощности зон затрудненного водообмена.

Породы, слагающие горные сооружения области, испытали длительное и интенсивное воздействие атмосферных вод. Инфильтрационный этап формирования подземных вод, начавшийся в Енисейском районе и на ряде участков (в Восточном Саяне, Кузнецком Алатау с допалеозоя и кембрия, в Саяно-Алтайском — с конца силура, в Жарминско-Рудно-Алтайском районе — с конца перми) и продолжающийся до настоящего времени, привел к многократному промыву горных сооружений и вытеснению как морских вод, образовавшихся в древние седиментационные этапы, так и магматогенных, связанных с внедрением интрузий и активной вулканической деятельностью, в период существования этой области как геосинклинали.

Формирование подземных вод в зоне интенсивного водообмена происходит под активным влиянием взаимосвязанных зональных физико-географических факторов (климата, рельефа и гидрографической сети) и литолого-петрографического состава пород. Климат, тесно связанный с рельефом, в значительной степени определяет питание подземных вод. Оно происходит главным образом за счет атмосферных осадков на всей площади распространения водоносных комплексов. Наиболее благоприятные условия для питания наблюдаются в горных районах на участках развития карста и глубоких разломов. Здесь кроме атмосферных осадков в питании подземных вод принимают участие нередко и воды поверхностных водостоков, а в зонах разломов и глубокие воды. В высокогорной зоне в питании участвуют также талые воды ледников и снежников. Роль конденсационных процессов в питании подземных вод не изучена. Можно предполагать, что по сравнению с атмосферными осадками она невелика.

Основная разгрузка подземных вод происходит по склонам и непосредственно в русле рек и оврагов, широко разветвленная сеть которых обеспечивает быстрый сток подземных вод к ним.

Рельеф и интенсивность его расчленения предопределяют закономерное зональное изменение условий формирования естественных ресурсов, химического состава и температуры трещинных вод зоны выветривания* от возвышенных участков горных сооружений к пониженным периферийным. Приуроченность наименее минерализованных ультрапресных (до 0,1 г/л) вод, близких по степени минерализации к атмосферным осадкам, к высокогорным и сильно расчлененным среднегорным районам области определяется незначительным временем взаимодействия очень холодной воды с неоднократно промытыми, в большинстве случаев химически слабо активными породами, что обусловливается

* Трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды азональны.

очень быстрым водообменом подземных вод. Этому способствуют короткие пути фильтрации, хорошие фильтрационные свойства пород в трещиноватых зонах и горных россыпях, сложенных преимущественно крупнообломочным материалом, и большие уклоны пьезометрической поверхности подземных вод.

Следует отметить, что на участках развития многолетней мерзлоты в высокогорной и среднегорной зонах Восточного и Западного Саяна, Горного Алтая создаются условия для формирования очень холодных (с температурой менее 1°С) слабоминерализованных гидрокарбонатных надмерзлотных вод, содержащих повышенное количество кремнекислоты. Проявляются они в виде верховодок и заболоченностей, питающих в летний период многочисленные небольшие родники, выходящие из курумов и осыпей (Бейром, Лепезин, 1961).

По мере снижения абсолютных отметок склоны гор постепенно выполаживаются; уменьшаются уклоны пьезометрической поверхности подземных вод и фильтрационные свойства трещиноватых зон и горных россыпей вследствие заполнения их глинистым и пылеватым материалом; нарастает температура подземных вод и время взаимодействия воды с породой, что приводит к постепенному увеличению роли литологического состава в формировании подземных вод, повышению их минерализации (до 0,3—0,5 г/л в среднегорной зоне и до 1—3 г/л и более в низкогорье и мелкосопочнике), изменению и усложнению химического состава от гидрокарбонатных кальциевых и натриевых до сульфатных натриевых и магниевых, иногда хлоридных натриевых и магниевых и более сложных трехкомпонентных систем. Формирование солоноватых вод пестрой минерализации наиболее характерно для западной части Жарминско-Рудно-Алтайского гидрогеологического района. Здесь оно происходит в зоне экзогенной трещиноватости, погребенной под гипсоносными глинами неогена, содержащими линзы и прослои песка, и на участках слабо расчлененных речных долин с близким залеганием грунтовых вод. В первом случае формирование солоноватых вод связано с выщелачиванием гипса в условиях относительно затрудненного водообмена, во втором — с процессами континентального засолонения.

Закономерное изменение гидрогеологических условий формирования подземных вод, особенно их химического состава, по мере снижения абсолютных отметок горно-складчатых территорий в целом согласуется с уменьшением количества подземных вод, проходящих через водоносные отложения в одну и ту же единицу времени. Это наглядно иллюстрируется распределением величин среднемноголетнего подземного стока (естественных ресурсов) на рассматриваемой территории (Подземный сток на территории СССР, 1966).

Наиболее высокие значения модуля подземного стока, обусловленные благоприятными условиями питания и дренирования, наблюдаются в высокогорьях и среднегорьях западной части Горного Алтая (3—5 л/с с 1 км^2, на закарстованных участках до 7—9 л/с с 1 км^2), Кузнецкого Алатау (4—5 л/с с 1 км^2), Восточного Саяна (2—5 л/с с 1 км^2) и северо-восточной части Енисейского Кряжа (до 4 л/с с 1 км^2). По направлению к межгорным впадинам уменьшаются глубина расчленения рельефа и количество атмосферных осадков наряду с нарастанием испарения, что приводит к уменьшению модуля подземного стока до 2—1 л/с с 1 км^2 и менее.

На преобладающей части территории межгорных артезианских и адартезианских бассейнов характер подземного стока благоприятствует формированию в зоне интенсивного водообмена напорных и безнапорных преимущественно пресных подземных вод выщелачивания, минерализация которых нарастает с глубиной. Только в центральных степных

и полустепных частях Минусинских, Тувинских и Убсунур-Тесхемского бассейнов и на отдельных участках малых межгорных артезианских бассейнов Жарминско-Рудно-Алтайского гидрогеологического района вследствие малого количества атмосферных осадков, интенсивного испарения и слабого дренажа в условиях неглубокого залегания грунтовых вод формируются солоноватые воды континентального засоления. Минерализация их с глубиной уменьшается, имея максимальное значение у поверхности. Формирование сульфатных вод с повышенным содержанием хлоридов на отдельных участках в Присалаирье Г. М. Рогов (1963 г.) объясняет процессами континентального засолонения. Однако М. А. Кузнецова и О. В. Постникова происхождение этих вод связывают с выщелачиванием сульфидных соединений в районах полиметаллических месторождений.

На формирование химического состава грунтовых вод выщелачивания оказывают влияние биологические процессы, происходящие в зоне аэрации, особенно в почве. Так, в таежных увлажненных районах Кузнецкого бассейна с кислыми подзолистыми выщелоченными почвами, очень богатыми гумусом (до 10—30 кг/м^2), формируются кислые низкоминерализованные грунтовые воды с повышенным содержанием углекислоты биогенного и атмосферного происхождения и гуминовых кислот. Несмотря на низкую минерализацию этих грунтовых вод, местами не превышающую 0,1 г/л, состав их очень сложен. Это хлоридные, сульфатные гидрокарбонатные воды с высоким содержанием кремнезема (до 30—50 мг/л), иногда аммония. В лесостепной и степной зонах Кузбасса преобладают черноземные почвы, с высоким содержанием гумуса, гуминовых кислот, кальция, отчасти магния. Инфильтрующиеся через них атмосферные осадки обогащаются кальцием. В этих районах формируются пресные преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды, pH которых близок к 7.

В условиях интенсивной циркуляции подземных вод и на отдельных участках артезианских и адартезианских бассейнов наряду с пресными безнапорными и напорными водами формируются солоноватые (с минерализацией до 3—4 г/л и более) сульфатные кальциевые, сульфатные натриевые, сульфатные магниево-кальциевые воды. Они связаны с выщелачиванием загипсованных карбонатных и терригенных пород среднего (бейская свита) и верхнего (кохайская свита) девона в Южно-Минусинском и Чебаково-Балахтинском бассейнах, окислением и выщелачиванием пирита из аргиллитовых пластов пермо-карбона Кузнецкого бассейна.

На участках глубоких разломов, по которым в зону интенсивного водообмена адартезианских бассейнов поступает углекислота (видимо, метаморфического происхождения), формируются углекислые воды (Терсинское и Кожановское месторождения холодных углекислых вод). Насыщая пресные, местами солоноватые воды, углекислота значительно повышает их растворимость, в результате формируются углекислые, более минерализованные воды, но такого же состава, что и первоначальные. Так, углекислые воды Кожановского месторождения имеют такой же гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, что и пресные воды зоны интенсивного водообмена, хотя их минерализация и повышается до 3—4 г/л. Аналогично углекислые солоноватые Терсинские воды имеют тот же гидрокарбонатно-натриевый состав, что и воды зоны, в которой они формируются.

В целом же напорные воды зоны интенсивного водообмена артезианских и адартезианских бассейнов в основном пресные и являются водами выщелачивания.

Пресные воды выщелачивания, по-видимому, формируются в пределах всего разреза слабо изученных малых и неглубоких артезианских бассейнов Жарминско-Рудно-Алтайского района, имеющих сходное палеогидрогеологическое развитие. Этому способствуют терригенный состав пресноводных (аллювиальных, аллювиально-делювиально-пролювиальных, ледниковых и водно-ледниковых), рыхлых отложений кайнозоя, выполняющих эти бассейны, их довольно высокие коллекторские свойства, благоприятные условия питания и дренажа. Как питанию, так и разгрузке способствует отсутствие в большинстве малых бассейнов регионально выдержанных водоупорных перекрытий. В пределах этих бассейнов условия затрудненного водообмена, возможно, могут наблюдаться лишь местами в нижней части бассейнов, на участках, перекрытых водоупорными глинами.

В средних глубоких артезианских и адартезианских бассейнах Саяно-Алтайского района по мере углубления происходит ухудшение условий водообмена, что определяет в значительной степени повышение минерализации и изменение химического состава сверху вниз. Однако нарастание минерализации подземных вод с глубиной и максимальная степень концентрирования природных растворов для каждого конкретного бассейна тесно связаны с литолого-фациальными особенностями пород, слагающих бассейн, и его палеогидрогеологическим развитием.

В процессе развития артезианских и адартезианских бассейнов Саяно-Алтайского гидрогеологического района имеются как общие черты, так и существенные различия. Общим для них является то, что в процессе формирования бассейнов неоднократно происходили дифференцированные тектонические колебательные движения различной амплитуды и продолжительности, приводившие к периодическим изменениям условий формирования подземных вод и их водообмена: смене седиментационных циклов формирования инфильтрационными, изменению физико-географических условий, областей питания и разгрузки.

В период положительных тектонических движений наблюдалось усиление интенсивности водообмена, проводившее к смешению и вытеснению той или иной части седиментационных вод водами инфильтрационными. Этому способствовал подъем областей питания и возникновение глубинных разломов, особенно на стыке между горно-складчатыми сооружениями и межгорными впадинами, по которым древние инфильтрационные воды могли поступать в осадочный чехол бассейнов. Однако продолжительность седиментационных и древних инфильтрационных циклов для разных бассейнов, а нередко и их частей, была неодинакова. Также неодинаков был и состав седиментационных вод. В Южно-Минусинском бассейне, так же как и в других минусинских бассейнах, в бассейнах Тувинского прогиба и Рыбинском в девонское время, к которому в пределах этих бассейнов приурочено максимальное осадконакопление*, шло формирование преимущественно седиментационно-континентальных вод, сменявшихся в отдельные периоды седиментационно-лагунными, седиментационно-лагунно-морскими и седиментационно-морскими водами.

В нижне-среднедевонское время, когда отмечались бурные проявления трещинного вулканизма, имевшего наибольшее развитие по периферии бассейнов, происходило формирование магматогенных вод.

Наибольшую минерализацию имели седиментационно-лагунные воды, о чем свидетельствует присутствие в отложениях среднего девона пластов гипса, выпадение которого из усыхающих лагунных бассейнов,

* Сведения о гидрогеологических условиях зон затрудненного водообмена имеются только для части разреза, сложенного девонскими отложениями.

как известно, происходит при минерализации воды не менее 153 г/л. Не исключено, что в отдельных усыхающих лагунах минерализация вод повышалась до 320 г/л и происходил процесс осаждения хлористого натрия, отдельные кристаллы которого встречаются в отложениях девона.

Особенности химического состава хлоридных натриевых рассолов Южно-Минусинского адартезианского бассейна с минерализацией 304 г/л (255 г/кг) свидетельствуют о возможном их происхождении за счет выщелачивания галогенных отложений, что подтверждается графическим анализом (по методу М. Г. Валяшко, 1963 г.) бром-хлорного (1,5—2,6) и магний-хлорного (0,03—0,09) коэффициентов. Об этом свидетельствует и коэффициент $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$, изменяющийся в рассолах Южно-Минусинского бассейна от 0,90 до 0,97. На формирование этих рассолов значительное влияние, по-видимому, оказали древние инфильтрационные этапы водообмена.

Хлоридные натриевые рассолы могут быть распространены и в девонских отложениях глубоких частей разреза Чебаково-Балахтинского и Тувинских адартезианских бассейнов. В Рыбинском бассейне, где мощность осадочного чехла, сложенного в основном девонскими породами, не превышает 3—3,5 км и осадконакопление происходило преимущественно в опресненных и солоновато-водных водоемах, что фиксируется отсутствием здесь галогенных фаций, выявление рассолов, даже в закрытых структурах, мало вероятно.

Совершенно другим типом вертикальной гидрохимической зональности обладает Кузнецкий адартезианский бассейн. В его пределах минерализация хлоридно-натриевых вод в зоне весьма затрудненного водообмена (в отложениях пермо-карбона) на глубине 2400—2500 м составляет всего 35 г/л, тогда как в Южно-Минусинском бассейне на этой же глубине в отложениях девона, о чем говорилось ранее, содержатся рассолы с минерализацией 304—312 г/л.

Кузнецкий бассейн отличается от ранее рассмотренных бассейнов Саяно-Алтайского района как литолого-петрографическими особенностями пород (отсутствием галогенных фаций, сильной, до 6%, насыщенностью органическим веществом), так и историей палеогидрогеологического развития.

В девоне и нижнем карбоне на месте современного Кузнецкого бассейна был моноклинальный артезианский склон, в пределах которого формировались седиментационно-морские подземные воды. И только на восточной окраине в это время происходило формирование инфильтрационных и магматогенных вод.

Во время накопления угленосных осадков пермо-карбона (континентальных: аллювиальных, болотных, озерно-болотных, пролювиальных, лагунных и на северо-западе — мелководно-морских), слагающих преобладающую часть разреза Кузнецкого бассейна, формировались седиментационные воды в основном пресные и солоноватые, реже соленые. Минерализованные воды из глинистых лагунно-континентальных и морских отложений в процессе диагенеза отжимались в континентальные отложения. Учитывая отсутствие в отложениях пермо-карбона галогенных фаций и их слабую карбонатность, можно предполагать, что максимальная минерализация седиментационных вод, формировавшихся в пермо-карбоновое время, в большинстве случаев вряд ли превышала минерализацию морской воды нормальной солености (35 г/л).

Следует отметить, что огромная насыщенность пермо-карбоновых отложений органическим веществом оказывала и оказывает существенное влияние на формирование химического и особенно газового состава подземных вод. В результате этого влияния образуются азотно-мета-

новые и метановые газы иногда с тяжелыми углеводородами, ухудшаются условия формирования сульфатных вод Появление в подземных водах иода, а также в некоторой части брома, как известно, также определяется органическим веществом пород.

Сложная история палеогидрогеологического развития Кузнецкого бассейна и недостаточное количество данных не позволяют сделать достоверных выводов о том, какого генезиса воды преобладают в зоне весьма затрудненного водообмена. Наиболее вероятно, что в этой зоне наряду с инфильтрационными водами выщелачивания развиты и метаморфизованные седиментационные воды. На отдельных участках, особенно в восточной части Кузбасса, встречаются также углекислые термальные воды, связанные с воздействием магматических пород на осадочные карбонатные. По мере приближения к поверхности земли и улучшения условий водообмена роль инфильтрационных вод выщелачивания возрастает и в средней зоне затрудненного водообмена — в толще песчано-глинистых пород, насыщенных органическим веществом, при повышенных давлении и температуре протекают многочисленные процессы (растворение карбонатов, катионный обмен кальция на натрий, разложение полевых шпатов терригенных пород), приводящие к формированию содовых гидрокарбонатных натриевых вод. Значительное влияние на формирование подземных вод в зоне затрудненного водообмена имеют глеевые процессы, интенсивно протекающие в восстановительной обстановке.

В межгорных артезианских бассейнах Енисейского гидрогеологического района, не имеющих в геологическом разрезе галогенных фаций, рассолы, по-видимому, не формируются Исключение, возможно, составляет Жадугинский артезианский бассейн, сложенный кембрийскими отложениями с признаками соленосности.

Условия формирования азональных трещинно-жильных вод, развитых в Саяно-Алтайско-Енисейской области, во многих случаях специфичны и дискуссионны. Специфика этих условий определяется особенностями развития региональной тектонической трещиноватости (глубиной разломов, их направлением, степенью открытости, залеченности, тектонической активностью), вещественным составом пород в зоне трещиноватости, количеством и глубиной проникновения подземных вод, количеством и составом ювенильных вод, их газовым составом и степенью смешения с атмосферными водами. В зонах глубоких разломов в кристаллических породах (преимущественно в гранитах) за счет их выщелачивания нагретыми инфильтрационными водами формируются азотные слабоминерализованные термальные воды, содержащие фтор, кремнекислоту и другие элементы.

В районах молодой вулканической деятельности (Восточный Саян), где по глубоким тектоническим нарушениям и поверхности земли поднимается углекислота магматического происхождения, в зонах разломов формируются углекислые термальные воды разнообразного состава.

Углекисло-азотные субтермальные воды являются реликтами углекислых терм. Вопрос формирования холодных углекислых вод в настоящее время является дискуссионным. Наиболее аргументированно происхождение углекислого газа в холодных родниках объясняет теория вулканического происхождения углекислоты, выдвинутая еще в конце прошлого века В. А. Обручевым.

В разломах с сульфидным оруднением за счет окисления сульфидов формируются кислые железистые воды рудничного типа (Ир-Сайлыхский родник на южном склоне Западного Саяна, воды полиметаллических месторождений). Об этом свидетельствуют особенности хи-

мического состава этих вод — низкое значение pH, наличие свободной серной кислоты, высокое содержание сульфатов железа, алюминия и других металлов, а также наличие специфической микрофлоры — *Th. ferroxidans* и др. (Гирфанова, 1967).

В разломах и коре выветривания кислых кристаллических пород, содержащих в сравнении с другими породами большее количество радиоактивных элементов, формируются радоновые воды (родники Бай-Тальский, Афанасьевский и др.

Народнохозяйственное значение различных типов подземных вод

Пресные подземные воды Саяно-Алтайско-Енисейской области широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения и в меньшей степени для орошения. Основные ресурсы этих вод сосредоточены в верхней части разреза до глубины 100—150 м в бассейнах трещинных вод и 200—400 м в межгорных артезианских бассейнах. Естественные ресурсы подземных вод в горных сооружениях, связанные в основном с зоной экзогенной трещиноватости, ввиду резкой расчлененности рельефа рассредоточены по отдельным, обычно небольшим по размеру бассейнам грунтового стока. Модули подземного стока в зависимости от состава водовмещающих пород, степени их трещиноватости, условий питания и дренирования могут существенно изменяться на небольшой площади. Небольшие ресурсы (и запасы) подземных вод в гидрогеологических массивах связаны с закарстованными карбонатными породами, широко распространенными в Кузнецком Алатау, Восточном и Западном Саянах, Горном Алтае и на Енисейском кряже (среднегодовой модуль подземного стока, как отмечалось ранее, до 4—5, иногда до 7—9 л/с с 1 км^2). Несмотря на то, что естественные ресурсы подземных вод зоны выветривания горных сооружений в целом довольно значительны, что обусловлено динамичностью подземных вод и обилием атмосферных осадков, дебит отдельных скважин, вскрывших воды зоны выветривания, невелик (от 0,2 до 1—2 л/с), за исключением скважин, вскрывших трещинно-карстовые воды (дебит скважин до 10—20 л/с и более). Естественные ресурсы подземных вод зоны выветривания неустойчивы во времени, особенно в закарстованных карбонатных породах. Все это говорит о невысоких эксплуатационных качествах подземных вод бассейнов трещинных вод. Более значительные и устойчивые во времени ресурсы подземных вод формируются в молодых и обновленных неотектоническими движениями древних разломах, о чем можно косвенно судить по выходам относительно постоянных многодебитных родников (до 10—20 л/с и более).

В межгорных артезианских и адартезианских бассейнах (Кузнецком, Минусинских, Рыбинском и др.) естественные ресурсы, выраженные среднемноголетним модулем подземного стока, обычно не превышают 1—2 л/с с 1 км^2, а в засушливых степях местами снижаются до 0,1—0,5 л/с с 1 км^2.

Величины региональных эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод межгорных артезианских и адартезианских бассейнов приведены в табл. 34.

Максимальные величины эксплуатационных ресурсов отмечаются для подземных вод аллювиальных отложений долин крупных рек (Томи, Енисея и др.).

Глубокие части разреза межгорных адартезианских бассейнов содержат небольшие запасы подземных вод, что определяется уменьшением пористости и трещиноватости пород с глубиной. Это, как отмечалось выше, подтверждается бурением глубоких скважин в Южно-Ми-

Таблица 34

Величины модулей региональных эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод артезианских и адартезианских бассейнов, л/с с 1 км²

Возраст водоносного комплекса	Бассейны			
	Кузнецкий	Минусинские	Тувинские	Рыбинский
Четвертичный (аллювиальные отложения)	0,4—12,9 (6,7)	(0,9)	9,6—19,0	—
Юрский	0,3—1,8 (1,3)	0,2—1,1 (0,5)	2,9—3,5	(0,5)
Верхнепалеозойский	0,4—2,4 (1,0)	—	—	—
Девонский и каменноугольный	—	0,1—2,4	—	1—10,0
Силурийский	—	—	0,7—1,7	—

Примечание. В скобках даны средние значения модуля.

нусинском бассейне, где многие скважины, пробуренные до глубины 2000—3000 м, оказались практически безводными: лишь отдельными скважинами получены небольшие притоки вод с лечебными и промышленными концентрациями брома, иода, калия и других специфических компонентов. Наибольшей проницаемостью среди девонских отложений Южно-Минусинской впадины выделяются породы илеморовской и бейской свит среднего девона. С породами илеморовской свиты часто связаны притоки (хотя и небольшие) вод в скважины. Зная среднюю скважность пород илеморовской свиты (0,03) и принимая их мощность в центральной части Южно-Минусинской впадины за 100 м, можно подсчитать, правда, весьма ориентировочно, что на 1 км² площади этого горизонта содержатся весьма небольшие (порядка 3000 м³) запасы промышленных вод. Все эти данные свидетельствуют о слабой, в целом, водоносности пород среднего девона, содержащих промышленные (по концентрации) рассолы в центральной части Южно-Минусинского бассейна *. В то же время не исключена возможность выявления здесь, на глубинах порядка 1200—2500 м и глубже, значительных скоплений рассолов, связанных с локальными изолированными друг от друга зонами трещиноватости тектонической и древнего выветривания.

В Чебаково-Балахтинском и Кузнецком бассейнах значительны запасы холодных углекислых вод. Здесь располагаются весьма перспективные месторождения минеральных углекислых вод: Кожановское (разведывается) и Терсинское (разведано и рекомендуется для строительства курорта). Дебиты скважин при самоизливе на Кожановском месторождении достигают 10—13 л/с, а на Терсинском месторождении скважины самоизливают до 25—30 л/с воды.

Лечебное и промышленное значение имеют воды (рапа) и илы ряда соленых и рассольных озер Чебаково-Балахтинского, Южно-Минусинского, Улугхемского и Убсунур-Тесхемского артезианских бассейнов (Шуб, 1962).

Встречающиеся в горных районах Саяно-Алтайско-Енисейской области разнообразные лечебные холодные и термальные воды во многих случаях могут служить хорошей базой для строительства курортов. Воды термальных родников могут быть использованы как источники тепла.

К сожалению, в настоящее время многие минеральные источники области используются только местным населением («дикие» здравни-

* Рассолы Южно-Минусинской впадины представляют интерес и в бальнеологическом отношении.

цы). На базе минеральных подземных вод работают всего лишь пять курортов: «Белокуриха» и «Рахмановские Ключи» в Горном Алтае, «Уш-Бельдыр», «Чедер» и «Тайрыс» в Туве (Закономерности распространения..., 1967). Два курорта («Шира» и «Учум») в Чебаково-Балахтинской впадине используют в основном воду сульфатных минеральных озер.

На курорте «Учум» также используются подземные воды сульфатного натриевого состава с минерализацией 4,1—5,7 г/л.

Ресурсы холодных и термальных минеральных вод, выходящих в основном по зонам глубинных разломов, изучены, в общем, очень слабо. Судя по дебитам родников (до 10—23 л/с) и опыту работы действующих курортов, зоны тектонических нарушений на отдельных участках, по-видимому, имеют значительные эксплуатационные ресурсы.

Глава 10.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (XI)

Физико-географические и геолого-структурные условия

Восточно-Сибирская гидрогеологическая складчатая область, занимающая одну из древнейших, сложно построенных тектонических структур Сибири, граничит на севере с артезианскими бассейнами Сибирской платформы, на северо-западе и северо-востоке с Саяно-Алтайской и Зайсано-Буреинской складчатыми областями. На юге условной границей служит государственная граница СССР, тогда как в структурно-гидрогеологическом отношении эта область может быть продолжена на территорию Монгольской Народной Республики, в пределы Хангайско-Хэнтейской горно-складчатой области (Маринов, Попов, 1963).

Восточно-Сибирская гидрогеологическая складчатая область (Прибайкалье, Забайкалье, Байкало-Патомское нагорье и Становой хребет) является звеном огромной цепи сложных гидрогеологических горно-складчатых областей, окаймляющих территорию СССР с юга. По данным Н. И. Николаева, Восточно-Сибирская область относится к зоне наиболее высоких в СССР значений градиентов скоростей тектонических движений — до $8 \cdot 10^{-9}$ см/см в год и более, что во многом обусловливает гидрогеологические особенности региона.

В рельефе этой, по преимуществу горной страны наряду с альпинотипными хребтами с вершинами-гольцами, имеющими абсолютные отметки до 2—3 км, плоскогорьями, средне- и мелкогорьями с отметками от 800 до 1600 м распространены довольно обширные плоские поверхности межгорных впадин с отметками от 500—700 до 800—1100 м.

Чередование высоких горных цепей и вытянутых узких впадин (ширина их составляет десятки километров, протяженность — сотни километров) весьма существенно влияет на распространение атмосферных осадков и температур воздуха, на поверхностный и подземный стоки. Так как рельеф горных массивов в большинстве случаев сильно и глубоко расчленен речными долинами, горные породы, как правило, хорошо промыты, зона пресных вод достигает в них нескольких сотен метров, но одновременно в немногих котловинах подземные воды имеют повышенную минерализацию, обусловленную главным образом отсутствием стока при усиленном испарении с поверхности.

Территория Восточно-Сибирской складчатой области является водоразделом бассейнов Северного Ледовитого (Байкал — Ангара — Енисей и Лена) и Тихого океанов (Амур). Соответственно распределяются поверхностный и подземный стоки области.

Поверхностный сток области характеризуется в целом длительным летним половодьем, превышающим весенние паводки, почти полным отсутствием летней межени. Зимой на большей части террито-

рии, за исключением Прибайкалья, сток прекращается или ничтожен вследствие промерзания. На юге, в районе г. Борзи, находится бессточная область, где небольшой сток существует только весной и после обильных дождей. Для рек большей части территории преобладает дождевое питание и только на севере — снеговое. По данным Л.М Орловой, на реках южной части Бурятии более 50% стока осуществляется в течение летних месяцев, около 25% приходится на осень, 15—20% на весенний период и лишь около 5% на зиму. Последняя цифра в какой-то степени характеризует и величину подземного стока. Однако для наиболее крупных, глубоко врезанных рек доля подземного питания доходит до 16—18%, а на северо-западном склоне Хамар-Дабана — до 43%. Средние модули стока для крупных рек (Селенги, Амура) достигают 1—2 л/с с 1 км^2, для рек северного высокогорья 10—16 л/с с 1 км^2.

Крупнейшим водоприемником стока является оз. Байкал. В его чаше (максимальная глубина 1620 м, поверхность 31,5 тыс. км^2) сосредоточено около 20% мировых запасов пресной воды (23,6 тыс. км^3). Огромный объем и большая глубина озера определяют устойчивость физических и химических свойств его воды. Сезонное перемешивание вод достигает 200—250 м, амплитуда колебания температур в этом слое составляет 1—15°. Ниже, до самого дна, отмечается постоянная, очень низкая температура — около 3—4° С. Вода озера гидрокарбонатная кальциевая с минерализацией до 0,1 г/л, в заливах до 0,15 г/л.

Плотина Иркутской ГЭС на р. Ангаре подняла уровень озера Горизонт наибольшей повторяемости находится на отметке 455,7—456,9 м Формирование котловины оз. Байкал началось, по-видимому, в конце палеогена и до сих пор еще не закончилось, о чем свидетельствуют подвижки земной коры, частые землетрясения большой силы (образование зал. Провал).

На территории области в межгорных понижениях расположены пресные неглубокие старичные, а также небольшие термокарстовые озера. На севере распространены озера ледникового, ледниково-тектонического и тектонического происхождения.

Значительное число соленых озер расположено на юге области и приурочено к обширным депрессиям, как правило, к бессточным артезианским бассейнам (оз. Белое — в Боргойском бассейне, озера Зун-Торей и Бурун-Торей — в Торейском). Эти озера имеют изменчивый во времени режим уровня и минерализацию воды. В основном это соленые и горько-соленые натриевые воды, различного анионного состава с минерализацией от 1,5 до 10 г/л, но встречаются хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией до 130—250 г/л (озера Селенгинское и Борзинское). Крупнейшие озера этой части региона (Зун-Торей и Борун-Торей) имеют солоноватую воду (2,5 г/л) гидрокарбонатного натриевого состава, сильно опресняющуюся в период дождей. Для вод многих озер свойственно увеличение минерализации зимой, вплоть до выпадения в осадок солей (мирабилит на Доронинском озере).

Климат изучаемой территории умеренно и резко континентальный, что связано со значительной удаленностью от океанов (за исключением Станового хребта), с высоким гипсометрическим положением местности и влиянием водных масс оз. Байкал лишь в узкой береговой полосе. Котловины и плоские широкие долины Прибайкалья отличаются меньшей степенью континентальности климата по сравнению с котловинами среднегорий и высокогорий Забайкалья. Средний многолетний показатель континентальности по Ценкеру, подсчитанный В. М Картушиным (Атлас Забайкалья, 1967), колеблется от 50—65 около Байкала до 89 около оз. Гусиного, 95 на Витимском плоскогорье и более 95 в

Восточном Забайкалье. Температура воздуха значительно ниже (на 14—35° С) соответствующих среднеширотных температур.

В обстановке зимнего Сибирского антициклона, когда адвекция воздушных масс замедлена, холодный воздух стекает в межгорные понижения, где подвергается сильному радиационному выхолаживанию. Вследствие этого создаются приземная инверсия температур и штилевая погода в котловинах, особенно четко проявляющиеся в Забайкалье.

Для описываемой территории характерна высокая величина эффективного излучения с поверхности земли в холодный период года. Она в 2,5—3 раза больше, чем, например, в европейской части СССР на тех же широтах, что способствует выхолаживанию недр Земли.

Максимальное количество атмосферных осадков на водораздельных участках и склонах хребтов составляет от 400—600 мм на юге до 800 мм на северо-востоке области и до 1000—1300 мм на северо-востоке и северо-западе оз. Байкал. В межгорных понижениях наблюдается гораздо меньшее количество атмосферных осадков: от 350 мм на севере до 200 мм на юге и менее 200 мм в районе оз. Гусиного. В низинах снега выпадает мало, причем в степях значительная часть его испаряется, не переходя в воду. Поэтому большие площади степных впадин, особенно на юге и юго-востоке области, зимой бывают лишены снега и сильно охлаждаются. Однако в горах снеговой покров довольно значителен и долго сохраняется вплоть до образования постоянных снежников. Такие условия распределения осадков способствуют тому, что горные хребты являются местами, в которых происходит основное питание подземных вод.

В теплый период года (апрель — сентябрь) выпадает 70—95% годовой суммы осадков, из них значительная часть приходится на июнь — июль (Прибайкалье) или июль — август (Забайкалье), когда господствуют циклоны. В летнее время осадки часто имеют ливневый характер и вызывают катастрофические паводки на реках, наводнения, что, в свою очередь, влияет на быстрый и значительный подъем уровня грунтовых вод.

Осадки, выпадающие на дневную поверхность, имеют в основном гидрокарбонатный и гидрокарбонатный хлоридный состав (в Прибайкалье и Западном Забайкалье) с минерализацией до 0,3 г/л, реже до 0,5 г/л (Вотинцев, 1954; Климочкин, 1959; Богданова, 1964 и др.). По катионному составу осадки чаще натриевые, реже кальциевые и очень редко магниевые. В пределах горных сооружений химический состав подземных вод зоны трещиноватости определяется главным образом химическим составом атмосферных осадков и затем ландшафтными особенностями и составом пород. Минерализация подземных вод, в основном высокогорных и реже среднегорных участков, обычно в несколько (3—5, реже 10 и более) раз больше, чем атмосферных осадков, но химический тип воды остается тот же.

Годовая испаряемость с поверхности составляет в среднем 200—300 мм, увеличиваясь на побережье Байкала до 375 мм, а юго-восточнее озера до 500 мм и более. По приблизительным подсчетам Л. М. Орловой, годовое испарение в горных районах Селенгинской Даурии составляет 50—60% годовой суммы осадков и 80—100% — в степных и лесостепных районах. В сухих бессточных степях юга и юго-востока области испарение особенно сильно влияет не только на почвенную влагу, но и на подземные воды, способствуя их засолению.

В горных массивах области, покрытых крупнообломочными продуктами разрушения коренных пород, значительная доля подземных вод образована процессами конденсации паров воды из воздуха. Для района г. Новоселенгинска, по приближенным данным В. В. Климоч-

кина (1959 г.), количество конденсационных вод достигает 30% общего баланса подземных вод.

В целом воздействие сурового климата Восточно-Сибирской складчатой области на ее гидрогеологические условия проявляется в усилении механического выветривания; десквамации горных пород; образовании значительной зоны выветривания; локализации очагов питания и разгрузки подземных вод при глубоком сезонном и многолетнем промерзании на значительных площадях; в формировании их химического состава.

В геологическом строении Восточно-Сибирской гидрогеологической области принимают участие породы от древнейших архейских и протерозойских до кайнозойских. На значительной части ее территории (более 90%) распространены интрузивные и метаморфические разновозрастные (архей — юра) породы: гранитоиды, габбро, гнейсы, амфиболиты, мраморы, кристаллические сланцы, кварциты. На гораздо меньшей площади (около 8%) залегают осадочные породы от кембрийского до триасового возраста, образующие сложно построенные складки и представленные песчаниками, конгломератами, доломитами, мергелями, известняками, аргиллитами, сланцами суммарной мощностью более 10 км. Породы юрского, мелового и кайнозойского возраста, выполняющие межгорные впадины, представлены песчаниками, аргиллитами, песками, глинами, каменным углем, галечниками и конгломератами. Трещиноватые, пористые эффузивные породы, пласты и линзы мезозойских и кайнозойских андезито-базальтов и их туфов обычно образуют обширные покровы.

Следует подчеркнуть весьма характерную особенность геологического строения Восточно-Сибирской складчатой области — отсутствие в отложениях от древнейших до современных галогенных образований. Также специфично широкое распространение в долинах и впадинах области движущихся эоловых песков (дюнов, барханов, котловин выдувания). Отдельные массивы песков имеют площадь, измеряемую десятками квадратных километров, и обусловливают полное поглощение и просачивание атмосферных вод в подстилающие породы.

Породы, слагающие недра Восточно-Сибирской складчатой области, претерпели в той или иной степени влияние складчатостей: дорифейской, байкальской, каледонской, герцинской, альпийской, включая и неотектонические движения. Домезозойские породы, претерпевшие несколько фаз складчатости, в большинстве своем сильно метаморфизованы, трещиноваты, многие разности пород подверглись оруденению, в частности сульфидному. Новейшие тектонические движения обновили разломы, окаймляющие впадины. Территория области в основном представляет мозаично-блоковую структуру. Тектонические нарушения протягиваются на многие десятки и сотни километров. Например, Чикойско-Ингодинский разлом имеет протяжение 500 км при ширине зоны катаклаза и милонитизации до 0,5 км.

Тектоническая активность этой области не прекращается до нашего времени. На северо-западе (бассейн р. Джиды, Тункинская котловина) и на северо-востоке (верховье рек Бол. Амалата и Калара) известны обширные излияния нижнеплейстоценовых базальтов, перекрывающих древнечетвертичные отложения. Весьма высокая современная сейсмичность характерна для всей области. Так, только для Восточного Забайкалья максимальная сила землетрясения составляет 6 баллов, для остальной территории Забайкалья 6—7 баллов и около Прибайкалья 8 баллов. Само Прибайкалье относится к районам с силой землетрясений более 9 баллов, а в районе котловины Байкала, хребтов Удокана

и Кодара — более 10 баллов (Атлас Забайкалья, 1967). Современную тектоническую активность области подтверждает и обилие термальных источников.

Для гидрогеологической характеристики этой области наиболее существен такой результат тектонической деятельности, как образование межгорных впадин, выполненных осадочными отложениями мезо-кайнозоя и представляющих собой обособленные артезианские бассейны. Впадины вытянуты преимущественно в северо-восточном направлении. По времени и условиям образования, составу выполняющих эти впадины пород, четко различаются впадины двух типов и соответственно — два типа артезианских бассейнов: забайкальский и байкальский.

Впадины забайкальского типа, образовавшиеся в начале мезозоя, обязаны своим существованием развитию Забайкальской глыбово-волновой (по В. П. Солоненко) зоны. Фундамент впадин, сложенный метаморфическими допалеозойскими и палеозойскими интрузивными породами, залегает на глубине до 2000 м. Выполнены впадины континентальными и эффузивными нижнемеловыми, юрскими и четвертичными отложениями при незначительной мощности четвертичных осадков. По периферии впадин нередки разломы, которые окаймляют впадины с двух сторон (Гусиноозерская, Хараюрская, Аргунская впадины и др.) или с одной стороны (Хилокская, Читино-Ингодинская, Ононская, Чикойская и др.).

Сравнительно небольшое распространение на юге и юго-востоке Забайкалья имеют среднеюрские континентальные отложения, приуроченные к небольшим унаследованным и наложенным впадинам. Чаще они не имеют самостоятельного значения и слагают краевые части впадин забайкальского типа.

Впадины байкальского типа сочетают в себе структуры прогиба и грабена. Они образовались на фоне гигантского Байкальского сводового поднятия (Байкальской рифтовой зоны), заложены на различных, более древних тектонических элементах и связаны с крупными перемещениями блоков кристаллического основания. Чехол впадин представлен отложениями большой мощности (2—5 км и более). Впадины байкальского типа всегда обрамлены с одной или двух сторон сбросами и, как правило, имеют асимметричный поперечный профиль: северный и северо-западный борта крутые, южный и юго-восточный — более пологие.

Размах вертикальных движений земной коры при образовании этих грабенов-впадин достигает 5—7,5 км (учитывая погружение дна впадин и воздымание окружающих их хребтов). Ко времени последнего оледенения впадины уже сформировались, в них накапливалась мощная толща озерно-флювиогляциальных и аллювиальных отложений.

На севере Витимского плоскогорья и в долине р. Онона отмечены небольшие плоские впадины, являющиеся синклинальными прогибами, выполненные отложениями неоген-четвертичного возраста.

В пределах Восточно-Сибирской складчатой области небольшое локальное распространение имеют карбонатные закарстованные породы архея, протерозоя и нижнего палеозоя — доломиты и известняки различной степени метаморфизации, мраморы. Карст проявляется в виде воронок, пещер, каналов, каверн. Встречаются карстовые формы не только древние, но и кайнозойские, вплоть до современных.

Наиболее интенсивны и многочисленны проявления карста в архейских мраморах Приольхонья, где коэффициент закарстованности достигает 10%. Характерной формой древнего карста являются погребенные карстовые котловины, вытянутые цепочками вдоль тектонических зон. В Юго-Западном Прибайкалье подземные формы (поноры, щели, кар-

маны) встречены на глубинах до 150 м от поверхности земли, а в бассейне р. Слюдянки до 280—300 м. В шахтах Слюдянки, где коэффициент трещинной пустотности закарстованных карбонатных пород достигает 6%, приток воды достигает 4—8 тыс. м³/ч (Лившиц, Писарский, 1962). Дебит отдельных карстовых родников области достигает 10—100 л/с.

Существование многолетнемерзлых пород, особенно при географически сплошном их распространении, снижает интенсивность развития карстовых процессов, но не прекращает их. Закарстованные карбонатные породы на площадях, не затронутых многолетним промерзанием, накапливают значительные запасы поверхностных и подземных вод. Однако вследствие того, что подавляющая часть территории сложена некарстующимися породами, роль карстовых вод в общем водном балансе незначительна.

Гидрогеологические особенности Восточно-Сибирской области в весьма значительной степени связаны с широко распространенными здесь многолетнемерзлыми породами. Если рассматривать всю криолитозону в аспекте глобального распространения, то именно данный регион оказывается расположенным в той ее части, которая заходит наиболее далеко к югу в северном полушарии Земли. Южнее встречаются локальные острова многолетнемерзлых пород лишь на вершинах гор и высокогорных плато (Памир, Тибет, Кавказ, Альпы). Многолетнемерзлые горные породы протягиваются в Хангайско-Хэнтэйскую горную страну Монгольской Народной Республики до 48° с. ш. (Маринов, Попов, 1963).

Широкое распространение многолетнемерзлых пород на изучаемой территории обусловлено комплексом естественноисторических условий, среди которых первостепенными являются: климатические (низкая среднегодовая температура воздуха, малое количество атмосферных осадков, особенно в виде снега, значительное испарение, температурная инверстия), геоморфологические (большая изрезанность рельефа, значительные высоты горных хребтов) и геологические (широкое распространение плохо водопроводимых пород — глинистых и монолитных — кристаллических). В мерзлом состоянии здесь встречаются как рыхлые породы четвертичного возраста, так и дочетвертичные — осадочные, метаморфические и изверженные.

Многолетнемерзлые породы распространены на территории области крайне неравномерно как по площади, так и по мощности. В целом с севера на юг наблюдается уменьшение мощности и увеличение прерывистости мерзлой толщи.

В то же время мерзлые толщи мощностью в несколько сот метров приурочены к высокогорным массивам, расположенным не только на севере, но и на юге области. Эта широтная зональность и вертикальная поясность нарушаются рядом локальных особенностей, обусловленных наличием оз. Байкал и его влиянием на физико-географические условия прилегающей территории, «теплыми» долинами рек Селенги, Аргуни и их крупных притоков, засушливыми равнинами юго-востока, многочисленными водоносными тектоническими разломами и наличием многочисленных выходов термальных вод.

Учитывая все разнообразие геокриологических условий Восточно-Сибирской складчатой области, на ее территории схематически могут быть выделены четыре геокриологических района с подрайонами (рис. 87). Краткая характеристика их геокриологических условий дана при описании гидрогеологических районов, так как особенности распространения многолетнемерзлых пород во многом определяют гидрогеологические условия того или иного района.

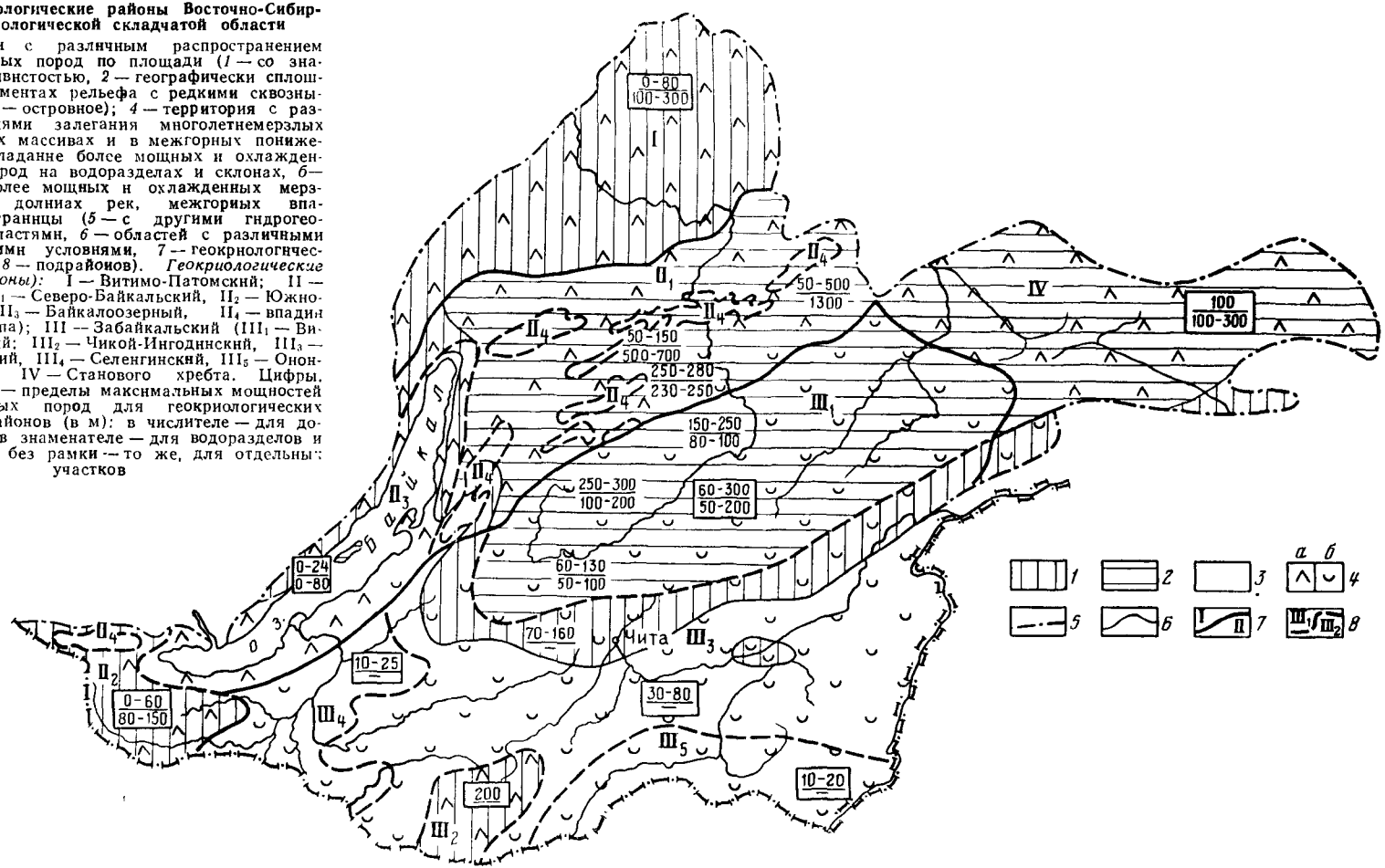


Рис. 87. Геокриологические районы Восточно-Сибирской гидрогеологической складчатой области

1—3 — территории с различным распространением многолетнемерзлых пород по площади (*1* — со значительной прерывистостью, *2* — географически сплошное на всех элементах рельефа с редкими сквозными талнкамн, *3* — островное); *4* — территория с различными условиями залегания многолетнемерзлых пород на горных массивах и в межгорных понижениях (*а* — преобладанне более мощных и охлажденных мерзлых пород на водоразделах и склонах, *б* — преобладаине более мощных и охлажденных мерзлых пород в долниах рек, межгориых впадинах); *5—8* — границы (*5* — с другими гидрогеологнческнми областямн, *6* — областей с различными геокрнологическимн условнями, *7* — геокрнологнческих районов; *8* — подрайоиов). *Геокриологические районы (подрайоны):* I — Витимо-Патомскнй; II — Байкальский (II$_1$ — Северо-Байкальский, II$_2$ — Южно-Байкальский, II$_3$ — Байкалоозерный, II$_4$ — впадин байкальского типа); III — Забайкальский (III$_1$ — Витимо-Олекмннскнй; III$_2$ — Чикой-Ингодннскнй, III$_3$ — Удино-Шилкинский, III$_4$ — Селенгинскнй, III$_5$ — Онон-Прнаргуньскнй); IV — Станового хребта. Цифры, взятые в рамку, — пределы максимальных мощностей многолетнемерзлых пород для геокриологических районов и подрайонов (в м): в числителе — для долин и впадин; в знаменателе — для водоразделов и склонов. Цнфры без рамки — то же, для отдельны: участков

В общем, при островном распространении многолетнемерзлых пород обычный водообмен между поверхностными и подземными водами почти не нарушается и небольшие водонепроницаемые острова мерзлых пород не препятствуют фильтрации вод на глубину. Для территорий со значительной прерывистостью мерзлых пород особенно существенное значение в питании подземных вод приобретает инфильтрация атмосферных осадков через талые породы в прибортовых частях впадин, на выположенных водоразделах и склонах южной экспозиции. При географически сплошном распространении многолетнемерзлых пород значительно сокращаются площади возможного водообмена, области питания и разгрузки подземных вод приурочены к редким сквозным таликам (подозерным, подрусловым, последние часто приурочены к зонам тектонических разломов).

С наличием многолетнемерзлых пород связано формирование надмерзлотных, подмерзлотных и межмерзлотных подземных вод. К надмерзлотным водам могут быть отнесены воды замкнутых непромерзающих подрусловых и подозерных таликов (Вельмина, 1970). Формы их залегания зависят от состава и строения озерно-аллювиальных отложений, а режим их тесно связан с поверхностными водами. В кристаллических породах под мощной толщей мерзлых пород могут содержаться подмерзлотные воды, приуроченные к зоне повышенной трещиноватости пород (Колдышева, 1967), к криогенным бассейнам, по О. Н. Толстихину (1965 г.).

Многолетнемерзлые породы предопределяют широкое распространение на данной территории наледей. Они обычно приурочены к долинам рек, особенно там, где проходят зоны тектонических нарушений, служащих путями разгрузки подземных вод (реки Кыра, Наминга, Читинка, Баргузин, Соктуй и др.). Таким образом, наледи не только фиксируют места разгрузки подземных вод, но и являются признаком, позволяющим уточнять тектоническое строение.

Размеры наледей весьма различны, толщина льда достигает 1,5—3 м. Большинство наледных полей стаивает в начале лета, однако некоторые наледи сохраняются до осени.

Многолетнемерзлые породы определяют существование ряда других криогенных образований (гидролакколиты, термокарст и др.), однако они не являются определяющими в гидрогеологической обстановке.

Сочетание геоморфологических, геологических, климатических, неотектонических и других особенностей данного региона определяет своеобразие геотермических условий его недр. Это проявляется не только в широком распространении здесь многолетнемерзлых пород, достигающих в ряде мест мощности 200—900 м и более, но и в повышенном температурном режиме глубоко залегающих горных пород и подземных вод во впадинах, в которых геотермический градиент колеблется от 1,8 до 5,3°/100 м.

В целом недра большей части территории региона, в особенности горно-складчатые сооружения (Байкальское и Витимо-Патомское нагорья), охлаждены более значительно, чем, например, обширная центральная платформенная часть соседнего Ангаро-Ленского артезианского бассейна, расположенная на тех же широтах. Так, геотермические ступени высоко поднятых хребтов северной части области (хребты Кодар, Удокан) достигают 70—100 м/° С.

Температура на подошве осадочных толщ, выполняющих байкальские впадины и имеющих мощность до 2—5 км, достигает 50—80 и даже 128° С, а геотермическая ступень изменяется (в среднем) в пределах 20—60 м/° С. Во многих из этих впадин по оконтуривающим их глубо-

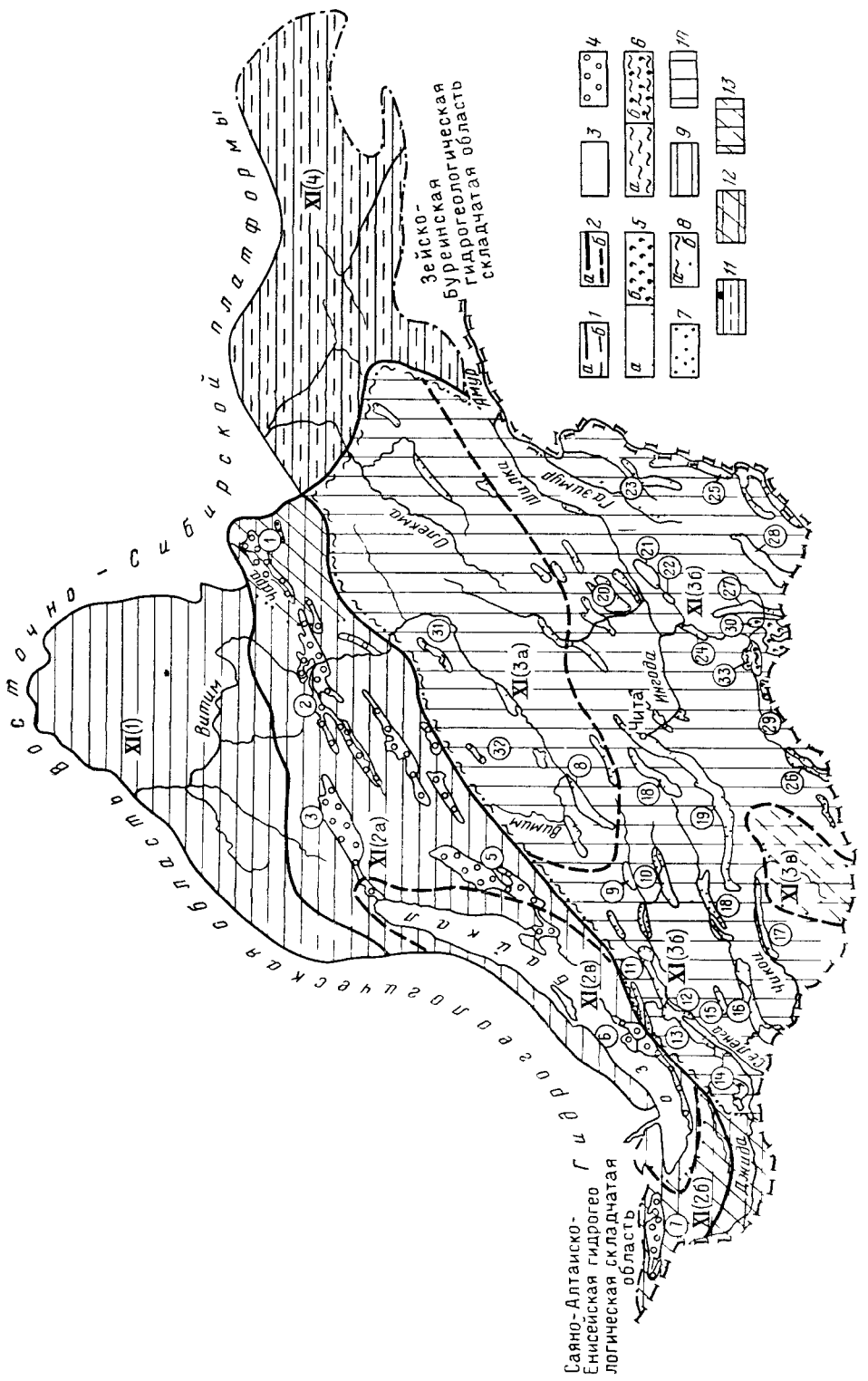

Восточно-Сибирской платформы
Зейско-Буреинская гидрогеологическая складчатая область
Саяно-Алтайско-Енисейская гидрогеологическая складчатая область
Гидрогеологического района
XI(1)
XI(2а)
XI(2в)
XI(3а)
XI(3б)
XI(3в)
XI(4)
XII(2б)
Витим
Олекма
Чара
Амга
Алдан
Чульман
Чита
Ингода
Шилка
Газимур
Зея
Бурея
Амур
Дамба
Тында
Ушумун
Ивакинский
Ивано-Арахлейский
Ононский
Борзинский
Торейские
Дауро-Ингодинский
Газимуро-Заводский
Амазарский
Ундинский
Ульдурга
Нерчинский
Кличкинский
Ингодинский
Ононский
Борзинский
Торейские
Дауро-Ингодинский
Газимуро-Заводский
Амазарский
Ундинский
Ульдурга
Нерчинский
Кличкинский
Ингодинский

Рис. 88. Гидрогеологические районы и провинции минеральных вод Восточно-Сибирской складчатой области (XI)

1 — граница Восточно-Сибирской гидрогеологической складчатой области (*а* — с платформенными областями, *б* — со складчатыми областями); *2* — границы гидрогеологических районов (*а* — первого порядка, *б* — второго порядка) *Районы первого порядка* XI(1) — Витимо-Патомский гидрогеологический складчатый район, XI(2) — Байкальский гидрогеологический складчатый район с высокогорными бассейнами трещинных вод и межгорными артезианскими бассейнами байкальского типа, XI(3) — Забайкальский (Даурский) гидрогеологический складчатый район с низкогорными и среднегорными бассейнами трещинных вод и межгорными артезианскими бассейнами забайкальского типа и кайнозойских синклинальных прогибов, XI(4) — гидрогеологический складчатый район Станового хребта *Районы второго порядка* XI(2а) — Северо-Байкальский, XI(2б) — Южно-Байкальский, XI(2в) — Байкалоозерный, XI(3а) — Витимо-Олекминский, XI(3б) — Селенгино-Шилкинский, XI(3в) — Чикой-Ингодинский, *3* — бассейны трещинных вод (без крапа), *4—7* — артезианские бассейны подземных вод (*4* — байкальского типа: *5* — забайкальского типа *а* — сточные, *б* — бессточные; *6* — кайнозойских синклинальных прогибов *а* — сточные, *б* — бессточные, *7* — артезианский бассейн условно алданского типа — Верхне-Каларский), *8* — границы провинций (*а*) и подпровинций (*б*) минеральных вод, *9—11* — провинции минеральных вод (*9* — Байкало-Патомская — азотных термальных вод в горных массивах и пресных (реже солоноватых) метановых и азотно-метановых термальных вод в артезианских бассейнах байкальского типа; *10* — Забайкальская (Даурская) — углекислых холодных вод в горных массивах и солоноватых, углекислых и реже метановых холодных и термальных вод в артезианских бассейнах забайкальского типа и кайнозойских синклинальных прогибов, *11* — провинция хребта — азотных термальных вод в горных массивах), *12—13* — подпровинции минеральных вод (*12* — Чара-Каларская, Туиканно-Джидинская, *13* — Чикой-Ингодинская, Газимурская — азотных и углекислых, термальных и холодных вод горных массивов) *Артезианские бассейны* (на карте обозначены цифрами в кружках) 1 — Верхне-Чарский, 2 — Муйский, 3 — Верхне-Ангарский, 4 — Цыпинский и Цыпинканский, 5 — Баргузинский, 6 — Усть-Селенгинский, 7 — Тункинский, 8 — Еравнинский, 9 — Попереченский, 10 — Кижинго-Кудунский, 11 — Иволгино-Удинский, 12 — Нижне- и Верхне-Оронгойский, 13 — Гусиноозерский, 14 — Боргойский, 15 — Тугнуй-Шаралдайский, 16 — Чикой-Хилокский, 17 — Чикойский, 18 — Верхне- и Средне-Хилокский, 19 — Читино-Ингодинский, 20 — Оловский, 21 — Удино-Даншский, 22 — Балейский, 23 — Уровский, 24 — Боржигантайский, 25 — Верхне- и Нижне-Аргунский, 26 — Верхне-Ононский, 27 — Тургино-Харапорский, 28 — Западно и Восточно-Урулюнгуйский, 29 — Дурулгуевский, 30 — Дауи и Боруи-Торейский, 31 — Атрагдинский, 32 — Амалатский, 33 — Цасучевский

ким тектоническим разломам выходят термальные источники с температурой до 80° С. По данным С. В. Лысак (1967), средняя плотность теплового потока во впадинах байкальского типа равна 5—10^{-2} ккал/м^2·ч, колеблясь от 2,6·10^{-2} до 10,1·10^{-2} ккал/м^2·ч, во впадинах забайкальского типа (Боргойская впадина) — 4,8·10^{-2} ккал/м^2·ч, в зонах разрывных нарушений она значительно увеличивается.

Есть предположение, что глубокая впадина оз. Байкал, заполненная холодными водами (температура воды ниже 250 м не изменяется в течение года и равна 3,4° С), оказывает охлаждающее влияние на породы и заключенные в них подземные воды в некоторой зоне, окаймляющей водоем (Ефимов, Колдышева, 1966; Лысак, 1967).

Таким образом, геотермические условия недр Восточно-Сибирского региона весьма сложны, изменяются на коротких расстояниях в зависимости от многих причин (главным образом структурно-тектонических). В результате резкая изменчивость температурных условий влияет не только на направление и скорость движения подземных вод, но и на их фазовое состояние, взаимодействие с многолетнемерзлыми породами, влияет на минерализацию и химический состав.

Гидрогеологическое районирование

Территория Восточно-Сибирской области относится к одной из древнейших сложно построенных тектонических структур Сибири. Впервые в 1959 г. Г. Н. Каменский и Н. И. Толстихин выделили Байкало-Чарскую складчатую область как площадь развития артезианских межгорных бассейнов байкальского типа и разделяющих их высокогорных гидрогеологических массивов, и Даурскую складчатую область как площадь развития артезианских бассейнов даурского (забайкальского) типа и разделяющих их среднегорных гидрогеологических массивов. Многие исследователи Прибайкалья в своих работах использовали эту схему гидрогеологического районирования (Ткачук и др., 1962; Колдышева, 1964; Степанов, 1964; Орлова, Толстихин, 1968; Гидрогеология Прибайкалья, 1968 и др.).

Гидрогеологическое районирование в данной работе проведено на основе тектонической карты В. П. Арсентьева, Н. П. Махно и др. (Атлас Забайкалья, 1976) с учетом физико-географических, гидрогеологических и геокриологических условий. В пределах Восточно-Сибирской складчатой области выделено четыре гидрогеологических района первого порядка (рис. 88): 1) Витимо-Патомский; 2) Байкальский; 3) Забайкальский; 4) Станового хребта.

Районы второго порядка выделены в Байкальском (2а — Северо-Байкальский, 2б — Южно-Байкальский, 2в — Байкалоозерный) и Забайкальском (3а — Витимо-Олекминский, 3б — Селенгино-Шилкинский, 3в — Чикой-Ингодинский) районах первого порядка.

Бассейны трещинных вод в пределах районов весьма разнообразны по геологическому строению, морфологическим особенностям, относительному и абсолютному превышению. Межгорные артезианские бассейны, выполненные рыхлыми отложениями кайнозойского и верхнемезозойского возраста, неоднородны по составу водовмещающих пород, их промытости, водоносности и гидрохимической зональности подземных вод. Среди них выделяются бассейны байкальского, забайкальского, алданского типов (последние выделены условно) и кайнозойских прогибов.

Витимо-Патомский складчатый район расположен на крайнем севере в пределах Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Район отличается равномерным распределением атмосферных осадков (400—600 м в год), относительно однородным строением поверхности с превышением 200—600 м, прерывистостью мощной криолитозоны, средней сейсмичностью в пределах 5—7 баллов, преимущественным распространением бассейнов трещинных вод, наличием азотных термальных вод.

Многолетнемерзлые породы прерывисты и в основном залегают на водоразделах, где их мощность достигает 100 и изредка 250—300 м при температуре минус 3—5° С у подошвы слоя с годовыми колебаниями. В долинах рек, небольших депрессиях, а также на южных склонах возвышенностей мерзлые породы часто отсутствуют, но мощность их может достигать 80 м, а площадь распространения составлять до 50% площади участка (Бодайбино-Жуйская депрессия).

Кристаллические породы протерозоя, находящиеся в мерзлом состоянии, содержат включения подземного льда в пределах зоны выветривания. Четвертичные отложения имеют незначительные включения сегрегационных льдов в верховьях и бортовых частях долин рек.

Распространенные здесь бассейны трещинных вод содержат подмерзлотные пресные воды в древних (протерозойских) метаморфических и интрузивных породах. Подземные воды аллювиальных отложений узких горных долин имеют ограниченное распространение. Несмотря на промороженность верхней зоны кристаллических пород, межгорные долины обладают довольно большими ресурсами подземных вод за счет значительной территории областей их питания и прерывистости многолетнемерзлых пород.

Байкальский складчатый район расположен в Прибайкалье, имеет значительную протяженность с юго-запада на северо-восток. Для района отмечаются следующие характерные черты (Колдышева, 1969_2): обилие атмосферных осадков (в среднем 300—1000 мм в год), большая глубина эрозионного вреза (400—1000 м и более), мощная криолитозона с приуроченностью ее максимальных значений к водоразделам и склонам; тесная взаимосвязь поверхностных и подземных вод с оз. Байкал; повышенная сейсмичность с максимальной силой очагов землетрясений от 3 до 10 баллов и более; высокогорные массивы, содержащие трещинные воды в древних кристаллических породах; глубокие межгорные артезианские бассейны байкальского типа, сложенные неоген-четвертич-

ными отложениями; высокотермальные азотные воды бассейнов трещинных вод, а также углекислые термальные и холодные азотно-метановые воды артезианских бассейнов.

Геокриологические условия этой территории весьма разнообразны. На большей части ее мерзлые породы имеют прерывистое распространение либо развиты сплошным покровом на всех элементах рельефа, прерываясь под крупными озерами и руслами рек, в обводненных зонах тектонических нарушений, особенно с выходами термальных вод. Наибольшая мощность мерзлой воды в этом районе приурочена к водоразделам и склонам, по направлению к межгорным долинам и впадинам мощность мерзлых пород уменьшается, а температура повышается.

По побережью Байкала, в долине р. Селенги и в большей части байкальских впадин, расположенных на юге (Баргузинской, Тункинской), многолетнемерзлые породы имеют островное распространение На территории Тункинской и Баргузинской впадин можно выделить острова мерзлых пород мощностью до 40—65 м и площади со сплошным покровом мерзлых пород, приуроченных к области современного опускания фундамента, мощностью от 10 до 200 м и более. На территории распространения островов мерзлых пород в вертикальном разрезе наблюдается чередование мерзлых и талых прослоев. Глубина залегания верхней поверхности мерзлых пород вблизи русел крупных рек и на песчаных массивах опускается иногда до глубины 100—150 м.

В Чарской и Баунтовской впадинах, находящихся на крайнем северо-востоке подобласти и на самых высоких отметках, прерывистость многолетнемерзлых пород, по данным И. А. Некрасова (1967), сокращается соответственно до 5 и 3% .Несмотря на наличие крупных таликов, мерзлые породы в них образуют географически сплошную толщу Температура многолетнемерзлых пород на глубине нулевой годовой амплитуды колеблется в пределах минус 0,2—1° С на юге и минус 2—5,4° С на северо-востоке. Промороженными во впадинах являются отложения плейстоцен-современного возраста: пылеватые супеси, суглинки, торф, пески. Характерна высокая льдистость мерзлых пород, обнаружены подземные льды различных типов мощностью до 10—15 м.

Большая часть высокогорных массивов (Северо- и Южно-Муйский, Баргузинский, Хамар-Дабан и др.) в приводораздельных частях обычно дренированы или промерзлы. В основном они содержат подземные воды в трещиноватой зоне докембрийских интрузивных и метаморфических (преимущественно силикатных, реже карбонатных) пород.

На северо-востоке и юго-западе наибольшее значение имеют подмерзлотные напорные воды, залегающие на больших глубинах, питающиеся и разгружающиеся на локальных участках талых зон. Воды имеют гидрокарбонатный натриевый и магниевый состав с минерализацией до 0,1 г/л на водоразделах, кальциевый и кальциево-натриевый с минерализацией до 0,5 г/л — на склонах.

В глубоких тектонических разломах обычно вскрываются термальные воды, газирующие азотом, сульфатного и гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава с небольшой минерализацией, только на северо-востоке и юго-западе района отмечены выходы углекислых терм.

Артезианские бассейны байкальского типа относятся к наиболее крупным межгорным бассейнам Восточно-Сибирской области. В них распространены два основных водоносных комплекса четвертичного и неогенового возраста с частым чередованием водоносных и водоупорных пород. В некоторых бассейнах (Тункинском и Верхне-Чарском) водоносными являются прослои базальтов.

В верхних частях бассейнов обычно распространены воды безнапорные или слабонапорные (до 20 м), с погружением пород напор уве-

личивается до самоизлива воды из скважин глубиной порядка 900—2900 м.

Бассейны содержат большие запасы пресных гидрокарбонатных кальциевых и натриевых вод (иногда карбонатных натриевых) с минерализацией до 0,5—1 г/л. В нижних частях бассейна вскрываются гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды с минерализацией до 3 г/л.

Породы, слагающие бассейны, характеризуются повышенным геотермическим режимом, геотермические градиенты здесь в 2—3 раза больше, чем в горном обрамлении. Воды с температурой 30—40° С вскрыты на глубинах 200—700 м (до 1400 м в Баргузинском бассейне), ниже воды имеют температуру 50—100° С и газируют метаном.

Питание вод бассейнов происходит главным образом за счет подтока подземных трещинных и поверхностных вод с окружающих горных массивов, особенно со стороны пологих бортов, к которым примыкают обширные области питания, а также за счет атмосферных осадков, выпадающих в Байкальской подобласти в значительном количестве. Разгрузка подземных вод верхней части бассейнов происходит в русле крупных рек и в оз. Байкал. Подземные воды нижних частей бассейнов разгружаются в вышележащие комплексы пород, особенно интенсивно по зонам разломов.

Межгорные артезианские бассейны, приуроченные к небольшим впадинам, заполненным четвертичными отложениями, не изучены.

На севере Байкальского района находятся также небольшие бассейны (Верхне-Каларский), сложенные глубоко промороженными юрскими отложениями, которые можно условно отнести (Орлова, Толстихин, 1966) к алданскому типу.

В Северо-Байкальском (2а) и Южно-Байкальском (2б) районах второго порядка гидрогеологические условия довольно сходные, несмотря на различия в геокриологической обстановке.

В первом, северном районе, который включает высокогорные хребты Станового нагорья, многолетнемерзлые породы распространены сплошным покровом на всех элементах рельефа. В составе мерзлой толщи преобладают кристаллические (почти лишенные льда) породы докембрия, а также рыхлые мезо-кайнозойские отложения речных долин и межгорных котловин. Мощность мерзлой толщи достигает в осевых частях хребтов (Некрасов, 1967) Южно-Муйского 500—700 м, Кодара и Удакана 700—1300 м при минимальной отрицательной температуре на глубине нулевой годовой амплитуды минус 6—12° С. От водоразделов к днищам долин и впадин температура мерзлых толщ повышается и уменьшается их мощность от 500 до 50—100 м. В небольших впадинах наибольшие мощности приурочены к бортам, наименьшие — к центральным частям и зонам тектонических нарушений.

Во втором, южном районе протяженностью от Тункинских Гольцов на севере до Джидинского хребта на юге мощность многолетнемерзлых пород достигает в высокогорных долинах 40—60 м, на горных вершинах и склонах 80—150 м при температуре до минус 3° С на глубине нулевой годовой амплитуды. Талые породы приурочены к склонам южной экспозиции, участкам развития закарстованных карбонатных образований, к крупным речным долинам, дно которых сложено водоносными «долинными» базальтами и аллювиальными отложениями. Прерывистость мерзлых пород уменьшается от северных склонов хребтов Ургудеевского и Хамар-Дабан к югу и юго-западу.

В целом в Северо- и Южно-Байкальском районах наблюдается многолетняя и значительная промороженность областей питания и аккуму-

ляции подземных вод; приуроченность в горных массивах основных очагов питания и разгрузки подземных вод к локальным участкам талых зон, которые значительно увеличиваются в артезианских бассейнах. В последних отмечаются крайне неоднородные геотермические условия и сложное взаимодействие подземных вод и мерзлых водоупоров.

Байкалоозерный (2в) район второго порядка находится непосредственно около оз. Байкал в пределах прибрежной зоны шириной 15—60 км и более. Многолетнемерзлые породы приурочены к различным по возрасту и литологическому составу образованиям. На юго-запад от истоков Ангары до дельты р. Селенги мерзлые породы практически отсутствуют. На северо-востоке острова мерзлых пород непосредственно подступают к озеру, их мощность предположительно составляет в среднем около 30 м. В Приольхонье, Приморских хребтах, где мерзлые породы имеют прерывистое распространение, мощность отдельных мерзлых массивов колеблется от 20 до 80 м при температуре около минус 0,2—0,5° С на глубине нулевой годовой амплитуды. В районе Малого Моря при слое воды, равном 2,5 м, в озерных отложениях обнаружен погребенный массив мерзлых пород (Лещиков, Зарубин, 1967) мощностью более 7 м, на суше эти же отложения оказались промороженными до глубины 24 м.

В этом районе взаимодействие поверхностных и подземных вод осложнено не только на площадях с многолетнемерзлыми породами, но и в водоносных комплексах, погружающихся под воды оз. Байкал. При основном движении подземных вод в Байкалоозерном районе к Байкалу и их последующей разгрузке в озеро существуют участки, где воды озера могут проникать в породы бортов, днища собственно байкальских впадин и, наоборот, — подземные воды этих впадин могут разгружаться в воды озера.

Забайкальский (Даурский) складчатый район занимает значительную часть юга территории Восточно-Сибирской области. Он характеризуется следующими особенностями, отличающими его от расположенной севернее Байкальской подобласти: незначительным количеством атмосферных осадков (в среднем 200—300 мм в год); небольшой глубиной эрозионного вреза (в среднем 100—500, иногда до 600 м); криолитозоной, максимальные мощности которой приурочены к межгорным долинам; пониженной сейсмичностью с максимальной силой очагов землетрясений до 5—8 баллов; разнообразными по возрасту и литологическому составу породами среднегорных массивов с трещинными водами; артезианскими бассейнами забайкальского типа, сложенными мезокайнозойскими отложениями, и кайнозойскими прогибами; холодными углекислыми и радоново-углекислыми минеральными водами наряду с наличием на локальных участках азотных термальных вод.

Условия залегания многолетнемерзлых пород, их мощность и температура здесь необычайно разнообразны. Сплошная, мощная, охлажденная до минус 5° С, мерзлая толща пород распространена на севере района в Витимском плоскогорье, на юге — редкие пятна небольших мерзлых островов, которые на высокогорном Чикой-Ингодинском междуречье снова увеличиваются в мощности и сплошности.

Общей чертой для этого обширного района является превышение в мощности многолетнемерзлых пород, находящихся в межгорных впадинах, по сравнению с таковыми в окружающих горных массивах. На юге района в межгорных понижениях в виде островов распространены мерзлые породы, тогда как на горных хребтах — преимущественно талые породы.

В забайкальских впадинах, вытянутых в широтном направлении, мощность мерзлых пород обычно больше, чем во впадинах, вытянутых

в меридиональном направлении. При сравнительно однородных условиях теплообмена на поверхности впадин наибольшая мощность многолетнемерзлых пород приурочена к участкам с избыточно увлажненными породами.

В горных массивах минерализация трещинно-грунтовых вод не превышает 0,2—1 г/л, воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные со смешанным катионным составом. Питание подземных вод горных хребтов осуществляется за счет атмосферных осадков, конденсационной влаги, разгружаются воды в межгорные понижения и речные долины.

Артезианские бассейны, приуроченные к кайнозойским синклинальным прогибам, единичны и обнаружены на крайнем севере и юге района. Это небольшие бассейны, обычно сточные, с пресной водой; при отсутствии стока (Цасучевский бассейн) подземные воды могут быть минерализованными до 4—5 г/л.

Наиболее широко распространены артезианские бассейны забайкальского типа, образующие узкие полосы из отдельных бассейнов, следующих друг за другом. Чехол бассейнов состоит из четвертичных, нижнемеловых и нерасчлененных верхнеюрско-нижнемеловых отложений По условиям стока бассейны разделяются на сточные и бессточные.

В верхней части сточных бассейнов, обладающей большой водоносностью, содержатся безнапорные воды гидрокарбонатного кальциевого состава, с минерализацией до 0,5—1 г/л. На глубинах 100—200 м развиты высоконапорные воды, гидрокарбонатного натриевого состава, с минерализацией до 3 г/л.

В бессточных бассейнах водоносность пород слабее. Воды в верхней части имеют гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый состав, с минерализацией до 3 г/л, вблизи соленых озер подземные воды гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные натриевые. В нижней части бассейнов воды сульфатные натриевые, с минерализацией до 5—7 г/л, иногда термальные, метановые или углекислые.

Питание бассейнов происходит за счет стока трещинных вод горных массивов, обрамляющих бассейны, в меньшей степени за счет атмосферных осадков, выпадающих в незначительном количестве, инфильтрация которых затруднена суглинистым составом четвертичных отложений. Разгрузка вод сточных бассейнов осуществляется в долины рек, озера и по тектоническим разломам вдоль бортов бассейна, бессточных — испарением или поступлением в бессточные озера.

Олекмо-Витимский (3а) район второго порядка (Северная Даурия) находится в пределах Витимского плоскогорья и Олекминского Становика. Многолетнемерзлые породы распространены здесь повсеместно. В строении мерзлой зоны участвуют в основном кристаллические породы докембрия, палеозоя и кайнозоя (базальты), содержащие в зонах трещиноватости трещинно-жильные льды, а также мерзлые слабольдистые рыхлые отложения мезо-кайнозойского возраста. В толще рыхлых отложений встречаются линзы и слои льда мощностью от нескольких сантиметров до 0,6 м. На юге, южнее пос. Романовка, мощность мерзлых пород колеблется от 30 до 130 м, составляя в среднем 60—100 м, при температуре минус 3,4° С на глубине нулевой годовой амплитуды. Севернее мощность криолитозоны увеличивается. В пределах долины Арекиткана она изменяется от 150—250 м в днищах долины до 80—100 м на склонах и нагорных террасах; на Чино-Амалатском междуречье — до 250—300 м в долинах и до 200 м в горном обрамлении. В долине р. Калар мощность может быть более 300 м. Талики обычно подрусловые, сезонные. Ниже устья р. Калакан, в долине р. Витима, где река не промерзает до дна, возможны сквозные талики.

В гидрогеологическом отношении район отличается широким распространением подмерзлотных вод в трещиноватой зоне интрузивных и метаморфических пород архей-нижнепалеозойского возраста и кайнозойских базальтов, малым количеством и небольшими размерами артезианских бассейнов, сложенных верхнеюрско-нижнемеловыми и кайнозойскими отложениями, низкой минерализацией вод (0,1—0,3 г/л) гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава.

В Селенгино-Шилкинском (3б) районе второго порядка, расположенном на обширной территории бассейнов крупных рек Селенги, Ингоды, Онона, Шилки и Аргуни, развиты бассейны трещинных вод среднегорных массивов и многочисленные крупные и небольшие, сточные и бессточные бассейны, выполненные кайнозойскими, юрскими, верхнеюрско-меловыми отложениями.

Мерзлотные условия различных геоморфологических и геологических структур, распространенных в этом районе, имеют некоторые особенности. Так, в бассейне среднего и частично нижнего течения р. Селенги с обширными межгорными долинами и холмистым рельефом многолетнемерзлые породы развиты в виде редких островов, занимающих около 5% площади. Наиболее часто они приурочены к заболоченным участкам в долинах рек и имеют мощность от 2 до 25 м, в среднем 10—15 м при температуре немного ниже нуля.

На обширной территории междуречья Селенга — Шилка и их крупных притоков со средне- и низкогорными водоразделами и плоскими межгорными понижениями многолетнемерзлые породы развиты в виде островов, приуроченных к долинам рек, озерным котловинам и другим отрицательным формам рельефа, а также к склонам северной и частично восточной экспозиции. Промороженными в долинах оказываются в основном рыхлые суглинистые мезо-кайнозойские отложения; на склонах гор мерзлыми могут быть и различные кристаллические породы. Многолетнемерзлые породы сцементированы мелкими кристаллами и прожилками льда. В некоторых случаях мощность мерзлых линз в сланцах и суглинках достигает 0,1—0,5 м. Мощность островов многолетнемерзлых пород колеблется в среднем от 30 до 80 м при температуре минус 1—3° С. Максимальные мощности, равные 110 и 160 м, встречены соответственно в Верхне-Хилокской и Поперечинской впадинах. В целом по территории междуречья Селенга — Шилка наблюдается уменьшение мощности островов мерзлых пород с севера на юг от 50—80 до 5—20 м. Во впадинах мощность мерзлой зоны изменяется в зависимости от их абсолютной высоты. Например, в Хилокской депрессии на высоте 1000 м над уровнем моря максимальная мощность составляла 37 м, а на высоте 1500 м — 52 м.

На крайнем юго-востоке подобласти, на Онон-Аргуньском междуречье, отличающемся большой континентальностью и сухостью климата, в центральной части на плоской неоген-плейстоценовой равнине многолетнемерзлые породы совершенно отсутствуют. Их острова сосредоточены лишь в более высоких холмистых частях крайнего запада и востока, в долинах рек Борзи, Урулюнгуя и в верховьях Онона. В днищах впадин, сложенных озерно-аллювиальными отложениями, они достигают мощности 10—20 м.

Среди трещинно-грунтовых вод кристаллических образований наиболее широко распространены подземные воды интрузивных протерозой-мезозойских, эффузивно-осадочных палеозойских и эффузивных мезозойских пород, менее — подземные воды метаморфических докембрийских и карстующихся кембрийских пород. На крайнем северо-востоке и юго-западе встречаются подмерзлотные напорные воды. Состав вод гид-

рокарбонатный кальциевый, натриевый с минерализацией в среднем до 0,5 г/л, иногда у подножий склонов до 1 г/л.

В районе значительное место занимают артезианские бассейны забайкальского типа, как сточные (Гусиноозерский, Иволгино-Удинский, Верхне- и Средне-Холокский, Читино-Ингодинский и др.), так и бессточные (Боргойский, Дзун- и Барун-Торейский, Дурулгуевский).

Читино-Ингодинский район второго порядка (3в) расположен в пределах высокогорной части Даурского и Борщевочного хребтов. Мерзлая зона мощностью до 200 м охватывает кристаллические породы палеозоя и мезозоя, а также маломощные рыхлые отложения нижнеюрского и четвертичного возраста. По предположению, многолетнемерзлые породы имеют незначительную прерывистость.

Район отличается от других районов Забайкалья не только геокриологическими условиями, но и преимущественным распространением подмерзлотных трещинных вод в высокогорных массивах и наличием азотных термальных трещинно-жильных вод.

Гидрогеологический складчатый район Станового хребта расположен в пределах одноименного хребта и является крайней северо-восточной частью Восточно-Сибирской области. Так как он весьма слабо изучен, его гидрогеологическая характеристика может быть дана в общем виде.

По сравнению с ранее описанными районами он отличается следующими чертами: наряду с глубокой расчлененностью рельефа (врезы долин достигают 800—1000 м) здесь преобладают сглаженные формы гор; сплошной покров многолетнемерзлых пород увеличивается в мощности на высокогорьях; широко распространенные бассейны трещинных вод приурочены в основном к древним метаморфическим и интрузивным образованиям.

Мерзлые породы мощностью 100—300 м и более при температуре минус 3—5° С имеют прерывистость лишь в руслах крупных рек (Олекмы, Нюкжи, Гилюя) и в обводненных зонах тектонических нарушений.

Аллювиальные отложения крупных рек водоносны в течение всего года. Надмерзлотные и подмерзлотные воды гранитоидных пород обладают меньшими ресурсами, чем воды древних метаморфических пород. Основные ресурсы вод кристаллических пород сосредоточены ниже многолетнемерзлых пород и выводятся по тектоническим нарушениям.

Для района Станового хребта характерны гидрокарбонатные воды смешанного катионного состава, кремнистые с минерализацией до 0,1, реже до 0,2 г/л.

Предполагают, что Становой хребет относится к провинции азотных термальных вод, однако присутствие углекислоты в некоторых родниках, выходящих из разломов, свидетельствует также о возможности насыщения вод углекислотой.

Заканчивая обзор гидрогеологических районов, следует отметить, что в целом для всей Восточно-Сибирской складчатой области характерно: глубокая промытость пород, многолетняя промороженность отдельных областей питания и стока, высокая тектоническая нарушенность территории и активная роль разломов в питании и разгрузке подземных вод; наличие бассейнов байкальского типа с последовательной сменой в вертикальном разрезе гидрокарбонатных, иногда карбонатных и хлоридных вод, бассейнов забайкальского типа с гидрокарбонатной и сульфатной гидрогеохимической зональностью; обилие минеральных вод холодных и горячих различного газового и химического состава.

Гидрогеологическое расчленение разреза

Ввиду сложного тектонического строения региона и преимущественно горного рельефа выделенные на этой территории водоносные комплексы и водоносные зоны трещиноватости кристаллических пород не имеют широкого площадного распространения и выдержанных на большие расстояния гидрогеологических характеристик. Многочисленные, но, в общем, небольшие артезианские бассейны разобщены между собой выступами фундамента, которые имеют различную мощность водоносной трещиноватой зоны и в водораздельных частях часто сдренированы. Поэтому водоносные комплексы и водоносные зоны трещиноватых пород характеризуются далее лишь с наиболее общей их стороны — по водоносности, химическому составу, минерализации и условиям циркуляции подземных вод, стратиграфической принадлежности и литологическому составу.

Водоносный комплекс отложений четвертичного возраста приурочен к породам различного происхождения и водоносности — аллювиальным, флювиогляциальным, элювиальным, делювиальным, эоловым и др.

Наибольшее распространение и практическое значение имеют воды аллювиальных отложений речных долин и особенно межгорных бассейнов. Водоносные аллювиальные отложения речных долин имеют мощность до 15—20 м; зеркало подземных вод залегает на глубине от 1 до 10 м; удельные дебиты скважин обычно составляют 0,1—0,3 л/с; воды гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевые.

Водоносные аллювиальные отложения в межгорных бассейнах, сложенные крупнозернистыми песками, галечниками, валунами, достигают большой мощности: в бассейнах забайкальского типа от 10 до 50 и даже 100 м, в бассейнах байкальского типа — до нескольких сотен метров. Зеркало воды залегает на глубине от 3—5 до 15—20 и реже 30—60 м, воды чаще грунтовые безнапорные, но встречаются и напорные. Напор обусловлен залеганием водоносных прослоев под многолегнемерзлыми породами, среди глинистых отложений и может достигать 15—70 м. Удельные дебиты скважин различны (обычно 0,1—0,5 л/с), но при крупногалечниковом или валунном составе водовмещающих пород вблизи русел крупных рек и водоемов достигает 10 л/с и более. В бассейнах Центрального и Восточного Забайкалья в аллювиальных отложениях (галечники, пески) высоких аккумулятивных террас источники, действующие круглогодично, имеют дебит до 1—8 л/с, иногда до 25 л/с. Минерализация воды обычно составляет 0,3—0,5 г/л, увеличиваясь иногда к центру впадин до 1 г/л. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, реже гидрокарбонатно-сульфатный.

В байкальских бассейнах водоносные флювиогляциальные отложения, состоящие в основном из мелкозернистых песков, отличаются большой глубиной залегания (10—60 м), колебаниями напоров от 1 до 60 м, удельными дебитами скважин от 0,01 до 0,8 л/с. Минерализация этих вод в среднем составляет 0,4 г/л при гидрокарбонатном кальциевом и натриевом составе.

Водоносные элювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения распространены повсеместно и имеют мощность до 15 м на склонах, и до 70 м в конусах выноса. Сложены они крупноглыбовыми навалами, плохо отсортированным щебнистым материалом с песчано-глинистым заполнителем. Глубина залегания вод 1—10 м. Эти подземные воды часто образуют верховодку, а в областях распространения мерзлых пород — надмерзлотные воды. Водоносность отложений пестрая: удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 1,5 л/с. Наиболее обводнены конусы выноса и делювиальные шлейфы. Минерализация вод

горных россыпей и надмерзлотных вод достигает 0,05 г/л, повышаясь на склонах до 0,1 г/л и у подножий до 0,3—0,5 г/л. Воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом.

Водоносный комплекс базальтов (андезито-базальтов) кайнозойского возраста приурочен к тектоническим активным участкам. Базальтовые покровы площадью несколько сот и даже тысяч квадратных километров, а также потоки, линзы, дайки занимают значительные пространства на юго-западе области и на Витимском плоскогорье. Мощность этих отложений различна — от нескольких до 100—125 и даже 300—400 м. Базальтовые тела разбиты густой сетью трещин, особенно в тех частях, которые в прошлом были корой выветривания, вследствие чего базальты представляют переслаивание пористых и плотных разностей, создавая этажность водоносных горизонтов.

В центральных частях базальтовых потоков источники, как правило, редки, наибольшее их число приурочено к периферии и к склонам долин. Глубина залегания вод этого комплекса весьма различна — от нескольких до 100 м.

Водоносность базальтов определяется их положением в рельефе и характером подстилающих и перекрывающих пород. На возвышенных элементах рельефа «вершинные» базальты значительно трещиноваты и дренированы почти на всю мощность или слабоводоносны. Наиболее водоносны «долинные» базальтовые покровы, заполняющие пониженные формы рельефа. Они имеют большую мощность и залегают часто на рыхлых четвертичных и юрско-меловых отложениях. В ряде мест базальты перекрываются верхнечетвертичными отложениями. Дебиты источников, в том числе постоянно действующих, достигают 1—5 л/с, а в случаях тесного взаимодействия с другими водоносными отложениями до 10—15 л/с. Воды часто обладают напором до 20, реже до 90 м. Дебиты скважин обычно составляют 1—2 л/с при незначительных понижениях. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,03 до 0,5 г/л.

Водоносный комплекс неоген-нижнечетвертичного возраста приурочен к верхней части кайнозойских синклинальных прогибов, имеющих незначительное распространение на юго-востоке области. Представлен он озерными и озерно-аллювиальными отложениями общей мощностью до 50—80 м. Водосодержащие пески, галечники залегают среди суглинков, глинистых песков и глин, не образуя выдержанных водоносных горизонтов. Глубина залегания вод колеблется от 5 до 20, реже до 40 м. Воды слабонапорные и напорные, с величиной напора в среднем 10—20 м и залеганием пьезометрической поверхности на уровне земли или несколько выше ее. Удельные дебиты скважин составляют 0,1—1 л/с. Воды по составу гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,5—1 г/л; в бессточных котловинах минерализация возрастает до 3—4 г/л, воды могут быть сульфатными или гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми.

Водоносный комплекс неогенового возраста распространен в основном в артезианских бассейнах байкальского типа, где он достигает мощности 500—3000 м и более; верхняя граница его с нижнечетвертичными отложениями проводится условно. Комплекс представлен сложным чередованием разнозернистых песков, гравия, песчаников, бурых углей с прослоями глин, алевролитов и аргиллитов, имеющих мощность 20—100 м и невыдержанных как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Вследствие большой фациальной изменчивости пород в них нельзя выделить регионально выдержанных водоносных и водоупорных горизонтов.

В краевых частях байкальских бассейнов глубина вскрытия вод колеблется от десятков до 350 м, а напор изменяется от весьма слабого (несколько метров) до значительного с изливом воды на поверхность. Источники обладают дебитом до 10 л/с. Удельные дебиты скважин колеблются от десятых долей до 4 л/с в угольных прослоях. Воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,2—0,4 г/л.

Чаще этот комплекс, по данным В. В. Самсонова, залегает на значительных глубинах — от 90 до 2900 м. В большинстве случаев вода самоизливается из скважин с дебитом до 11 л/с и устанавливается несколько выше устья скважин. Комплекс характеризуется высоконапорным режимом, максимальный напор в 2920 м был получен в скважине Усть-Селенгинского бассейна в пределах бортов бассейна, где происходит основное питание комплекса. Воды имеют гидрокарбонатный кальциевый состав и минерализацию до 0,5 г/л. На глубинах 900—2000 м воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 1 г/л, обычно холодные кислородно-азотные. Глубже воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, хлоридные натриево-кальциевые при минерализации до 2—3 г/л с содержанием метана до 92% (в отдельных тектонических блоках с содержанием водорода до 84%) и температурой вод, достигающей 50—100° С.

Водоносный комплекс отложений палеоген-неогенового возраста имеет весьма ограниченное распространение в артезианских бассейнах и долинах некоторых рек. Сложен он конгломератами, песками, суглинками и супесями общей мощностью до 400 м. Воды вскрываются на глубине от 10 до 140 м. Напор в среднем составляет около 20 м, однако под криолитозоной он может достигать 140 м с пьезометрическим уровнем выше поверхности земли. Водосодержащими являются слабо сцементированные галечники, конгломераты. Удельные дебиты скважин обычно небольшие — от сотых до десятых долей литра в секунду. Химический состав воды гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый и натриевый с минерализацией до 0,5 г/л. К юго-востоку минерализация вод увеличивается до 1 г/л и в химическом составе вод отмечается повышенное содержание сульфатов, хлоридов и натрия, что связано с широким развитием глинистых отложений и формированием подземных вод в бессточных впадинах.

Водоносный комплекс осадочных отложений нерасчлененного верхнеюрского — нижнемелового возраста (гусиноозерская серия) приурочен к многочисленным межгорным бассейнам забайкальского типа и является в ряде мест основным источником водоснабжения. Представлен комплекс невыдержанными в фациальном отношении и перемежающимися песчаниками, конгломератами, углями, глинистыми сланцами и аргиллитами мощностью до 2000 м. Эти породы залегают обычно в виде пологих мульд, нередко разбитых по бортам впадин сбросами и оперяющими их трещинами. Подстилаются они гранитными и метаморфическими породами протерозоя, палеозоя или эффузивами. Породы водоносного комплекса выходят на поверхность в краевых частях бассейнов, где представлены наиболее грубозернистыми фациями, тогда как в их центральных частях они более мелко- и тонкозернистые и залегают на глубине от 20—40 до 200—400 м, редко глубже.

В этом комплексе в зависимости от фациальной изменчивости пород, структуры впадины, мощности и характера залегания многолетнемерзлых пород может образоваться до пяти водоносных горизонтов мощностью до нескольких десятков метров, разделенных водоупорами Однако водоупоры, представленные аргиллитами, алевролитами, а в некоторых случаях конгломератами на глинистом цементе, не имеют регионального распространения, хотя их мощность достигает 20—200 м

В краевых частях впадин воды комплекса напорные, залегающие на глубине до 25 м, по мере движения к центру впадин приобретают напор до 500—900 м. Свободные и пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 50—70 до 2—5 м. Нередко скважины, вскрывающие этот водоносный комплекс, особенно в центральных частях артезианских бассейнов, фонтанируют с напором до 10—18 м выше поверхности земли. При наличии во впадине нескольких водоносных горизонтов пьезометрические уровни их обычно совпадают, что свидетельствует о том, что в пределах впадины они представляют единый водоносный комплекс.

Водоносность комплекса изменяется в широких пределах. Удельные дебиты скважин, вскрывших конгломераты на известковом цементе, рыхлые песчаники и угли, составляют 0,1—0,5 л/с, в аргиллитах и алевролитах — 0,03—0,01 л/с, в конгломератах на глинистом цементе — сотые и тысячные доли литра в секунду. Особенно водообильны песчано-гравелитовые разности пород, угли (верхние окисленные пласты), в которых дебит скважин при фонтанировании достигал 1—15 л/с. В целом наиболее водоносны отложения верхней трещиноватой зоны периферии бассейнов, характеризующиеся удельными дебитами скважин 0,5—0,1 л/с.

При рассмотрении в широком плане изменения минерализации подземных вод этого комплекса следует отметить, что она увеличивается в сторону меньшего расчленения рельефа и уменьшения количества атмосферных осадков (т. е. в направлении от Центрального Забайкалья к востоку и юго-востоку) и по направлению от периферии впадин к их центру и в глубину.

Воды в основном пресные, с минерализацией до 0,2—0,5 г/л и гидрокарбонатным кальциевым, натриево-кальциевым или магниево-кальциевым составом. Минерализация вод в верхней части комплекса достигает 1 г/л, в бессточных котловинах до 3 г/л, а в глубину до 5 г/л. Появляются сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатные, даже хлоридно-сульфатные кальциевые и натриевые воды. С глубины 200—250 м газы атмосферного происхождения сменяются газами биохимического происхождения с метаном, водородом, иногда сероводородом.

Водоносный комплекс отложений юрского возраста приурочен к песчано-глинистой толще, состоящей из конгломератов, песчаников, аргиллитов, глинистых сланцев. Мощность комплекса достигает 10,5 км.

Глубина залегания вод находится в пределах 10—60 м. В ряде бассейнов комплекс проморожен и воды вскрываются на глубинах 60—400 м (в Еравнинском бассейне до 900 м). Пьезометрические уровни вод обычно устанавливаются около поверхности земли.

Водоносность отложений пестрая: наряду с безводными и слабообводненными породами (удельный дебит скважин колеблется от тысячных долей до 0,1—0,3 л/с) встречаются и водообильные (удельный дебит скважин в трещиноватых песчаниках достигал 2,5 л/с). В целом наиболее обводненные породы комплекса (песчаники, конгломераты) приурочены к синклинальным структурам (удельные дебиты скважин колеблются от 0,5 до 1 л/с), в пределах антиклинальных перегибов комплекс слабо обводнен или безводен. Многочисленные источники, питающиеся водами этого комплекса, имеют дебит до 1 л/с, но в зонах тектонических нарушений, в пониженных элементах рельефа дебиты источников могут возрастать до 20—30 л/с.

Воды по составу гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые с минерализацией до 0,2—0,5 г/л, редко до 0,9 г/л.

Водоносный комплекс отложений триасового возраста занимает небольшие площади в бассейнах рек Туры, Ингоды, Шилки и в пределах Агинского горного поднятия. Представлен он осадочно-вулканогенными

породами, в основном преобладает переслаивание сланцев, песчаников, конгломератов с редкими линзами известняков. Мощность отложений составляет 2000 м. Подземные воды приурочены к верхней трещиноватой зоне пород и имеют свободный уровень. В зонах тектонических нарушений воды могут залегать на глубинах 100—150 м с напором более 100 м. Водоносность пород незначительная — удельные дебиты скважин колеблются от 0,05 до 0,1 л/с. Дебиты источников в большинстве случаев равны 1,5—2 л/с. Подземные воды гидрокарбонатные кальциевые, магниево-кальциевые с минерализацией до 0,5 г/л.

Изучение условий питания всех перечисленных выше водоносных комплексов в осадочных и осадочно-вулканогенных отложениях позволяет сделать вывод о том, что поступление вод в породы, залегающие обычно в межгорных бассейнах, происходит в основном за счет подтока подземных вод со стороны горных массивов, в меньшей степени за счет инфильтрации атмосферных, поверхностных и конденсационных вод. Разгрузка вод этих комплексов осуществляется в русла рек, озера, а также в подстилающие толщи пород.

Ниже дано описание водоносных зон трещиноватости эффузивных, интрузивных и метаморфических пород.

Водоносная зона трещиноватых эффузивных пород пермо-триасового возраста распространена в центральной и южной частях области. Эффузивные породы представлены андезитами, порфиритами, дацитами, фельзитами, кварцевыми порфирами, а также переслаивающимися с туфами, туфоконгломератами и туфопесчаниками. Покровы эффузивов основного и кислого состава вместе с туфами образуют пологие складки северо-восточного простирания, занимающие значительные площади и имеющие мощность до 1200 м. Зона трещиноватости в эффузивных покровах достигает в среднем 60—80 м (максимально 80—125 м, а в областях развития многолетнемерзлых пород до 150 м).

Глубина залегания вод не превышает 25 м в пониженных частях рельефа, а на склонах хребтов достигает 125 м. В случае многолетнего промерзания пород воды залегают на значительно больших глубинах и имеют напор до самоизлива из скважин.

Водоносность эффузивных пород весьма изменчива. Источники чаще обладают расходом от 0,1 до 2 л/с, но встречаются и более мощные (до 8—12 л/с). Удельные дебиты скважин колеблются от тысячных долей литра в секунду до десятых, иногда до 3 л/с. Причем эффузивы кислого состава несколько более водоносны, чем эффузивы основного состава.

Минерализация вод трещиноватой зоны эффузивов незначительна — 0,1—0,3 г/л, увеличиваясь в пониженных местах до 0,7 г/л. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, магниево-кальциевый, реже натриевый.

Водоносная зона трещиноватых пород палеозойского возраста включает ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские метаморфические песчано-глинистые и сланцевые отложения с прослойками метаморфизованных известняков. Отложения распространены на юге и юго-востоке региона в бассейнах рек Чикоя, Ингоды, Онона, Борзи, Аргуни, где они образуют довольно обширные поля.

Породы верхнекаменноугольных и пермских отложений характеризуются ритмичностью залегания слоев различного состава, что предопределяет существование в них трещинно-грунтовых и трещинно-пластовых напорных подземных вод. Подземные воды палеозойских образований приурочены обычно к верхней трещиноватой зоне и залегают на глубине от нескольких метров (в долинах) до 50—100 м (на водоразделах). Они чаще имеют свободную поверхность, иногда, будучи промороженными сверху или под покровом водонепроницаемых четвертичных

отложений, приобретают напор от 5 до 20—30 м. Мощность водоносной зоны невелика и находится в пределах от 10 до 30 м (в пермских отложениях до 60 м). Источники имеют разнообразный дебит, большей частью он колеблется от 0,5 до 1 л/с, реже достигает 3 л/с. Скважины обладают различной производительностью, но в большинстве случаев невысокой — до 1 л/с. Нередко скважины безводны (в плотных аргиллитах). В мраморовидных известняках, конгломератах расход скважин может доходить до 5—10 л/с.

Водоносная зона трещиноватых пород кембрийского возраста распространена на небольших ограниченных площадях Прибайкалья и междуречье Шилки и Аргуни. По степени водоносности среди кембрийских пород можно выделить подземные воды зоны трещиноватости преимущественно карбонатных пород и зоны трещиноватости преимущественно силикатных пород.

В карбонатных породах отмечены проявления древнего и современного карста, наибольшего развития достигающего вдоль тектонических трещин северо-западного и северо-восточного направлений. Зона трещиноватости карбонатных закарстованных пород значительна и достигает максимальных значений (200—340 м) вдоль зон тектонических нарушений и под многолетнемерзлыми породами. Подземные воды вскрываются в закарстованных породах в большинстве случаев на глубинах 20—100, реже 180—340 м. Местами воды имеют свободную поверхность, местами они напорные, в отдельных скважинах пьезометрический уровень устанавливается выше поверхности земли. Дебиты источников обычно равны 1,5—2 л/с, максимальные же составляют 60—300 л/с. Удельные дебиты скважин колеблются в пределах 0,4—3 л/с при коэффициентах фильтрации пород 3 м/сут и в сильно закарстованных породах — до 30 м/сут. Минерализация вод в источниках незначительная (0,03—0,5 г/л), в нижней части разреза, опробованной скважинами, и в зонах тектонических нарушений достигает 0,9 г/л. Воды гидрокарбонатные кальциевые и магниевые.

Подземные воды зоны трещиноватости метаморфизованных песчаников, аргиллитов, сланцев залегают на глубинах 40—100 м. Водоносность этих пород значительно меньше, чем карбонатных. Дебит источников чаще составляет менее 1 л/с, редко более. Расходы скважин обычно до 0,5 л/с, лишь некоторые скважины фонтанируют с дебитом 2—7 л/с, но имеются и безводные скважины. Воды гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные со смешанным катионным составом при минерализации до 0,5 г/л.

Водоносная зона трещиноватых метаморфических пород архей-протерозойского возраста пользуется широким распространением на описываемой территории.

Метаморфические, преимущественно силикатные породы представлены гнейсами, амфиболитами, кварцитами, сланцами; слабометаморфизованные осадочные породы состоят из песчано-глинистых сланцев, песчаников. Обводненной является верхняя зона интенсивной трещиноватости мощностью от 5 до 100 м. На участках же повышенной тектонической нарушенности пород и в областях развития многолетнемерзлых пород мощность зоны может достигать 150—270 м.

Глубина залегания безнапорных вод находится в пределах 5—90 м. При наличии глубокого промерзания многие трещины заполняются льдом, и воды, ранее имевшие свободную поверхность, становятся подмерзлотными, приобретают напор, доходящий до сотни метров.

Водоносность пород пестрая, но в целом невысокая. Дебиты источников колеблются от сотых долей литра в секунду до 2, реже до 5 л/с. Удельные дебиты скважин составляют тысячные и сотые доли литра

в секунду. Минерализация вод небольшая — до 0,1, реже до 0,3—0,5 г/л. Воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, кальциевые и натриевые, на высоких водоразделах гидрокарбонатно-хлоридные.

Водоносная зона трещиноватых метаморфических, преимущественно карбонатных пород архей-протерозойского возраста имеет незначительное развитие в пределах области. Карбонатные породы состоят из кристаллических известняков, кальцифиров, доломитов, иногда с прослоями силикатных пород. Породы характеризуются интенсивной трещиноватостью, закарстованностью, что обусловливает их повышенную водоносность. Мощность трещиноватой обводненной зоны прослеживается до глубины 100—200 м. Воды обычно безнапорные. Под многолетнемерзлыми породами вскрываются напорные воды, пьезометрические уровни которых устанавливаются иногда на 0,5—4,5 м выше поверхности земли.

Повсеместно отмечается высокая, но неравномерная обводненность пород. Дебиты источников составляют от десятых долей до 10—25 л/с, в отдельных случаях даже до 50—100 л/с и более. На северо-востоке источники с дебитами более 3 л/с существуют круглогодично, с меньшим дебитом — прекращают свое существование в зимнее время. Удельные дебиты скважины колеблются от десятых долей до 18 л/с, дебит скважин при фонтанировании обычно составляет около 2 л/с.

Воды по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые с минерализацией от 0,04 до 0,3—0,5 г/л.

Водоносная зона трещиноватых кислых интрузивных пород различного возраста характеризуется чрезвычайно широким площадным распространением.

Наиболее распространены граниты, гранодиориты и граносиениты архей-палеозойского возраста, но в виде небольших массивов встречаются граниты, сиениты триас-юрского возраста. Водоносность интрузивных пород пестрая в связи с различной мощностью и раздробленностью верхней трещиноватой зоны. В среднем зона эффективной (обводненной) трещиноватости достигает мощности 40—80 м, максимально 80—120 м, в единичных случаях 170 м, а в зоне развития многолетнемерзлых пород 220 м. Подземные воды ультрапресные, состав вод преимущественно гидрокарбонатный: на севере региона — натриевый и натриево-магниевый с минерализацией до 0,05 г/л, на юге — кальциевый с минерализацией 0,1—0,2 г/л, на юго-востоке с минерализацией до 0,3—0,5 г/л. В ряде участков воды обогащены сульфатами, а на водоразделах хлоридами.

В массивах мезозойских граносиенитов площадью от нескольких десятков до сотен квадратных километров зона трещиноватости небольшая, максимально достигает 60—80 м. Дебиты источников находятся в пределах 0,5—1,5 л/с, редко более. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,1 до 0,5 л/с. Воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,09 г/л.

Палеозой-мезозойские гранитоиды распространены наиболее широко в Забайкалье. Зона эффективной трещиноватости достигает 100—120 м. Воды обычно безнапорные и вскрываются на глубине до 50—80 м. Водоносность пород низкая. Дебиты источников составляют чаще 0,1—0,5 л/с, реже 1—3 л/с. Удельные дебиты скважин находятся в пределах тысячных — десятых долей литра в секунду, реже до 1 л/с (г. Петровск-Забайкальский). Минерализация вод — от сотых долей грамма на литр до 0,3—0,5 г/л, в единичных случаях до 1,3 г/л. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый, реже натриевый, на междуречье Хилки и Чикоя — магниевый.

Архей-протерозойские граниты, реже граносиениты, сиениты, диориты и гнейсограниты широко распространены в Прибайкалье. На гор-

ных хребтах безнапорные воды вскрываются на глубинах 3—70 м; напорные воды, встреченные на глубине 10—120 м, обладали напором 10—80 м. Дебиты источников колеблются в пределах 0,01—2,5 л/с, удельные дебиты скважин составляют сотые и десятые доли литра в секунду. Воды гидрокарбонатные, но могут быть и гидрокарбонатно-сульфатными за счет широкого распространения сульфидной минерализации на всей площади развития архей-протерозойских гранитоидов. В катионном составе преобладает натрий, реже кальций.

Гидрологические условия зоны трещиноватости кислых интрузивных пород в различных частях области имеют некоторые специфические особенности. Так, водоносность зоны трещиноватости протерозойских гранитоидов на севере региона в значительной степени определяется многолетнемерзлыми породами, которые имеют здесь географически сплошное распространение. Подмерзлотные воды, вскрытые скважинами на глубинах от 70 до 220 м, обладают напором до 50—90 м. Источники, приуроченные к таликам, имеют расход от долей литра в секунду до 2—5 л/с. Наиболее крупные, постоянно действующие источники, приуроченные нередко к таликам в тектонически активных зонах, имеют дебит до 50—350 л/с. Они образуют наледи. В ряде мест, особенно на вершинах горных хребтов, зона трещиноватости полностью промерзла и поэтому безводна. Минерализация вод в высокогорье незначительна — 0,02—0,05 г/л, у подножий склонов доходит до 0,1—0,2 г/л; состав вод гидрокарбонатный натриевый, натриево-магниевый, реже кальциево-магниевый.

В южной части области воды в зоне трещиноватых гранитоидов большей частью грунтовые. Их свободная поверхность залегает на глубинах от 1—2 до 30—60 м. Однако и здесь подземные воды могут иметь напор до 40—50 м, а в Восточном Забайкалье до 100—150 м, обусловленный наличием островов мерзлых пород или выше залегающими водоупорными глинистыми отложениями в долинах рек. Многие источники приурочены к подножию склонов южной экспозиции. Расходы источников колеблются от сотых — десятых долей литра в секунду до 1—3 л/с; удельные дебиты скважин обычно в пределах 0,2—0,5 л/с; минерализация вод — от сотых долей до 0,1 г/л; состав гидрокарбонатный кальциево-натриевый, реже натриево-магниево-кальциевый.

В Юго-Восточном Забайкалье подземные воды зоны трещиноватости гранитоидов вскрываются на глубине до 30 м в долинах и до 60 м на водоразделах при мощности зоны трещиноватости на междуречье Онон — Шилка — Аргунь до 100—170 м. При наличии линз многолетнемерзлых пород воды приобретают напор. Источники большей частью имеют дебит до 1—1,5 л/с, реже до 5 л/с. Удельные дебиты скважин обычно составляют сотые и десятые доли литра в секунду. Минерализация воды до 0,3 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый, реже натриевый.

Водоносная зона трещиноватости ультраосновных интрузивных пород протерозой-кембрийского возраста приурочена к небольшим и немногочисленным массивам габброидов и гипербазитов. Эти породы более монолитны, чем все другие интрузивные породы, зона трещиноватости в них имеет мощность до 40—50 м. Воды, содержащиеся в них, безнапорные с глубиной залегания 10—30 м. Редкие скважины, вскрывшие воды в этих породах, имели расход 1—2,4 л/с при незначительном понижении (5 м) или при фонтанировании. Воды обладают минерализацией до 0,25 г/л и гидрокарбонатным магниево-натриевым, кальциево-магниевым составом.

Подземные воды верхней водоносной трещиноватой зоны эффузивных, интрузивных и метаморфических пород получают питание главным

образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, поверхностных и конденсационных вод. В зависимости от положения в рельефе то или иное значение будет иметь подток подземных вод из соседних выше залегающих водоносных комплексов и водоносных зон трещиноватых пород. Воды этих трещиноватых кристаллических пород обычно разгружаются в нижележащие осадочные и кристаллические породы межгорных понижений, в зоны крупных разломов. Питание и разгрузка подземных вод фундамента артезианских бассейнов тесно связаны с выше залегающими водоносными комплексами чехла этих бассейнов. В соответствии с природой (и особенно геокриологической) зональностью области, можно отметить, что в широком плане питание подземных вод, особенно зоны трещиноватых пород, за счет атмосферных осадков с севера на юг приобретает все большее значение.

Подземные воды метаморфических, эффузивных и интрузивных пород содержатся в их верхней трещиноватой зоне. Ее мощность колеблется в широких пределах. Она захватывает на всю мощность кору выветривания, а также часть пород, в которых развита тектоническая трещиноватость. Резко континентальный климат Восточно-Сибирской области, глубокое сезонное и вековое промерзание пород способствуют их выветриванию, а тектоническая подвижность области, особенно прибайкальской части, также обусловливает значительную раздробленность кристаллических пород. Характерно увеличение мощности зоны трещиноватости кристаллических пород в областях, охваченных многолетним промерзанием, где происходит колебание нижней поверхности многолетнемерзлых пород, которое активизирует образование трещин. Наиболее подвержены такой морозной десквамации крупнокристаллические породы.

Подземные воды в трещиноватых породах могут быть грунтовыми, со свободным уровнем и напорными. Напорность вод в большинстве случаев обусловлена тем, что верхняя часть трещиноватых пород находится в многолетнемерзлом состоянии. Напорность возникает также в случае залегания трещиноватых водоносных пород под водоупорными слоями осадочных отложений и в результате неравномерной трещиноватости. Так как питание этих вод, залегающих в большинстве случаев первыми от поверхности земли, в основном происходит за счет атмосферных осадков, то режим их испытывает большие колебания в годовом цикле, в частности амплитуда колебания уровня достигает нескольких метров с наинизшим положением зимой. К этому же времени относится обычно и максимальная минерализация подземных вод.

В Восточно-Сибирской гидрогеологической области *трещинно-жильные воды глубинных тектонических нарушений* имеют чрезвычайно большое распространение и значение (Богомолов, 1966 и др.). Породы, подвергающиеся многократному тектогенезу, разбиты сетью региональных глубинных тектонических нарушений преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений. Тектонические нарушения (обычно разломы) сопровождаются зонами повышенной трещиноватости с мощностью до 300—500 м. Рассекая водовмещающие породы, разломы способствуют активной взаимосвязи между подземными водами различных водоносных комплексов и зон трещиноватости. Трещинно-жильные воды, приуроченные к региональным разломам и сопровождающим их зонам интенсивной трещиноватости, образуют полосы, протягивающиеся на десятки и сотни километров и фиксирующиеся по групповым выходам высокодебитных источников. Пробуренные здесь скважины характеризуются повышенной водоносностью кристаллических пород на большой глубине.

Региональные разломы с глубиной заложения до 0,2—1,5 км развиты довольно широко и обусловливают глубокую циркуляцию пресных вод. Трещинно-жильные воды, приуроченные к ним, обладают значительным напором, часто обусловливающим фонтанирование скважин. Водоносность разломов пестрая. Приуроченные к ним источники имеют дебиты от десятых долей литра в секунду до 25—100 л/с, реже до 250—400 л/с. Наибольшая водоносность зон отмечается на юго-западе и северо-востоке Прибайкалья. Так, в нижнем течении р. Кынгарги, у курорта Аршан, суммарный дебит родников составляет более 100 л/с. На северо-востоке, где к крупным тектоническим зонам приурочены водовыводящие талики, дебит источников, образующих огромные наледи, достигает 250 л/с. В пределах развития карбонатных пород в зонах тектонических нарушений отмечается интенсивное карстообразование и повышенная обводненность пород. Минерализация вод достигает 0,5—1 г/л, воды гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные и гидрокарбонатно-хлоридные.

Региональные разломы с глубиной заложения более 1,5 км образуют своеобразные гидрогеологические структуры с трещинно-жильными водами региональных глубинных тектонических нарушений. Они имеют обычно длительную историю развития, создавались на всех этапах геологической истории региона, но наибольшую активность получили в мезозойский этап тектогенеза. Протяженность разломов в длину доходит до нескольких сотен километров (вдоль хр. Кодар — 160 км, хр. Черского — 200 км, Чикой-Ингодинского — 700 км и т. п.), крупные разломы сопровождаются обычно оперяющими разломами. Воды встречаются на больших глубинах и обладают значительным напором. К этим разломам приурочены мощные источники пресных минеральных холодных и термальных вод. Минерализация, химический и газовый состав их чрезвычайно разнообразны.

Питание трещинно-жильных вод региональных глубинных разломов происходит за счет вод верхней трещиноватой зоны, вод артезианских бассейнов, которые они пересекают, а также водами поверхностного стока и атмосферными. Разгрузка осуществляется в речные долины, озера и верхнюю трещиноватую зону.

Основные закономерности распространения и формирования подземных вод

Палеогидрогеологические условия

Геосинклинальное развитие Прибайкалья и Забайкалья завершилось в период каледонского тектогенеза, и до конца палеозоя большая часть области, представлявшая собой сушу, испытывала воздымание, вследствие чего породы были промыты и, вероятно, содержали пресные воды до больших глубин. Такое положение в основном сохранилось до нашего времени, осложняясь периодическим внедрением магматогенных вод в периоды интенсивной тектонической деятельности и проявлениями вулканизма (в юрско-меловое и неоген-антропогеновое время).

Морские условия осадконакопления были редки и недолговременны, причем воды этих внутренних морей (заливов) были, вероятно, значительно опресненными. Например, опресненные морские бассейны в нижне-среднеюрское время существовали в Восточном Забайкалье. Можно считать доказанным полное отсутствие галогенных отложений даже в наиболее глубоких частях впадин.

Крупнейшим этапом в развитии подземных вод региона был период конец неогена — антропоген, когда возникали высокогорные хребты и перестраивалась гидросеть. В плиоцене оз. Байкал сформировалась

в современных очертаниях и возникла мощная дрена поверхностных и подземных вод для обширной территории Прибайкалья.

Преобладание воздымания региона способствовало тому, что подземные воды горных сооружений преимущественно были инфильтрационного происхождения и пресными. Выветриванию и сносу продуктов разрушения с горного обрамления во впадины подвергались (и подвергаются) изверженные и метаморфические породы, являющиеся существенно преобладающими породами, слагающими горные сооружения области. Ни в процессе переноса продуктов разрушения этих пород, ни в процессе их седиментации не создавались условия для значительного увеличения минерализации транспортирующих и седиментационных вод за счет растворения или выщелачивания.

Существенные изменения генезиса подземных вод и их химического состава в палеогидрогеологическом аспекте касаются главным образом вод межгорных впадин, имеющих более ограниченное распространение, чем воды горных сооружений. Заложение впадин на древнейших докембрийских структурах и в областях более поздней завершенной складчатости было разновременным и происходило от конца нижней юры до нижнего мела и затем в кайнозое. Большинство образовавшихся межгорных впадин было занято пресными озерами, днища и горное обрамление которых нередко подвергались возобновляющимся тектоническим подвижкам, приводившим к их опусканию или воздыманию.

Формирование впадин и заполнение их кластическим материалом неоднократно сопровождалось вулканической деятельностью и излиянием эффузивов. Таким образом, режим осадконакопления был переменным. Можно высказать предположение, что при этом воды межгорных бассейнов могли обогащаться некоторыми магматогенными элементами (растворенными и газообразными). Однако вряд ли даже в периоды наиболее активной вулканической деятельности повышение минерализации вод могло быть значительным. Кроме того, последующие процессы формирования впадин способствовали глубокому внедрению инфильтрационных вод.

Так как в большинстве межгорных впадин базальные слои осадочного чехла представлены более грубозернистыми кластическими породами, чем вышележащие, то даже в наиболее глубоких впадинах очень редко создавались условия для весьма замедленного водообмена. Е. В. Пиннекер отмечает, что в неогене, когда в результате новой активизации тектонической деятельности увеличилась озерность региона, в седиментационных бассейнах захоронялось большое количество органического вещества, обогащающего воды метановыми газами.

Недра земли Восточно-Сибирской гидрогеологической складчатой области в подавляющем большинстве глубоко промыты на большую глубину как на участках, сложенных пористыми осадочными породами, так и на преобладающих по площади участках распространения трещиноватых изверженных и метаморфических пород. Этому способствуют значительная тектоническая раздробленность пород, подвижность и сейсмичность территории. Для всей области формирование скоплений седиментационных и магматогенных вод, вероятно, происходило в течение непродолжительных периодов (Гидрогеология Прибайкалья, 1968) на ограниченных участках и завершалось разбавлением этих вод большим количеством инфильтрационных вод, проникавших на значительные глубины.

Вероятно, наибольшее влияние на изменение гидрогеологических условий, по крайней мере верхней части разреза (в пределах первых сотен метров по глубине), оказали глубокое промерзание и формирование многолетнемерзлой зоны.

С олигоцена в Забайкалье началось похолодание климата, в плиоцене и плейстоцене происходило нарастание похолодания. Со среднего плейстоцена в Прибайкалье образовывается многолетнемерзлая зона На Витимском плоскогорье она возникает в раннечетвертичное время. А. И. Попов считает, что формирование здесь многолетнемерзлой зоны началось в послеледниковый период. Благоприятные условия для существования многолетнемерзлых пород сохраняются до современной эпохи.

Образование зоны многолетнемерзлых пород превратило залегающие с поверхности водопроницаемые или водоносные породы в водонепроницаемые слои и массивы. Произошла, вероятно, значительная локализация областей питания и областей разгрузки подземных вод, мелкие выходы последних были промерожены, за счет этого стали еще более мощными крупные источники. Образовались весьма специфические скопления подземных вод, обладающие напором до нескольких десятков метров, ввиду глубокого промерзания кровли водоносного пласта или массива, которые до промерзания были ненапорными. В целом многолетняя промороженность большей части исследуемой территории препятствовала, но не прекращала проникновение инфильтрационных вод на значительные глубины.

Можно предполагать, что химический состав подземных вод в некоторых структурах при возникновении мерзлой зоны изменился, так как воды стали более холодными, ввиду чего изменились условия растворения, особенно газовой составляющей. В результате этого создаются условия для образования менее минерализованных вод, но более газонасыщенных, чем до возникновения многолетнемерзлой зоны. В то же время происходит некоторое замедление движения подземных вод в результате промерзания (полного или частичного) областей питания и разгрузки, т. е. создаются условия для более длительного соприкосновения воды и породы, что может увеличить минерализацию жидкой фазы.

В формировании подземных вод всей территории Прибайкалья и особенно Байкальской впадины имело определенное значение само оз. Байкал, в котором сосредоточено огромное количество холодной пресной воды. По К. К. Вотинцеву, за время существования Байкал сменил свои воды не менее 25—30 раз. Колебания только температуры воды в этом глубоком водоеме влечет за собой изменение условий химического равновесия между окружающей природой и водой, а в некоторых случаях скорости движения подземных вод в связи с изменением плотности воды, скорости термодиффузии и других факторов (Ефимов, Колдышева, 1966).

Современная динамика, химический состав, плотность, температура подземных вод Байкальской впадины и вод оз. Байкал есть результат их длительного и сложного взаимодействия, имеющего свои особенности в каждый определенный этап времени и зависящего в основном от неотектонических, геотермических, гидродинамических, геокриологических условий.

Гидрогеохимическая зональность бассейнов трещинных вод

Бассейны трещинных вод характеризуются преимущественным распространением пресных грунтовых вод верхней трещиноватой зоны, химическая зональность которых определяется составом атмосферных осадков, изменениями рельефа местности, геокриологических и климатических условий; составом водовмещающих пород, почвенного и растительного покрова.

В целом к северу от долин рек Уды, Шилки и к северо-западу от среднего течения р. Джиды минерализация грунтовых вод не превы-

шает 0,2—0,5 г/л, а состав их является гидрокарбонатным магниевым, натриево-кальциевым и кальциевым. К югу от этих долин наблюдается постепенное повышение минерализации до 1 г/л и состав их меняется от гидрокарбонатного кальциевого до гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниево- натриевого. Воды засушливых степных пространств крайнего юго-востока области (бассейн р. Борзи) с бессточными понижениями имеют хлоридно-гидрокарбонатный натриевый и натриево-кальциевый состав с минерализацией до 6,6 г/л (котловина оз. Хан-Хоро-Нор).

В направлении от повышенных участков рельефа к пониженным устанавливается вертикальная гидрогеохимическая зональность. Высокогорные (более 1500 м абс. высоты) и приводораздельные части средне- и низкогорных бассейнов трещинных вод содержат воды гидрокарбонатные, иногда за счет атмосферных осадков — гидрокарбонатно-хлоридные, магниевые и натриевые (в меньшей степени кальциевые) с минерализацией до 0,05—0,1 г/л. В среднегорных бассейнах трещинных вод (800—1500 м абс. высоты) минерализация увеличивается до 0,3 г/л, преобладают гидрокарбонаты и могут присутствовать все три основных катиона, с некоторым преобладанием кальция. Низкогорные (ниже 800 м абс. высоты) бассейны трещинных вод, включая и предгорья среднегорных, наряду с гидрокарбонатными кальциевыми водами при минерализации до 0,1—0,3 г/л могут иметь гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 0,5 г/л, иногда до 1 г/л.

Вертикальная гидрогеохимическая зональность подземных вод обусловлена характером поверхностного стока, количеством атмосферных осадков, промороженностью пород, особенностями почвенного покрова и растительности, имеющих также вертикальное зональное распределение.

На обширной территории бассейнов трещинных вод имеют распространение самые разнообразные минеральные воды: радоновые, железистые и фтористые различного газового состава в зоне окисления; азотные термальные, азотные сульфидные термальные и холодные в восстановительной обстановке формирования; углекислые термальные и холодные метаморфического генезиса.

Воды зоны окисления по газовому составу являются азотными, кислородно-азотными и углекисло-азотными, с температурой 1—12° С. По содержанию специфических компонентов они относятся чаще к радоновым, фтористым, кремнистым, в единичных случаях — к железистым.

Слабарадоновые (50—400 эман) холодные воды коры выветривания, интрузивных пород широко распространены в Восточно-Сибирской области. Они характеризуются преимущественно гидрокарбонатным составом при минерализации 0,1—0,3 г/л. Повышенное содержание радона (до 700 эман) отмечается (Ясько, Богданова, 1970) в единичных выходах вод в Прибайкалье и (до 700—1200 эман и более) во многих источниках Забайкалья. Воды пресные гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные.

Холодные радоновые воды — воды коры выветривания и тектонических нарушений эманирующих гранитных интрузий, формирующиеся в зоне свободного водообмена.

Воды с газами восстановительной обстановки обладают разнообразным газовым и химическим составом, залегают преимущественно на больших глубинах и характеризуются чаще повышенной температурой.

Азотные термальные воды распространены почти повсеместно в горных массивах Прибайкалья, Витимо-Патомского нагорья, а также в вер-

ховьях рек Чикоя и Ингоды. Выходы вод обнаружены в краевых частях гранитных интрузий архей-палеозойского возраста. Газовый состав вод однообразен (Ткачук, 1961; Ломоносов, 1968): азота 92—100%, кислорода до 7,5%, углекислого газа и сероводорода до 1%. Воды имеют температуру от 20 до 80° С. В химическом составе вод отмечается различное сочетание гидрокарбонатов и сульфатов, преобладание натрия среди катионов. Широко распространены в термах кремнекислота (50—160 мг/л), фтор (2—20 мг/л), а также литий, стронций, молибден, вольфрам, алюминий, марганец, титан. Воды некоторых источников радиоактивны. *Азотно-углекислые термальные* воды встречены в бассейне р. Газимура. Они имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, минерализацию 0,5—1,5 г/л, температуру до 25° С и радиоактивность до 300 эман.

Сульфидные воды различного газового состава (преимущественно азотного) и температуры распространены очень широко, главным образом в горных массивах Прибайкалья, сложенных метаморфическими осадочными комплексами пород, на контактах метаморфических осадочных и интрузивных образований. Содержание общего сероводорода в водах очень низкое — менее 30 мг/л. Температура вод колеблется в широких пределах — от 2 до 83° С, минерализация — от 0,2 до 0,9 г/л. Состав вод сульфатный и гидрокарбонатный, последний преобладает в холодных водах. Наибольшее распространение среди сульфидных вод получили гидросульфидные, реже сероводородно-гидросульфидные воды.

Формирование азотных терм неоднократно обсуждалось в литературе. А. М. Овчинников (1953 г.), В. В. Красинцева (1955 г.), В. А. Албагачиева (1965 г.), Е. А. Басков (1966 г.) и др. отрицают участие глубинных ювенильных вод и связывают генезис азотных терм с процессами выщелачивания и растворения водовмещающих пород исключительно инфильтрационными водами. По мнению Н. И. Толстихина (1937 г.), В. Г. Ткачук (1961 г.), И. С. Ломоносова и др. (1967) в формировании азотных терм наряду с инфильтрационными водами принимают участие и глубинные воды, связанные с магматическими очагами. Определения концентрации дейтерия в водах азотных терм не подтвердили наличия ювенильных вод.

В формировании сульфидных широко распространенных азотных терм (Колдышева, 1970) принимают участие как интрузивные, так и метаморфические осадочные породы, содержащие органическое вещество. Формирование вод происходит исключительно в восстановительной обстановке. Большинство сульфидных вод, приуроченных к песчано-глинистым породам (или их контактам), являются результатом (А. М. Овчинников, 1963 г.) современного процесса сульфатредукции.

Воды с газами метаморфической обстановки. *Углекислые термальные и холодные воды* (7—47° С), вскрывающиеся на западе и северо-востоке Прибайкалья, где сохранились следы недавней вулканической деятельности, приурочены к раздробленным карбонатным породам нижнего протерозоя. Воды имеют гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый состав с минерализацией до 4—8 г/л и концентрацией водородных ионов в пределах 6,1—7,5; содержание углекислоты достигает 9,4 г/л, кремнекислоты 30—100 мг/л.

Углекислые холодные и термальные воды Прибайкалья, имеющие сезонные колебания и низкую концентрацию дейтерия (месторождение Аршан Тункинский), формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков и насыщения вод углекислотой метаморфического происхождения, поступающей из расположенных вблизи вулканических очагов.

Углекислые, углекисло-азотные и азотно-углекислые холодные воды распространены почти по всей территории Забайкалья. Чаще они вскры-

ваются вдоль крупных тектонических нарушений, приуроченных к бортовым частям впадин, реже — к осевым частям горных массивов.

Преобладающая температура вод от 0 до 2—3° С, но может достигать 8—12° С. В газовом составе вод углекислота превышает 90% общего объема. В источниках смешанного газового состава встречается метан биогенного происхождения (Н. И. Толстихин, 1961 г.) от 1,6 до 7,7%. Бо́льшая часть минеральных источников имеет минерализацию до 0,6 г/л, меньшая — до 1—3 г/л. Воды преимущественно гидрокарбонатные со смешанным катионным составом. Из микрокомпонентов в водах обычно содержатся молибден, свинец, медь, алюминий, марганец, титан, железо, бериллий. К редко встречающимся относятся сурьма, мышьяк, серебро, литий, цирконий, фтор. В некоторых источниках содержание радона достигает 100—650 эман.

В Забайкалье широко распространены эффузивные породы. Происхождение углекислых источников многие исследователи (Обручев, 1897; Львов, 1916 и др.) связывают с участием вулканической деятельности. Л. М. Орлова и Н. И. Толстихин считают, что формирование холодных углекислых вод происходит на небольшой глубине за счет проникающих с поверхности атмосферных вод и восходящих по тектоническим трещинам струй воды, насыщенных углекислым газом, поступающим из фундамента.

Гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов

Гидрогеохимическая зональность подземных вод по площади байкальских бассейнов проявляется в увеличении минерализации вод в их центре, появлении сульфидных вод и вод карбонатного и гидрокарбонатно-карбонатного натриевого, натриево-кальциевого состава. Возникновение гидрогеохимической зональности по площади связано в первую очередь с изменением условий водообмена, а также с существованием на отдельных участках впадин благоприятных условий для накопления большого количества органического материала при относительно застойном режиме вод и развитием физико-химических процессов континентального засоления и концентрирования солей в поверхностных и надмерзлотных водах при их замерзании и оттаивании.

Гидрохимическая зональность подземных вод, отмеченная более четко по площади забайкальских бассейнов, проявляется в незначительном, но последовательном увеличении минерализации и изменении химического состава от периферии к центру бассейнов. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые сменяются солоноватыми гидрокарбонатными натриевыми, гидрокарбонатно-сульфатными, гидрокарбонатно-хлоридными, хлоридно-сульфатными натриевыми. Гидрохимическая зональность по площади впадин в большинстве случаев является концентрической, при которой гидрохимическое изменение в подземных водах (чаще грунтовых) верхнего этажа происходит концентрически от периферии бассейна к ее центральной части на сравнительно небольших расстояниях. В ряде бассейнов концентрическая зональность нарушается в местах выхода более глубоких вод по зонам разлома. В большинстве сточных бассейнов изменения в химическом составе и минерализации вод происходят в незначительных пределах. В бессточных бассейнах гидрохимическая зональность по площади выражена более ярко.

В Еравненском сточном бассейне минерализация грунтовых вод изменяется в направлении от периферии к центру (от 0,1—0,2 до 0,4—0,8 г/л), а состав ее в том же направлении из гидрокарбонатного каль-

циево-натриевого переходит в гидрокарбонатно-сульфатный или хлоридно-сульфатный кальциево-магниевый или натриево-кальциевый.

В Боргойском бессточном бассейне, в периферической части встречены гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,5 г/л. К центру впадины минерализация постепенно возрастает, доходя до 3 г/л, и воды становятся гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми. В Торейском бессточном бассейне зона пресных вод имеет небольшие размеры и приурочена к периферическому обрамлению бассейна. По направлению к центру его она быстро сокращается и переходит в зону солоноватых хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией вблизи озер до 2—3 г/л. В центре бессточных бассейнов происходит постепенное накопление солей с образованием в пониженных частях соленых озер с минерализацией от 3 до 26 г/л в основном гидрокарбонатного, а также сульфатного и хлоридного натриевого состава.

Вертикальная гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов байкальского типа проявляется в последовательной смене по глубине трех основных гидрогеохимических зон, выделенных по анионному составу подземных вод: I — зона карбонатных, гидрокарбонатно-карбонатных натриево-кальциевых и натриевых вод с минерализацией 0,2—1,8 г/л, имеющая локальное развитие и мощность до 1200—1650 м; II — зона гидрокарбонатных кальциевых, натриево-кальциевых вод с минерализацией до 0,5 г/л в верхней части разреза и гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией 0,1—1 г/л в средней части разреза, распространенная наиболее широко и достигающая мощности от 200 до 2500 м и более; III — зона хлоридных, гидрокарбонатно-хлоридных натриевых и натриево-кальциевых термальных вод с минерализацией 0,1—3 г/л, расположенная на значительных глубинах в центре впадин (более 2700 м в Усть-Селенгинской впадине) и в 30—150 м от поверхности земли в зоне разгрузки у краевых частей впадин, где имеет мощность 300—830 м.

Сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатные воды различного катионного состава в гидрогеохимическом разрезе байкальских бассейнов практически отсутствуют. Появление вод этого состава на локальных участках впадин связано с очагами разгрузки трещинных вод фундамента, наблюдающихся обычно в бортах впадин, осложненных разломами.

Гидрогеохимическая зона карбонатных, гидрокарбонатно-карбонатных натриево-кальциевых и натриевых вод образована при рассолении содовых солончаков, солонцов и содовых озер инфильтрующимися водами.

Гидрокарбонатная кальциевая, натриево-кальциевая, натриевая гидрогеохимическая зона в верхней части осадочного чехла впадин имеет состав, идентичный составу вод областей современного питания, откуда во впадины поступают основные запасы подземных вод. Распространенные на большую глубину исключительно гидрокарбонатно-натриевые воды имеют полигенетическое происхождение (физико-химические процессы концентрирования солей, происходящие при замерзании и оттаивании подмерзлотных вод, углекислотное выщелачивание полевошпатовых пород, катионный обмен между кальцием вод и натрием мелкодисперсных пород, бактериальный процесс сульфатредукции).

Формирование гидрогеохимической зоны хлоридных, гидрокарбонатно-хлоридных натриевых и натриево-кальциевых термальных вод осуществляется на значительных глубинах благодаря физико-химическим процессам взаимодействия вод с глинистыми породами, содержа-

щими хлор в повышенном количестве, под влиянием большого гидростатического давления и высоких температур.

В верхней осадочной толще пород, соответствующей первой гидрогеохимической зоне карбонатных вод до глубин 900—1650 м, распространены исключительно теплые воды (до 37° С) смешанного газового состава (метана 8—27%, кислотных газов 8—44% и азота 49—90%).

Метановые термальные воды вскрываются на глубинах ниже 1000—2000 м в центральных частях впадин, сложенных песчано-глинистыми отложениями неогена. Они содержат метан и тяжелые углеводороды в свободном и растворенном виде до 73—92%. Эти воды обнаружены в Байкальской и Тункинской впадинах (вероятно, есть в Баунтовской). По химическому составу вод они относятся к средней и нижней частям второй гидрогеохимической зоны (Колдышева, 1970) и имеют температуру 28—48° С в интервале опробования.

Метановые воды наиболее глубоких горизонтов третьей гидрогеохимической зоны обнаружены на Истокской разведочной площади Байкальской впадины (на глубине 2600—2900 м), имеют очень высокую температуру 95—99° С. Здесь не исключена возможность нахождения сульфидных вод, так как в газовом составе вод некоторых скважин был обнаружен сероводород (до 3,86%).

Азотно-метановые (иногда сульфидные) термальные воды встречены в краевых частях впадин. Содержание метана в водах колеблется в пределах 10—16%, азота 83—90%. Воды характеризуются разнообразным анионным составом (при наличии иона хлора в количестве 19—33 мг-экв %), различной концентрацией водородных ионов (6,6—9), значительным перепадом температур (20—74° С), присутствием в некоторых случаях фтора и сероводорода.

Наличие метана в газовом составе вод, одновременное существование в водах ионов хлора и сульфата свидетельствуют о том, что азотно-метановые воды являются жильно-пластовыми, связанными как с глубинными пластовыми водами рыхлых отложений впадин, так и с трещинно-жильными водами кристаллических пород. Это подтверждается и условиями выхода источников на поверхность из рыхлых отложений, вблизи предгорий и кристаллических поднятий фундамента.

Биохимическое происхождение газов, их разнообразие (углекислометановые, метановые сухие и жирные, водорные), существование железа преимущественно в закисной форме свидетельствуют о восстановительной обстановке в значительной части байкальских впадин и ее неоднородности.

Вертикальная гидрогеохимическая зональность артезианских бассейнов забайкальского типа (мощность зон и их состав) определяется главным образом размерами артезианских бассейнов, положением местных базисов эрозии, условиями дренирования.

В бассейнах, дренирующихся главными водными артериями, до глубин 80—150 м распространены гидрокарбонатные кальциевые или натриевые воды с минерализацией до 0,5—1 г/л. Ниже, до глубины 200 м, преобладают воды гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые с минерализацией до 1—2 г/л. Глубже 200 м отмечается преобладание сульфатного и натриевого иона при минерализации до 1—3 г/л. Исключение составляют Балейский и Читинский артезианские бассейны. В первом при гидрокарбонатном натриевом составе на глубине 120 м отмечалась минерализация 1,4 г/л, а на глубине 250 м — 16,1 г/л, что связано с поступлением минерализованных углекислых вод из фундамента, а во втором верхняя пресная зона распространена до наибольшей глубины 350 м в связи с общей промытостью

бассейна. В глубоко промороженных бассейнах воды верхней пресной зоны прослеживаются до 200, реже до 400 м (Тугнуйский бассейн).

Для бессточных бассейнов Боргойского и юго-восточной части Гусиноозерского, изученных соответственно до глубин 1000 и 600 м, в вертикальном разрезе катионный состав вод является постоянным — натриевым, в то время как анионный состав и минерализация значительно меняются. До глубины 100—150 м прослеживаются воды гидрокарбонатные с минерализацией 2—3 г/л, до 300—400 м при той же минерализации воды становятся гидрокарбонатно-сульфатными и сульфатно-гидрокарбонатными. Ниже, при минерализации 3—5 г/л в воде преобладают ионы сульфатов, на втором месте находятся гидрокарбонаты и хлориды. В Гусиноозерском бассейне (Загустанской антиклинали) на глубине 400—600 м вскрыты воды хлоридно-сульфатного натриевого состава с минерализацией до 6—7 г/л.

Таким образом, в забайкальских бассейнах четко устанавливаются гидрокарбонатная верхняя и сульфатная нижняя гидрогеохимические зоны; выделение зоны хлоридных вод можно считать пока условным.

Формирование сульфатных вод в подземных водах нижней части бассейнов забайкальского типа обусловлено главным образом окислением сульфидов, достаточно широко распространенных в угольных пластах, и выщелачиванием небольших прослоев гипса.

Глубокое бурение позволило выделить термальные воды в глубоких частях бассейнов Селенгинской Даурии. Так, в Боргойском артезианском бассейне вскрыты воды с температурой до 30° С, возможно наличие термальных вод в Гусиноозерском и Удинском бассейнах.

В нескольких бассейнах выявлены месторождения углекислых вод, связанные, очевидно, с эффузивными породами фундамента и осадочно-эффузивными породами чехла. В пределах Торейского бассейна, выполненного нижнемеловыми терригенными отложениями, углекислые воды имеют минерализацию 2—6 г/л и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав. В месторождениях углекислых вод, приуроченных к Кучегер-Усуглинской, Делюнской и Урюмканской впадинам, минерализация вод составляет 0,7—1,6 г/л при гидрокарбонатном магниевом и натриевом составе.

В Загустайской антиклинальной структуре Гусиноозерского бассейна на глубине 219 м в газовом составе вод преобладают метан и тяжелые углеводороды (до 94,8%). При наличии угольных прослоев в толще верхнеюрско-нижнемеловых отложений других впадин возможно вскрытие на больших глубинах вод, насыщенных метаном биогенного происхождения.

Для Восточно-Сибирской области максимальная величина минерализации вод достигает 1—3 г/л, в очень редких случаях 6 г/л. Химический состав вод верхней зоны большинства артезианских бассейнов (за исключением бессточных) одинаков — гидрокарбонатный кальциевый и натриевый и только мощность этой зоны различна: в бассейнах забайкальского типа она достигает 150—400 м, а в бассейнах байкальского типа — 3000 м. Глубоким горизонтам межгорных артезианских бассейнов присуща восстановительная среда и отличный друг от друга газовый и химический состав. В целом в бассейнах забайкальского типа условия дренажа и промытости более затруднены, чем в бассейнах байкальского типа.

В результате выявленной гидрогеохимической зональности в Восточно-Сибирской складчатой области могут быть выделены следующие провинции и подпровинции минеральных вод:

Байкало-Патомская провинция пресных азотных термальных вод, обогащенных кремнекислотой, фтором и сульфидами, приуроченных

к бассейнам трещинных вод, пресных (реже солоноватых) метановых, азотно-метановых термальных вод, распространенных в артезианских бассейнах байкальского типа;

Чара-Каларская и Тункино-Джидинская подпровинции пресных азотных термальных и солоноватых углекислых холодных и теплых вод;

Забайкальская (Даурская) провинция преимущественно пресных углекислых холодных вод с повышенным содержанием радона, приуроченных к бассейнам трещинных вод, и солоноватых углекислых холодных (реже метановых и термальных) вод, распространенных в артезианских бассейнах забайкальского типа и синклинальных прогибах;

Чикой-Ингодинская подпровинция пресных азотных термальных, пресных углекислых и сульфидных холодных вод;

Газимурская подпровинция солоноватых азотно-углекислых термальных и углекислых холодных вод;

Провинция Станового хребта азотных термальных вод, приуроченных к бассейнам трещинных вод.

Режим и ресурсы подземных вод

Режим подземных вод области исследован недостаточно. Можно лишь отметить, что на территории распространения малопрерывистых многолетнемерзлых пород, где верхние горизонты грунтовых вод большую часть года промерзжены, преобладает кратковременное питание подземных вод, приуроченное к периоду максимального протаивания (июль — сентябрь). В это время уровни грунтовых вод и дебиты родников наиболее высокие. На территории со значительной прерывистостью многолетнемерзлых пород, а тем более при островном распространении их, условия питания подземных вод, в особенности грунтовых, более благоприятные. Поэтому здесь обычно существует два подъема в годовом режиме уровня и дебита родников: весенний (май — июнь) и летне-осенний (июль — август). Пики этих подъемов могут сливаться.

Подмерзлотные воды характеризуются обычно высоким напорным режимом, постоянством геохимических свойств воды.

Надмерзлотные воды, залегая в пределах слоя сезонного протаивания, характеризуются весьма изменчивым режимом, появлением криогенного напора. При довольно обычном промерзании до 3—5 м на участках с неглубоким залеганием грунтовых вод (надмерзлотных или в сквозных таликах) в конце зимы создаются своеобразные условия. Промерзающие слои верхней части отложений становятся водонепроницаемыми, вследствие чего свободный водоносный горизонт становится временно напорным. Таким образом, даже при уменьшении водоносности пласта в этот период возникает напор, достигающий 1—2 м и существующий 1—2 месяца.

Кроме того, во многих случаях глубокое сезонное промерзание приводит к временному изменению направления потока грунтовых вод или разобщению единого горизонта на отдельные «струи» (при локальном промерзании водоносного горизонта на всю мощность). Эти специфические особенности режима грунтовых вод, не свойственные в столь широком масштабе другим регионам, могут быть обобщены под названием «забайкальский тип» режима грунтовых вод. С ним связано образование грунтовых наледей и характерное для Забайкалья повышение уровня воды в колодцах, появление зимой воды в подвалах теплых зданий и зимняя миграция небольших источников. Такой тип режима характерен и для западного побережья оз. Байкал, в частности для Тажеранских степей и о. Ольхон (Малий, 1966).

В широком плане минимальные модули подземного стока (с ок-

тября по март), наиболее четко характеризующие величины подземного питания рек, имеют наибольшие значения (1—2 л/с·км^2) в западной части региона, вдоль оз. Байкал, охватывая полосу шириной 50—100 км. Восточнее модули стока уменьшаются до 0,3—0,1 и даже до 0,01 л/с·км^2. Минимумы подземного стока отмечены в районах развития многолетнемерзлых пород большой мощности, а также в районах с небольшими атмосферными осадками и большим испарением, например в юго-восточном среднегорье Селенгинской Даурии. По времени минимальные ресурсы подземных вод для низкогорий южной части территории приурочены к февралю, для северной части и высокогорий — к марту.

Можно отметить, что основные ресурсы подземных вод формируются в пределах горных массивов, общая площадь которых существенно преобладает над межгорными понижениями. В соответствии с этим наибольшую роль в формировании ресурсов подземных вод играют трещинные воды кристаллических пород (грунтовые и подмерзлотные напорные). Следующими по значению являются грунтовые воды кайнозойских и мезозойских отложений в пределах межгорных бассейнов.

Эксплуатационные ресурсы, имеющие наибольшие величины для аллювиальных отложений четвертичного возраста и для нерасчлененных четвертичных отложений артезианских межгорных бассейнов, могут обеспечить водоснабжение отдельных городов. Остальные водоносные комплексы менее водообильны. Среди них большое значение имеют подземные воды верхнеюрско-нижнемеловых отложений, которые можно использовать для водоснабжения небольших поселков.

Основные эксплуатационные ресурсы сосредоточены в многочисленных межгорных артезианских бассейнах, где они изменяются от 1 м^3/с в небольших бассейнах забайкальского типа до 10 м^3/с в бассейнах байкальского типа (Коляда, 1966). На большей части области, занятой горами, отмечаются источники, в том числе действующие круглый год, со средним дебитом в несколько десятков литров в секунду. Модули эксплуатационных ресурсов большинства артезианских бассейнов забайкальского типа составляют 0,1—0,5 л/с·км^2. В некоторых бассейнах Восточного Забайкалья модули эксплуатационных ресурсов изменяются от 0,5 до 1 л/с·км^2 и лишь в бассейнах байкальского типа составляют 1—2 л/с·км^2.

Народнохозяйственное значение подземных вод и осиовные задачи дальнейших гидрогеологических исследований

Восточно-Сибирская область обладает практически неисчерпаемыми запасами пресных поверхностных и подземных вод. Несмотря на наличие густой речной сети и крупнейших пресных водоемов (озера Байкал, Гусиное, Еравное и др.) подземные воды с каждым годом приобретают существенную роль в водоснабжении. Обеспечение водой промышленных центров и населенных пунктов осуществляется как грунтовыми водами преимущественно четвертичных отложений, так и поверхностными водами.

Использование эксплуатационных ресурсов подземных вод в данном регионе низкое — в пределах десятых долей процента или нескольких процентов и лишь в очень редких случаях достигает 10—20% (Иволгинский, Харанорский, Читино-Ингодинский бассейны). В некоторых районах эксплуатация и поиски подземных вод сопряжены со значительными трудностями: на северо-востоке и юго-западе — сезонная промороженность поверхностных и надмерзлотных вод и глубокое залегание

подмерзлотных вод; в байкальских впадинах — глубокое залегание вод на песчаных массивах; в Тажеранских степях, на о. Ольхон и в г. Кяхте — залегание трещинно-жильных вод в кристаллических породах.

Обилие минеральных вод, создание первого в нашей стране Государственного национального парка-заповедника в бассейне оз. Байкал, расширение санаторно-курортного строительства ставят вопросы изучения и использования минеральных вод Восточно-Сибирской области на одно из первых мест. На их базе созданы курорты союзного и местного значения. Многие источники являются перспективными для строительства на их базе здравниц.

При суровом климате Восточно-Сибирской области использование тепла термальных вод представляется весьма целесообразным, как источник дешевой тепловой энергии. На многих источниках можно использовать воды для теплофикации жилых и лечебных помещений, организации парников и оранжерей.

Основные задачи дальнейшего гидрогеологического изучения в значительной степени определяются природными особенностями данной территории. В настоящее время довольно полно изучена качественная сторона выделяемых здесь водоносных комплексов и горизонтов. Выявлена большая промытость недр и, в общем, большие ресурсы пресных подземных вод, залегающих неглубоко от поверхности земли и могущих быть использованными для водоснабжения во многих районах в гораздо более значительном объеме, чем это делается в настоящее время. Известное издавна богатство этой области минеральными и термальными водами подтверждено и углублено новейшими исследованиями. Однако количественная оценка подземных вод и обоснование ряда выявленных закономерностей далеко недостаточны.

Изучение и установление зон санитарной охраны для крупных населенных пунктов, промышленных предприятий, курортов и для всего бассейна оз. Байкал — одна из основных задач исследования подземных вод Восточно-Сибирской складчатой области при комплексном освоении ее природных ресурсов.

Создание Государственного национального парка-заповедника около оз. Байкал, сохранение этого уникального водоема — очень актуальная и сложная проблема, решение которой во многом зависит от изучения и учета ряда гидрогеологических особенностей этой территории.

Глава 11.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА (XII и XIII)

Физико-географические и геолого-структурные условия. Гидрогеологическое районирование

Рассматриваемая в настоящей главе территория занимает крайний юго-восток Советского Союза в пределах Приморского края, южной половины Хабаровского края и большей части Амурской области. На севере и северо-западе она граничит с Восточно-Сибирской складчатой гидрогеологической областью (граница условная), на востоке и юго-востоке ее граница проходит по берегам Охотского и Японского морей и Татарского пролива, а на остальном протяжении совпадает с государственной границей СССР, проходящей здесь в большей своей части по рекам Амуру и Уссури. Эта территория охватывает две самостоятельные складчатые гидрогеологические области — Зейско-Буреинскую и Сихотэ-Алиньскую. Для них ниже, после самой краткой характеристики физико-географических условий и геологического строения всей рассматриваемой территории, раздельно приводятся общие сведения о подземных водах, а затем совместно описаны основные гидрогеологические закономерности и оценено народнохозяйственное значение подземных вод.

Рельеф рассматриваемой территории по преимуществу горный, однако равнины занимают здесь также значительные площади. Климат территории, испытывающей влияние как Тихого океана и его окраинных морей, так и центральной части азиатского материка, имеет муссонный характер.

В геолого-структурном отношении рассматриваемая территория неоднородна. Ее северо-западная половина на тектонической карте Евразии (1966) отнесена к Центрально-Азиатской области герцинской складчатости, к Охотской ветви Монголо-Охотской складчатой зоны *, которая, расширяясь к юго-западу, уходит за пределы Советского Союза, а на севере граничит с зоной дорифейской складчатости Станового хребта. Юго-восточная половина территории почти полностью относится к Сихотэ-Алиньской мезозойской складчатой области, кроме крайней юго-западной части Приморского края, которая включена в герцинскую складчатую область. Вдоль восточной границы Сихотэ-Алиньской области протягивается Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс. По всей

* Отнесение этой зоны к области герцинской складчатости сделано в значительной степени условно, так как ее тектоническая история разными авторами трактуется различно. Даже в объяснительной записке к упомянутой карте (Тектоника Евразии, 1966) наряду с аргументированным мнением о верхнепалеозойском возрасте основной складчатости этого района имеется следующее высказывание: «... северная окраина восточной части Центрально-Азиатской складчатой области может рассматриваться как переходная структура между типичными герцинидами и мезозоидами» (там же, гл. VII). На большинстве ранее изданных тектонических карт возраст складчатости Монголо-Охотской зоны показан как мезозойский.

рассматриваемой территории разбросаны многочисленные наложенные на складчатое основание или унаследованные молодые тектонические впадины и прогибы, частью весьма крупные. Складчатые структуры обеих тектонических областей рассечены густой сетью дизъюнктивных нарушений. Некоторые разломы прослеживаются на десятки и сотни километров.

Подземные воды рассматриваемой территории изучены неравномерно и в общем недостаточно, хотя гидрогеологические исследования были начаты здесь еще в 20-х годах текущего столетия и в них принимал участие большой ряд специалистов. Наиболее значительные сводные работы появились лишь в 50—60-х годах (И. К. Зайцев, 1956, 1958, 1964 гг.; К. П. Караванов, 1966, 1967 гг.; Е. Ф. Кириллова, 1966 г.; В. А. Кирюхин, 1961, 1962, 1963, 1967 гг.; А. Б. Разживин, 1966 г.; И. Б. Райхлин, 1962, 1966, 1967 гг.). Последние обобщения содержатся в XXIII и XXV томах монографии «Гидрогеология СССР», где приводятся и более детальные сведения о подземных водах описываемой территории.

Принятая схема гидрогеологического районирования территории приведена на рис. 89. В каждой из гидрогеологических областей выделены районы первого порядка — бассейны трещинных вод и артезианские бассейны. Среди первых, особенности которых в значительной степени определяются интенсивностью их эрозионного расчленения, выделяются интенсивно расчлененные, слабо расчлененные и пенепленизированные. Артезианские бассейны разделяются на приуроченные к мезозойским прогибам и приуроченные к мезозойским и кайнозойским впадинам. Особо выделены бассейны трещинно-карстовых вод. Крупные артезианские бассейны подразделяются на районы (бассейны) второго и третьего порядков. В Приморском бассейне трещинных вод также выделен район второго порядка — Совгаванский вулканогенный супербассейн.

Зейско-Буреинская складчатая область. Для этой области характерно, что артезианские бассейны по занимаемой площади не уступают бассейнам трещинных вод и значительно лучше их изучены. Поэтому ниже дана лишь общая краткая характеристика последних и более подробно описаны главнейшие артезианские бассейны.

Бассейны трещинных вод на севере области (Джугдыр-Джугджурская и Олдойско-Джагдинско-Шантарская группы) приурочены к крупным антиклинальным структурам широтного простирания, образованным интенсивно дислоцированными породами протерозоя и палеозоя. Орографически они относятся к системам горных хребтов Джугдыр-Майский — Джугджур-Береговой и Тукурингра-Джагды с интенсивно расчлененным рельефом и характеризуются наиболее суровыми климатическими условиями и значительным распространением многолетнемерзлых пород. На юге располагается ряд обособленных бассейнов трещинных вод — Мамынский, Туранский, Хинганский, Буреинский, образованных складчато-глыбовыми структурами Буреинского тектонического массива и сложенных преимущественно докембрийскими кристаллическими породами и палеозойскими гранитоидами. Здесь преобладает слабо расчлененный рельеф, переходящий в пределах Мамынского выступа в пенепленизированный, а на востоке (хр. Буреинский) — в сильно расчлененный. Климат этих районов более мягкий, но и здесь преобладают отрицательные среднегодовые температуры воздуха.

Сумма зимних осадков составляет в среднем 150 мм, а за теплое время года — 600 мм. Многолетнемерзлые породы распространены локально.

В геологическом разрезе бассейнов трещинных вод Зейско-Буреинской области можно условно выделить пять водоносных комплексов, основные характеристики которых даны в табл. 35.

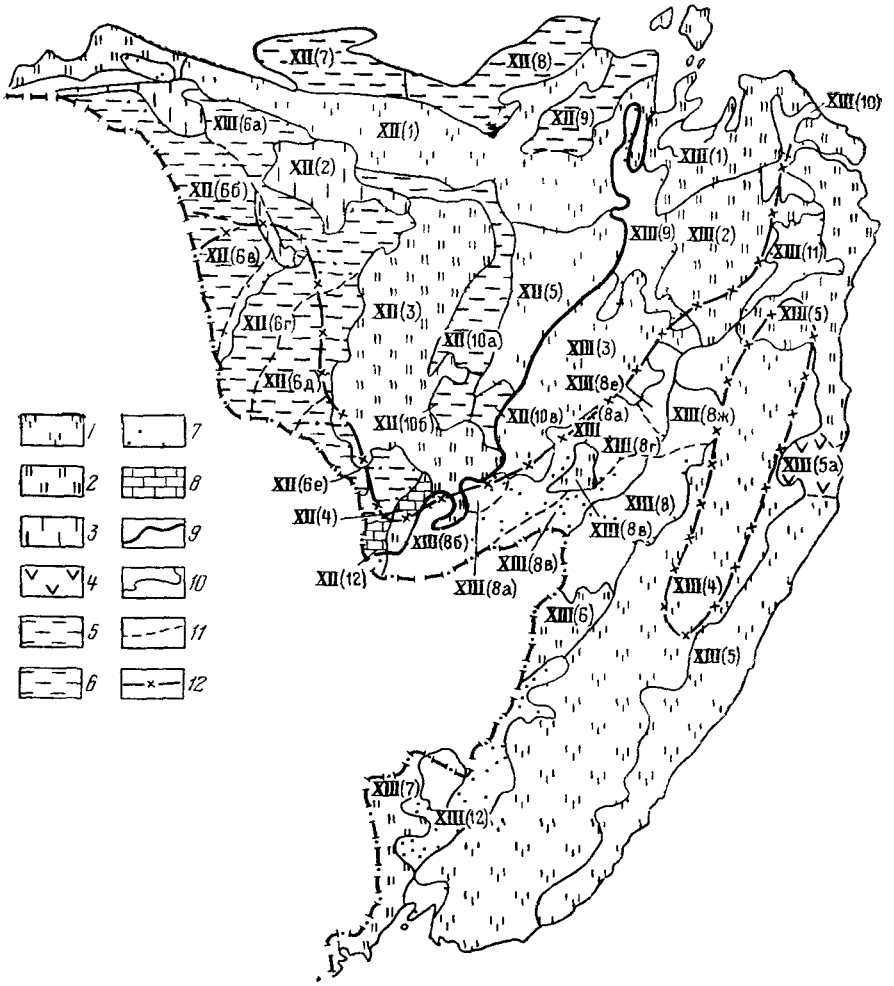


Рис 89. Схема гидрогеологического районирования

1—4 — бассейны трещинных вод (*1* — интенсивно расчлененные, *2* — слабо расчлененные *3* — пенепленизированные, *4* — вулканогенные супербассейны), *5—7* — артезианские бассейны (*5* — мезозойских прогибов, *6* — мезо-кайнозойских впадин, *7* — кайнозойских впадин), *8* — бассейны трещинно карстовых вод, *9* — границы гидрогеологических областей *10* — границы бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов первого порядка *11* — границы малых артезианских бассейнов и супербассейнов, *12* — граница распространения многолетнемерзлых пород

XII — Зейско-Буреинская складчатая область *Бассейны трещинных вод* XII(1) — Джунгаро-Джугджурская и Олдойско-Джагдинско Шантарская группы, XII(2) — Мамынский, XII(3) — Туранский, XII(4) — Хинганский, XII(5) — Буреинский *Артезианские бассейны и бассейны трещинно-карстовых вод*: XXII(6) — Амуро Зейский (бассейны второго порядка XII(6а) — Умлеканский, XII(6б) — Ущумунский XII(6в) — Гуранский, XII(6г) — Призейский, XII(6д) — Притуранский, XII(6е) — Архаринский, XII(7) — Верхне Зейский, XII(8) — Удский, XII(9) — Торомский; XII(10) — Буреинский (бассейны второго порядка XII(10а) — Ургальский, XII(10б) — Тырминский, XII(10в) — Гуджинский), XII(11) — Кимканский, XII(12) — Южно-Хингано-Буреинский, XIII — Сихотэ Алиньская гидрогеологическая складчатая область *Бассейны трещинных вод* XIII(1) — Нижне Амгуньский, XIII(2) — Чаятынский, XIII(3) — Кукан ский, XIII(4) — Цеитральный Сихотэ Алиньский, XIII(5) — Приморский бассейн второго порядка, XIII(5а) — Совгаваиьский супербассейн, XIII(6) — Бикинский, XIII(7) — Восточно-Маньчжурский *Артезианские бассейны* XIII(8) — Средне-Амурский (бассейны второго порядка XIII(8а) — Биджаиский, XIII(8б) — Кур Урмийский XIII(8в) — Хабаровский XIII(8г) — Хорско Оборский, XIII(8д) — Харпинский XIII(8е) — Хургаринский XIII(9) — Тугуро Нимеленский XXX(10) — Чля Орельский XIII(11) — Удыль Кизиискии XIII(12) — Приханкайский

Таблица 35

Сводный гидрогеологический разрез бассейнов трещинных вод Зейско-Буреинской складчатой гидрогеологической области

Водоносный комплекс	Район распространения	Водовмещающие породы (в скобках — коэффициент фильтрации, м/сут)	Глубина залегания, м	Мощность, м	Дебит, л/с		Формула химического состава
					родников	скважин, колодцев	
Четвертичных отложений	В долинах рек	Песчано-глинистые породы (0,6—3,5), галечники и гравий (от 10—20 до 200)	0,5—5 (до 10)	До 10—20	—	От 1 до 20—30 и более	$M_{0,15}\frac{HCO_3\,100}{(Na+K)\,40\ Ca\,34\ Mg\,26}$
Зон трещиноватости палеозойских и верхнепротерозойских терригенных метаморфизованных пород	Олдойско-Джагдинско-Шантарская группа бассейнов	Сильнодислоцированные филлиты, сланцы, метаморфизованные песчаники с линзами мраморизованных известняков	—	До 40—50 (зона трещиноватости)	0,1—1 (до 2—4)	—	$M_{0,04}\frac{HCO_3\,92}{Mg\,40\,(Na+K)\,30\ Ca\,30}$; в Приморской полосе: $M_{0,24}\frac{HCO_3\,65\ Cl\,31}{Ca\,63\,(Na+K)\,19\ Mg\,18}$;
Зон трещиноватости и карста нижнекембрийских и верхнепротерозойских терригенно-карбонатных пород	Мамынский и Туранский бассейны	Мраморизованные, обычно закарстованные известняки, песчаники, алевролиты сильнодислоцированные	—	—	—	До 1 (терригенные породы) До 21 (карбонатные породы)	Терригенные породы $M_{0,15}\frac{HCO_3\,85\ SO_4\,13}{(Na+K)\,81\ Ca\,19}$ Карбонатные породы $M_{0,15}\frac{HCO_3\,74\ SO_4\,26}{Ca\,63\,(Na+K)\,20\ Mg\,17}$
Зон трещиноватости средне- и нижнепротерозойских сильнометаморфизованных пород	Туранский, Буреинский и Хинганский бассейны (ксенолиты среди интрузивных образований)	Гнейсы и кристаллические сланцы с линзами мраморизованных известняков	6—85	—	0,1—1 (до 2—5)	До 1,5	(Воды гидрокарбонатные смешанного катионного состава, М до 0,2 г/л)
Зон трещиноватости интрузивных пород	Мамынский, Туранский и другие бассейны	Граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты	—	До 150—200 (зона трещиноватости)	0,5—1,5	До 5 | 6	$M_{0,12}\frac{HCO_3\,89}{Ca\,75\ Mg\,20}$

Амуро-Зейский артезианский бассейн занимает площадь более 100 тыс. км², протяженность его с севера на юг составляет около 400 км, а в широтном направлении — 250 км. Он приурочен к одноименной весьма крупной тектонической впадине типа синеклизы, заложенной в мезозое и продолжавшей свое развитие в течение кайнозоя. Обрамляющие впадину горные сооружения отделены от нее крупными разломами. Фундамент впадины образован протерозойскими и палеозойскими породами, метаморфизованными, сложнодислоцированными и прорванными интрузиями разного возраста и состава. Он имеет весьма неровную поверхность с амплитудой отметок до 2—2,5 тыс. м. Глубокие прогибы фундамента шириной 50—60 км чередуются с поднятиями и протягиваются в меридиональном или северо-восточном направлении на 200 км и более. Осадочный чехол впадины имеет мощность от 300—500 м на выступах фундамента до 2500—3000 м в пределах прогибов. Наиболее древние юрские и нижнемеловые терригенные литифицированные отложения собраны в пологие брахискладки. Выше залегает толща слабодислоцированных нижнемеловых осадочно-эффузивных образований, а над ней — терригенные слабо сцементированные отложения поярковской (баррем — альб) и с размывом — кундурской и завитинской свит (альб — сеноман). Вверх по разрезу их сменяют преимущественно рыхлые угленосные песчано-глинистые породы цагаянской (маастрихт — дат), кивдинской (верхний мел — палеоцен) и бузулинской (верхний олигоцен — миоцен) свит. Первая залегает с наклоном до 3—5° к центральным частям прогибов, две следующие — горизонтально. Вверху разрез заканчивается также горизонтально залегающими рыхлыми континентальными отложениями сазанковской (миоцен) и белогорской (плиоцен-нижнечетвертичные отложения) свит. По долинам рек широко распространены четвертичные аллювиальные образования.

Поверхность Амуро-Зейской впадины представляет собой равнину со средними абсолютными отметками 250—300 м на западе (Амуро-Зейское плато) и 200—250 м на востоке (Зейско-Буреинская низменность), прорезанную широкими долинами Амура, Зеи и Селемджи, низовьев Буреи. Среднегодовая температура воздуха изменяется с севера на юг от минус 3 до 0° С, годовая сумма осадков — от 400 до 600 мм. Из общего количества осадков за апрель — октябрь выпадает до 96%, а за июль — август до 50%. Снеговой покров маломощен, и глубина промерзания почвы велика (около 2 м на юге и до 3,5 м на севере). Речной сток за год составляет около 200 мм (из них только 5—10% обеспечивается подземным питанием) и распределяется по сезонам следующим образом: зима 5%, весна и лето по 30%, осень 35%. Почти 40% площади бассейна находится в пределах островного развития многолетнемерзлых пород, мощность которых местами достигает 70—80 м.

Пестрые и изменчивые по литологическому составу отложения чехла впадины заключают множество невыдержанных, часто гидравлически взаимосвязанных водоносных пластов и горизонтов, чередующихся с водоупорными. В целом в осадочном чехле бассейна выделяется 10 водоносных комплексов, основные сведения о которых приведены в табл. 36. Подземные воды фундамента артезианского бассейна не изучены.

Сложная грабен-горстовая форма ложа артезианского бассейна и особенности строения его чехла позволяют выделить в нем бассейны низшего порядка (см. рис. 89), соответствующие крупным прогибам фундамента и разделенные его поднятиями. Эти бассейны площадью от 10 до 30 тыс. км² каждый, в свою очередь, можно разделить на меньшие артезианские бассейны третьего порядка. Их границы также проводятся по выступам фундамента, но менее четким. Так, в наибольшем

по площади Призейском артезианском бассейне выделяются подчиненные ему бассейны (с юга на север) Лермонтовский, Белогорский, Кольцовский, Ульминский; в Гуранском бассейне — Тараконский, Сычевский, Спасовский, Зея-Селемджинский; в Притуранском — Михайловский, Екатеринославский, Романовский, Ромненский; в Архаринском — Приархаринский, Касаткинский, Мутненский.

Буреинский артезианский бассейн занимает площадь в 22 тыс. км^2, расположен в верхней части долины р. Буреи и приурочен к одноименному мезозойскому прогибу. Фундамент бассейна образуют палеозойские интрузивные и протерозойские метаморфические породы. Осадочный чехол сложен в основном юрскими терригенными отложениями (умальтинская, эпиканская, эльгинская и чаганыйская свиты) мощностью до 4000 м, собранными в пологие складки. Выше залегают слабодислоцированные пресноводные угленосные верхнеюрские (талынжанская свита) и меловые (ургальская, чегдомынская, чемчукинская и иорекская свиты) отложения общей мощностью около 2000 м. По долинам рек Буреи, Ургала, Чегдомына и др. распространены четвертичные аллювиальные образования мощностью до 15 м.

Поверхность бассейна представляет собой равнину с абсолютными отметками 350—400 м. Климат отличается большей суровостью, чем на Амуро-Зейской равнине. Значительно развита сплошная и островная многолетняя мерзлота, мощность которой достигает 60—70 м. Четкообразное строение южной части Буреинского прогиба позволяет разделить приуроченный к нему артезианский бассейн на три бассейна. В чехле этих бассейнов выделяются грунтовые воды четвертичных отложений, обычно надмерзлотные или приуроченные к подрусловым таликам, и напорные, преимущественно подмерзлотные воды верхеюрских — нижнемеловых угленосных и юрских терригенных отложений (табл. 37).

Верхне-Зейский, Удский и Торомский артезианские бассейны расположены на северной окраине гидрогеологической области и очень слабо изучены. Первый из них приурочен к мезокайнозойской тектонической впадине и, в общем, аналогичен по своему строению Амуро-Зейскому бассейну. Два других, как и описанный выше Буреинский бассейн, занимают мезозойские прогибы и сходны с ним по гидрогеологическим условиям. Верхнезейский и Удский бассейны (общая площадь около 25 тыс. км^2) разделены лишь погребенным выступом протерозойского фундамента (Дуругинский порог), но выделены как самостоятельные бассейны в связи с разным типом вмещающих их тектонических структур. Все три бассейна характеризуются широким развитием многолетнемерзлых пород, мощность которых местами достигает 100 м. Подземные воды в верхних частях разреза бассейнов гидрокарбонатные (в приморских районах Удского бассейна — гидрокарбонатно-хлоридные) слабоминерализованные, местами содержат кремнезем (до 15 мг/л).

Кимканский и Южно-Хинганский бассейны трещинно-карстовых вод расположены на крайнем юге Зейско-Буреинской области (хр. Хинган), в пределах одноименных прогибов, выполненных верхнепротерозойскими и кембрийскими отложениями, представленными песчаниками, рассланцованными алевролитами, сланцами, филлитами, железо-марганцевыми рудами, карбонатными породами.

Эти отложения составляют единый водоносный комплекс с трещинными, карстовыми и карстово-трещинными водами. Наибольшей обводненностью характеризуются карбонатные породы (дебит скважин достигает 11 л/с при незначительном понижении уровня), к которым в бассейнах рек Биджана, Столбухи, Кимкана и др. приурочены родники (Федоткин, Поселковый, Мраморный и др.) с дебитами в летнее время

Сводный гидрогеологический разрез Амуро-Зейского артезианского бассейна

Водоносный комплекс	Водовмещающие породы (в скобках — коэффициент фильтрации, м/сут)	Глубина залегания, м	Высота напора, м („+" — самоизлив)	Мощность, м	Удельные дебиты скважин, колодцев, л/с	Дебиты родников, л/с	Общая минерализация, г/л	Формула химического состава
Четвертичных аллювиальных отложений	Песчаные (до 1—3), в нижней части — гравийно-галечные (до 36) породы	0,3—18,5	0	До 20—30	От 1—2 до 10	—	До 0,35	$M_{0,13}\frac{HCO_3\,94}{Ca\,61\,(Na+K)\,22\,Mg\,17}\times SiO_2\,18\times$ $M_{0,14}\frac{HCO_3\,100}{Ca\,39\,Mg\,38\,(Na+K)\,23}\times SiO_2\,28\,Fe_2O_3\,0,4\times$
Белогорской свиты	Песчано - гравийно - галечниковые породы (от 0.2 до 30, в среднем 5—8)	От 5 до 33—70	0	До 50—70	От 0,1 до 8,4	До 10—15	0,15—0,2	$M_{0,2}\frac{HCO_3\,93}{(Na+K)\,44\,Ca\,31\,Mg\,25}\times SiO_2\,14\times$
Сазанковской свиты	Песчаио-глинистые породы (от 0,2 до 30, в среднем 2—3)	—	0 (местами до 60)	До 100	0,3—0,8	До 32	До 0,15	$M_{0,15}\frac{HCO_3\,100}{Ca\,33\,(Na+K)\,30\,Mg\,21}\times SiO_2\,18\times$ $M_{0,07}\frac{HCO_3\,100}{(Na+K)\,50\,Ca\,32\,Mg\,16}\times SiO_2\,29\times$
Бузулинской свиты (от 3 до 6 водоносных горизонтов)	Пески, гравий, алевролиты (3—4), чередующиеся с глинами и бурым углем (мощность от 2—3 до 32 м)	От 10—30 до 150—200	До 100, местами „+"	Отдельных горизонтов от 3—4 до 20	До 1	—	0,1—0,35	$M_{0,19}\frac{HCO_3\,100}{(Na+K)\,55\,Ca\,32\,Mg\,13}\times SiO_2\,19\times$
Кивдинской свиты (до 4 водоносных горизонтов)	Пески, алевриты, угли, чередующиеся с глинами и аргиллитами	—	20—50	—	0,1—0,5	—	От 0,1 до 0,4	$M_{0,14}\frac{HCO_3\,100}{(Na+K)\,60\,Ca\,23\,Mg\,14}\times SiO_2\,30\times$

Цагаянской свиты (серия водоносных горизонтов)	Песчаные, песчано-гравийные и песчано-галечниковые породы (7—10), разделенные глинами	От 20—30 до 220	От 20—30 до 400, местами „+“	До 500	До 2—3	До 3—5	От 0,15 до 0,6	В верхней части толщи: $M_{0,15}\frac{HCO_3\,100}{(Na+K)\,50\ Mg\,30\ Ca\,20}$; в нижней части толщи: $M_{0,58}\frac{HCO_3\,54\ Cl\,35}{(Na+K)\,96}$
Завитинской и Кундурской свит (от 3 до 6 водоносных горизонтов)	Песчаники, гравелиты, пески, разделенные алевролитами, глинами, аргиллитами мощностью от 30—70 до 160 м	Кровли комплекса — до 550, водоносных пород — 750	До 740, местами „+“	До 370 (отдельных горизонтов от 5 до 70)	0,1—0,3	—	До 0,6	$M_{0,53}\frac{HCO_3\,71\ Cl\,29}{(Na+K)\,96}$
Поярковской свиты (10—15 водоносных горизонтов)	Песчаники, разделенные глинами, аргиллитами, алевролитами мощностью от 5—10 до 100 м	От 220 до 770	До 800	До 800 (отдельных горизонтов до 20—40)	Менее 0,1	—	1,2—2,4	$M_{2,0}\frac{Cl\,89}{(Na+K)\,84\ Ca\,14}$ (NH_4 до 1 мг/л, Br до 1,9 мг/л)
Нижнемеловых эффузивно-осадочных пород	На окраинах бассейна — лавы и туфы, в глубоких частях — песчаники, алевролиты	До 1400 (на окраинах бассейна — вблизи поверхности)	До 1100	До 1100	До 0,2, иногда до 2—3	—	От 0,2—0,4 до 2,3	При неглубоком залегании: $M_{0,20}\frac{HCO_3\,100}{(Na+K)\,44\ Ca\,29\ Mg\,23}$; на больших глубинах: $M_{2,3}\frac{Cl\,46\ HCO_3\,17}{(Na+K)\,96}$ (Br от 0,6 до 1,95 мг/л)
Верхнеюрских и нижнемеловых терригенных отложений	Песчаники, гравелиты, конгломераты, аргиллиты и алевролиты, каменный уголь	От близкого к поверхности до 2200	От 0 до 1500 и более, местами „+“	До 3000	До 0,3 (до 6,6 при самоизливе)	—	От 0,2—0,3 до 1,8 и более	При неглубоком залегании: $M_{0,27}\frac{HCO_3\,94}{Ca\,59\ Mg\,33}$; на больших глубинах: $M_{1,8}\frac{HCO_3\,81\ SO_4\,10}{(Na+K)\,84\ Mg\,11}$

Таблица 37

Водоносные горизонты и комплексы Буреинского артезианского бассейна

Водоносный горизонт или комплекс отложений	Водовмещающие породы	Глубина залегания, м	Высота напора, м	Мощность, м	Удельные дебиты скважин, л/с·м	Общая минерализация воды, г/л	Формула химического состава воды или ее тип
Четвертичных аллювиальных	Пески с гравием и галькой	2—3	0	5—6	4—14	0,1—0,2	Гидрокарбонатные смешанного катионного состава
Верхнеюрских — нижнемеловых	Песчаники, угли, алевролиты, чередующиеся с аргиллитами (водоупор)	От 10—50 до нескольких сотен	От 10 до 200—300, иногда самоизлив	Отдельных горизонтов— 20 - 30	0,2—1, иногда до 5	От 0,1 до 0,5	$M_{0,13}\frac{HCO_3\,92}{Ca\,53\ Mg\,23\ (Na+K)\,10}$
Юрских	Алевролиты, аргиллиты, песчаники	—	—	—	До 0,1	До 0,5	Гидрокарбонатные кальциево-натриевые

30—250 л/с, а в зимнее — 15—30 л/с. Уникальный источник «Теплое озеро» имеет дебит до 1000 л/с.

Значительно менее водообильны некарбонатные породы (родники имеют дебит до 1 л/с, удельные дебиты скважин в среднем составляют 0,1—0,05 л/с).

Химический состав подземных вод рассматриваемых бассейнов изучен до глубины 200—300 м. Воды пресные, с минерализацией до 0,2—0,3 г/л, гидрокарбонатные кальциевые ($M_{0,17}\frac{HCO_3\ 94}{Ca\ 80\ Mg\ 10\ (Na+K)\ 10}$) или кальциево-магниевые. В более глубоких горизонтах их минерализация увеличивается до 0,5—1 г/л.

Сихотэ-Алиньская складчатая гидрогеологическая область. Эта область характеризуется преобладанием в ней бассейнов трещинных вод и подчиненным положением артезианских бассейнов, занимающих менее трети ее площади. Кроме пяти наиболее крупных бассейнов имеется ряд мелких (площадью 1—2 тыс. км^2 и менее) межгорных артезианских бассейнов, частично показанных на рис. 89. Гидрогеологическая изученность области неравномерная, для большей ее части — слабая. Наиболее полные сведения о подземных водах имеются для Приханкайского и Средне-Амурского артезианских бассейнов, гидрогеологические массивы лучше изучены в южных и приморских частях области.

Бассейны трещинных вод на севере области представлены Куканским, Чаятынским и Нижне-Амгуньским. В тектоническом отношении они приурочены к Горинскому и Амгуньскому синклинориям и другим меньшим структурам, образованным сложнодислоцированными мезозойскими и верхнепалеозойскими (Куканский бассейн) осадочными, в меньшей степени эффузивными и интрузивными породами. Орографически Куканский бассейн соответствует интенсивно расчлененным хребтам Куканскому, Даджальскому и др., а два других — сравнительно слабо расчлененным хребтам Чаятыну, Омальскому, Мевачану и др. Климат этих районов относительно суров, здесь значительно распространены многолетнемерзлые породы.

Основную юго-восточную часть области занимают Центрально-Сихотэ-Алиньский и обрамляющий его со стороны моря Приморский бассейны трещинных вод. Первый включает ряд синклинорных и антиклинорных структур, разделенных тектоническими швами крупных разломов и сложенных интенсивно дислоцированными весьма разнообразными по возрасту, происхождению, степени литификации и метаморфизма породами. Преобладают мезозойские, а в ядрах антиклинальных структур — палеозойские образования. Приморский бассейн, протягивающийся более чем на 1200 км при ширине от 20 до 80 км, соответствует Сихотэ-Алиньскому отрезку Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса и образован преимущественно кайнозойскими излившимися породами. Поверхность рассматриваемых бассейнов, представляющих собой систему горных хребтов Сихотэ-Алиня, в большей своей части сильно расчленена. Суровые климатические условия северных частей массивов обусловливают распространение здесь многолетнемерзлых пород. На юге преобладают положительные среднегодовые температуры воздуха и мерзлые породы отсутствуют.

Приморский бассейн трещинных вод включает ряд вулканогенных супербассейнов, из которых в качестве гидрогеологического района второго порядка выделен и описан ниже наиболее изученный Совгаванский супербассейн.

На юго-западе области сравнительно небольшие разобщенные площади занимают относительно слабо расчлененные Бикинский и Восточно-Маньчжурский бассейны трещинных вод. Первый включает

хребты Хайсан, Самурский и др., сложенные дислоцированными мезозойскими образованиями, второй — Черные горы, хр. Пограничный и др., входящие в систему Восточно-Маньчжурского нагорья и образованные преимущественно древними метаморфическими и интрузивными породами.

В пределах всех бассейнов трещинных вод по долинам рек распространены рыхлые четвертичные отложения.

Основные водоносные комплексы, развитые в перечисленных выше бассейнах Сихотэ-Алиньской области, кратко охарактеризованы в табл. 38.

Совгаванский вулканогенный супербассейн приурочен к тектонической депрессии, заполненной эффузивными породами, и орографически выражен обширным плато, прорезанным долиной р. Советской и нижним течением р. Тумнин. Сложен залегающими почти горизонтально породами плиоцен-нижнечетвертичного (совганская свита) и миоценового (кизинская свита) возраста, образующими мощную (до 650 м) толщу, в которой водоносны пористые и сильнотрещиноватые разности базальтов, а чередующиеся с ними менее трещиноватые породы и коры выветривания выполняют роль водоупоров. Отдельные водоносные горизонты обычно имеют гидравлическую связь между собой и дренируются ручьями и реками. Интенсивная трещиноватость базальтов наблюдается до глубин 100—150 м; глубже, как правило, трещины закрыты. Воды обычно напорные, иногда самоизливающиеся (до 0,6 м выше поверхности земли). Удельные дебиты скважин в среднем равны 1—10 л/с, но иногда превышают 30 л/с. Воды базальтов обычно слабо минерализованные — до 0,5 г/л (иногда до 1,2 г/л, что связано с влиянием соленых морских вод), по химическому составу преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые, в приморской полосе иногда с повышенным содержанием хлоридов и натрия (до хлоридных натриевых). В воде совгаванской свиты встречается закисное железо (до 3 мг/л). Примеры формул химического состава:

$$M_{0,10}\frac{HCO_3\,87\ Cl\,12}{Ca\,62\ Mg\,38};\qquad M_{0,72}\frac{Cl\,80\ HCO_3\,14}{(Na+K)\,68\ Mg\,19\ Ca\,14}.$$

Средне-Амурский артезианский бассейн площадью около 65 тыс. км^2 приурочен к одноименным равнине и кайнозойской тектонической впадине. Фундамент впадины образуют сложнодислоцированные мезозойские и палеозойские породы; выполнена она преимущественно рыхлыми континентальными и вулканогенными кайнозойскими отложениями, суммарная мощность которых превышает 1200 м. Наиболее древние среди них песчано-глинистые палеоген-миоценовые отложения (ушумунская, бирафельдская и чернореченская свиты) имеют мощность более 1000 м и выходят на поверхность только на периферии впадины. Выше залегает толща плиоцен-нижнечетвертичных песчано-гравийных пород (приамурская свита) мощностью до 100 м, местами подстилаемая и перекрываемая покровами базальтов, которые на восточной окраине бассейна выходят на поверхность. Лежащие выше четвертичные озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения пользуются значительным распространением, мощность их местами достигает 100 м при среднем значении 20—30 м.

Поверхность Средне-Амурской равнины в центральной части образована широкой долиной Амура, а по окраинам осложнена останцовыми холмами. Здесь преобладают положительные, хотя и низкие (плюс 0,9° С в г. Хабаровске) среднегодовые температуры воздуха. Годовое количество осадков составляет 400—600 мм, а за холодный период года не

превышает 100 мм. Многолетнемерзлые породы имеют ограниченное распространение на севере равнины.

Гидрогеологические условия Средне-Амурского артезианского бассейна удовлетворительно изучены только в центральной его части (г. Хабаровск). На остальной территории имеются данные о подземных водах лишь до глубины 100—150 м. Однако почти на всей впадине проведена гравиметрическая съемка и пробурены глубокие скважины с целью поисков нефти, газа и каменного угля. Данные этих исследований свидетельствуют о сложном горстово-грабеновом строении впадины, что позволяет выделить здесь артезианские бассейны второго порядка, разделенные не только погребенными, но и обнажающимися на поверхности выступами складчатого фундамента. Последние представляют собой внутренние малые бассейны трещинных и трещинно-жильных подземных вод, приуроченных к спилито-яшмовым и терригенным верхнепалеозойским и мезозойским осадочным породам. Удельные дебиты скважин здесь составляют 0,01—0,5 л/с. Воды гидрокарбонатные слабоминерализованные.

Чехол артезианского бассейна содержит грунтовые и артезианские воды, образующие ряд водоносных горизонтов и комплексов, которым в табл. 39 дается краткая характеристика.

Тугуро-Нимеленский артезианский бассейн (площадь 2100 км^2) занимает одноименную тектоническую впадину, выполненную кайнозойскими отложениями мощностью до 100 м. На поверхность выходят лишь аллювиальные четвертичные отложения, более древние (неогеновые и палеогеновые) выполняют грабенообразные зоны бассейна. Основные водоносные комплексы охарактеризованы в табл. 40.

Удыль-Кизинский артезианский бассейн расположен в низовьях р. Амура и занимает площадь около 10 тыс. км^2. В тектоническом отношении он приурочен к кайнозойской впадине глубиной до 0,5—1 км. Подземные воды изучены здесь лишь на глубину до 100 м. Наиболее широко распространен и важен в народнохозяйственном отношении водоносный комплекс четвертичных аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений, в меньшей степени — олигоцен-миоценовых отложений (см. табл. 40).

Чля-Орельский артезианский бассейн, расположенный в низовьях р. Амура и занимающий площадь около 3000 км^2, наименее изучен в гидрогеологическом отношении. Чехол бассейна образован кайнозойскими песчано-гравийно-галечниковыми и глинистыми отложениями общей мощностью около 500 м. Имеющиеся данные характеризуют подземные воды лишь четвертичных отложений (см. табл. 40), которые широко используются для водоснабжения.

Приханкайский артезианский бассейн имеет площадь (в пределах СССР) 17 тыс. км^2. Северо-западная часть бассейна уходит в пределы Китая.

Орографически бассейн соответствует Западно-Приморской равнине, центральную часть которой занимает собственно Приханкайская низменность с оз. Ханка. Прилегающая к озеру равнина возвышается над урезом воды лишь на первые метры и заболочена. С удалением от озера она повышается и переходит в слабоволнистую местность, прорезанную неглубокими и плохо выраженными в рельефе долинами рек, впадающих в озеро. Среди равнины возвышаются холмы с относительным превышением до 150 м.

В тектоническом отношении бассейн приурочен к древнему Ханкайскому массиву и наложенной на него кайнозойской Приханкайской впадине. Фундамент бассейна сложен породами от нижнего протерозоя в центральных частях бассейна до верхнего мела — на его северных и

Таблица 38

Сводный гидрогеологический разрез бассейнов трещинных вод Сихотэ-Алиньской складчатой гидрогеологической области

Водоносный комплекс	Районы распространения	Водовмещающие породы	Глубина залегания, м	Высота напора, м („+"— самоизлив)	Мощность, м	Дебит, л/с		Формула химического состава
						родников	скважин (в скобках — удельный дебит)	
Четвертичных отложений	Долины малых рек	Грубообломочные породы	1—2	—	3—5	—	—	В горных районах М до 0,2—0,3; гидрокарбонатные; в приморской полосе —М от 1—3 до 25; хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридные натровые
	Долины рек Горан, Хор, Анюй, Суйфун, Тумнин и др.	Песчано-глинистые и песчано-гравийно-галечные породы	До 10—20	—	До 20	—	1—14	
	Долины рек Амура, Амгуни, Уссури	То же	До 10—20	—	20—40	—	До 20—30 и более	
Нижнечетвертичных и неогеновых эффузивных пород	Приморский и отдельные участки Центрально-Сихотэ-Алиньского и Восточно-Маньчжурского бассейнов	Базальты	От 1—2 до 50—100	—	—	—	До 10	$M_{0,2}\frac{HCO_3\,96}{Ca\,45\ Mg\,42\ (Na+K)\,13}$
Палеогеновых и меловых эффузивных пород	На востоке и юге Приморья, в Северном Сихотэ-Алине и др.	Андезиты, дациты, порфириты, андезито-базальты и т. п., туфы, туфобрекчии и др.	От 1—2 до 40—50*	Местами 3—7*	От 30—50 до 70—100*	—	(До 1,3)	$M_{0,04}\frac{HCO_3\,96}{Ca\,52\ Mg\,36\ (Na+K)\,12}$
			До 100—200 и более**	До 30—40, иногда „+"***	—	—	(До 5—6)	

Меловых и юрских осадочных пород	Весь Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье	Песчаники, алевролиты, сланцы, гравелиты, конгломераты	От 2 до 20—50* До 150—200**	От 0 до 5—15* До 100—130, иногда „+“**	До 45—70*	До 0,7* До 2,5**	Меловые породы до 1, юрские — до 0,6	$M_{0,3}\frac{HCO_3\,96}{Ca\,70\ Mg\,17\ (Na+K)\,13}$
Палеозойских и докембрийских метаморфизованных осадочных и эффузивных пород	Центрально-Сихотэ-Алиньский, Куканский и другие бассейны	Песчаники, сланцы, алевролиты, конгломераты, спилиты, диабазы, андезиты, порфириты и их туфы, реже карбонатные породы	От 1—2 до 70—80	От 0 до 3—50 (иногда „+“)	—	—	Зона выветривания — до 2—3, тектонические зоны — до 5—10, карбонатные породы — до 50—60	Терригенные и эффузивные породы: $M_{0,18}\frac{HCO_3\,81Cl\,12}{Ca\,48\,(Na+K)32\,Mg\,14}$ карбонатные породы: $M_{0,50}\frac{HCO_3\,76\ NO_3\,11}{Ca\,92}$
Интрузивных пород разного состава и возраста	Во всех бассейнах	Граниты, гранодиориты, диориты и др. В зоне выветривания и тектонических зонах	От 0,6 до 30	Чаще 0, иногда от 4 до 30	До 70—100	—	На водоразделах до 0,01, в долинах до 0,2, в тектонических зонах до 1	$M_{0,20}\frac{HCO_3\,92}{Ca\,66\,(Na+K)\ 18\,Mg\,16}$

* В зоне выветривания.
** В зонах тектонических нарушений.

Таблица 39

Сводный гидрогеологический разрез Средне-Амурского артезианского бассейна

Водоносный комплекс (горизонт)	Водовмещающие породы (в скобках — коэффициент фильтрации, м/сут)	Глубина залегания, м	Высота напора, м (+ самоизлив)	Мощность, м	Удельные дебиты скважин (в скобках дебиты), л/с·м	Дебиты родников, л/с	Общая минерализация воды, г/л	Формула химического состава воды или ее тип
Современных аллювиальных отложений	Разнозернистые пески, галечники (до 32—95)	1—4	0	До 25	0,5—10	0,05—0,6	0,1—0,15	Гидрокарбонатные кальциевые (Fe до 10—12 мг/л)
Средне - верхнечетвертичных озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений	Пески, иногда глинистые, реже галечники (местами замещаются глинами мощностью до 30—40 м)	В среднем 6—7	0	До 30—40	До 0,5 (0,4—5)	—	0,1—0,2	$M_{0,22}\frac{HCO_3\,90\ Cl\,10}{Mg\,60\ Ca\,27}\ SiO_2\,48$
Нижнечетвертичных эффузивных пород (распространен в центре и на юго-востоке бассейна)	Базальты, андезито-базальты и их туфы	—	—	—	0,1—2,0	0,01—0,1	0,1—0,2	Гидрокарбонатные кальциевые
Приамурской свиты	Песчаные (5—6) и гравийно - галечниковые (15—20) отложения	6—40	—	От 30—40 до 200	От 0,2 до 10—12 и 19—21	—	0,15—0,2	$M_{0,20}\frac{HCO_3\,100}{Ca\,35\ Mg\,33\ (Na+K)\,30}$ (Fe до 20 мг/л)
Миоценовых эффузивных пород (на юго-востоке и западе бассейна)	Базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы	Нет сведений				Вероятно, 0,1—1	Нет сведений	
Ушумунской, бирафельдской и чернореченской свит (залегает в наиболее погруженных частях бассейна)	Пески и конгломераты (0,1—3), угли (3—12), глины, алевролиты (образуют до 10 водоносных горизонтов)	40—70 и более	От 50—80 до 100—200	Всей толщи более 1000, отдельных водоносных горизонтов от 1 до 10 (в сумме до 70—100)	0,002—1 (1—5)		В верхней части толщи 0,15—0,2; на глубине 120—160 м — 0,5—0,7	$M_{0,21}\frac{HCO_3\,100}{(Na+K)\,78\ Mg\,13}$

Таблица 40

Основные водоносные комплексы Тугуро-Нимеленского, Удыль-Кизинского и Чля-Орельского артезианских бассейнов

Артезианский бассейн	Водоносный комплекс отложений	Водовмещающие породы (в скобках — коэффициент фильтрации, м/сут)	Глубина залегания, м	Высота напора, м	Мощность, м	Удельные дебиты скважин (в скобках дебиты колодцев), л/с·м	Общая минерализация воды, г/л	Формула химического состава воды или ее тип
Тугуро-Нимеленский	Плиоцен - четвертичных аллювиальных	В бортовых частях бассейна песчано-валунные и щебнисто-древовяные отложения (до 50—200), в центральной части — пески (4—24), илисто-глинистые пески (0,3—0,9)	От 0,5—1 до 20—55	—	От 10—20 до 300—350	0,3—3 (0,02—0,6)	0,1—0,25 (в приморской полосе до 1—10)	Гидрокарбонатные смешанного катионного состава $M_{0,11}\frac{HCO_3\,66\ SO_4\,25}{Mg\,50\ Ca\,48}$ в приморской полосе — гидро-карбонатно-хлоридные натриевые
	Олигоцен - миоценовых аллювиальных и озерно-болотных (вскрыт одной скважиной в центральной части бассейна)	Песчаники и алевролиты	426	417	Около 250	0,01	0,33	Гидрокарбонатные натриевые
Удыль-Кизинский	Четвертичных аллювиальных и озерно-аллювиальных	Иловатые тонкозернистые пески (0,2—0,8), крупиозернистые пески, гравий и галька	От 0,5 до 15—20, иногда до 40	0 (иногда до 20—30)	От 5—6 до 200—250	До 3 (0,01—1,5)	0,02—0,2	$M_{0,15}\frac{HCO_3\,78\ Cl\,16}{(Na+K)\,40\ Ca\,31\ Mg\,29}$
	Олигоцен - миоценовых	Вверху — иловатые и глинистые пески и глины, внизу — песчаники и конгломераты	От 50 до 200	0	Несколько сотен	Нет сведений	До 0,25	Гидрокарбонатные кальциевые или смешанного катионного состава
Чля-Орельский	Четвертичных	Глинистые пески с галькой	—	—	Около 10	0,1 (0,2—0,6)	До 0,3	Гидрокарбонатные смешанного катионного состава

южных окраинах. Породы фундамента представлены преимущественно песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, конгломератами, редко известняками (дислоцированными и в той или иной степени метаморфизованными), а также гранитами. Породы преимущественно монолитны, за исключением участков, сложенных закарстованными известняками, и тектонических зон, где отмечается открытая, иногда сильная трещиноватость.

То обстоятельство, что фундамент бассейна разбит многочисленными разломами на блоки и залегает в пределах бассейна на различной глубине, а иногда выходит на дневную поверхность, позволяет разделить Приханкайский бассейн на ряд малых бассейнов (на рис. 89 не показаны) — Турьерогский, Синтухинский, Шмаковский и др., в различной степени изолированных друг от друга.

Чехол бассейна образован рыхлыми и слабо сцементированными континентальными отложениями кайнозоя. Это угловская и надеждинская свиты палеогена, усть-давыдовская и усть-суйфунская — миоцена, суйфунская — плиоцена и четвертичные отложения. Они представлены аргиллитами, алевролитами, слабо сцементированными песчаниками, песками, глинами, реже галечниками и гравелитами; типичны органические остатки, довольно часты бурые угли, образующие иногда промышленные скопления. Суммарная мощность чехла составляет от нескольких десятков до 1000—1500 м.

В чехле артезианского бассейна (верхний гидрогеологический этаж) выделяется большое число водоносных горизонтов, которые находятся, как правило, в гидравлической взаимосвязи и по особенностям литологии и условиям залегания пород могут быть объединены в четыре водоносных комплекса (табл. 41).

Артемо-Таврический, Средне-Бикинский, Бейцухинский, Ореховский, Шетухинский, Даубихинский, Реттиховский и др. малые артезианские бассейны расположены в основном в южной части Сихотэ-Алиня, в пределах Даубихинской синклинальной зоны, и приурочены к небольшим тектоническим депрессиям. В строении их чехла принимают участие кайнозойские породы, начиная с эоцена и до современного возраста. В связи с их малыми размерами эти бассейны являются обычно однородными структурами в отличие от сложного Приханкайского.

Один из наиболее изученных межгорных артезианских бассейнов — Артемо-Таврический расположен в южной части Приморского края, вытянут в субширотном направлении на 40 км при ширине 10—15 км. Чехол бассейна образуют рыхлые и слабо сцементированные породы палеоген-неогенового возраста, представленные аргиллитами (в среднем около 50% мощности разреза), алевролитами (20—25%), песчаниками (10—15%), а также глинами, песками, бурыми углями и галечниками (суммарно — 10—20%). Породы образуют пологую синклинальную складку. Мощность чехла бассейна увеличивается от краевых частей к центру, где она достигает 1100 м. Сверху породы палеоген-неогена перекрыты четвертичными, преимущественно глинистыми отложениями мощностью 10—20 м. Фундамент бассейна образован породами мезозоя и более древними, представленными в основном песчаниками на кварцевом цементе, реже конгломератами, алевролитами и глинистыми сланцами. Породы значительно дислоцированы и литифицированы; в них часто наблюдаются тектонические нарушения различных типов, сопровождающиеся хорошо развитыми зонами повышенной открытой трещиноватости. Породы фундамента выходят на поверхность по периферии бассейна и образуют его обрамление.

Таблица 41

Сводный гидрогеологический разрез Приханкайского артезианского бассейна

Водоносный комплекс	Водовмещающие породы (в скобках — коэффициент фильтрации, м/сут)	Глубина залегания, м	Высота напора, м („+" — самоизлив)	Мощность, м	Дебиты скважин, л/с	Общая минерализация воды, г/л	Формула химического состава
Четвертичных аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений	Песок, часто с гравием и галькой (от 1 до 200, обычно — 5—15), перекрытый суглинками или глинами (мощность от 1 до 15 м)	До 10—15	От 0 до 10—15	10—30	1—3	0,05—0,5	$M_{0,20}\frac{HCO_3\,93}{Ca\,44\ Mg\,29\ (Na+K)\,27}$ (железо до 10 мг/л и более)
Отложений суйфунской свиты	Песчано - гравийно - галечниковые породы и пески	10—15 и более	От 0 до 10—15 и более	30—50, иногда до 100—130	2—5, иногда до 10	До 0,4	$M_{0,11}\frac{HCO_3\,90}{Ca\,46\ (Na+K)\,31\ Mg\,23}$
Отложений усть-суйфунской свиты	Пески, туфогеинные песчаники, реже гравий и галечники, залегающие среди глин и алевролитов	До 30 и более	5—30	Отдельных водоносных горизонтов и слоев от 1 до 15—20	От 0,5 до 10 и более, в среднем 1—3	0,1—0,5	$M_{0,12}\frac{HCO_3\,86\ Cl\,11}{Ca\,51\ Mg\,49}$
Палеоген - миоценовых отложений	Пески, галечники, песчаники, алевролиты, разделенные глинами и аргиллитами	До 200—300	До 200—300	—	До 10 и более	До 0,5	$M_{0,17}\frac{HCO_3\,97}{Ca\,39\ (Na+K)\,34\ Mg\,27}$
Пород складчатого фундамента	Кристаллические сланцы, граниты, известняки	Обычно сотни метров	Обычно сотни метров, иногда „+"	—	До 1,5—2, известняков 10—15	До 0,9	—

В породах чехла развиты пластово-поровые или пластово-трещинные подземные воды, приуроченные к слоям песков, песчаников и бурых углей; остальные породы практически водоупорны. Вследствие фациальной изменчивости пород все водоносные горизонты находятся в гидравлической связи между собой, образуя единый водоносный комплекс. Воды, как правило, напорные; высота напора увеличивается от краевых частей бассейна к его центру и по мере вскрытия все более глубоких горизонтов. Пьезометрические уровни при этом устанавливаются обычно на глубине нескольких метров от поверхности земли, иногда наблюдается самоизлив. Дебит скважин при суммарном опробовании толщи пород мощностью в 200—300 м обычно не превышает 1 л/с, а суммарный водоприток в шахту — 200 м³/ч. Однако в прибортовых частях бассейна, где состав пород более грубый, дебиты скважин могут достигать 5—10 л/с.

По химическому составу в пределах бассейна (как в четвертичных отложениях, так и в породах палеоген-неогена) преобладают пресные гидрокарбонатные смешанные по катионам воды, с минерализацией 0,1—0,3 г/л. С увеличением глубины заметно некоторое возрастание минерализации воды до 0,3—0,5 г/л, среди катионов здесь преобладает натрий.

Супутинский и Реттиховский межгорные артезианские бассейны, изучавшиеся также в связи с освоением месторождений бурых углей, по гидрогеологическим условиям очень близки к Артемо-Тавричанскому бассейну. По другим малым артезианским бассейнам сведения о подземных водах отрывочны или отсутствуют вовсе. Однако, судя по геологическому строению и расположению в общем структурном плане Сихотэ-Алиня, гидрогеологическая характеристика их, по-видимому, близка приведенной выше.

Основные гидрогеологические закономерности

Из основных гидрогеологических закономерностей, характерных для описываемой территории, ниже рассмотрены распределение и соотношение естественных ресурсов и запасов подземных вод, условия их питания, освещены закономерности распространения и условия формирования подземных вод различного химического и газового состава, охарактеризованы общие гидрогеологические условия, намечена история гидрогеологического развития территории.

Естественные запасы и ресурсы подземных вод формируются в различных условиях в пределах бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов.

Бассейны трещинных вод характеризуются преобладанием грунтовых вод экзогенной трещиноватости и трещинно-жильных вод зон разрывных тектонических нарушений, интрузивных контактов и др. Естественные запасы этих вод определяются объемом трещиноватых зон, степенью их трещиноватости (скважностью) и дренированностью, зависящей от интенсивности расчленения рельефа.

Хотя естественные запасы трещинных подземных вод распределены по площади крайне неравномерно, можно попытаться оценить их некоторой средней величиной. Если принять, что средняя мощность обводненной зоны региональной трещиноватости равна 20 м, а водоотдача пород, близкая к их скважности, колеблются от 0,01 до 0,001, то естественные запасы подземных вод этой зоны, отнесенные к единице площади ее распространения, составят $2 \cdot 10^4$—$2 \cdot 10^5$ м³/км². При общей площади бассейнов трещинных вод, составляющей около 500 тыс. км², суммарные запасы подземных вод в них имеют порядок 10^{10} м³, или около

10 км³. Зоны эндогенной трещиноватости пород хотя и обладают значительной водоносностью, но занимают лишь малую часть площади рассматриваемых бассейнов, и доля их участия в суммарных запасах подземных вод незначительна. При всей приближенности и условности полученных выше величин они позволят сделать далее некоторые сравнительные количественные оценки.

Естественные ресурсы подземных вод в зонах трещиноватости горных пород зависят от количества и характера атмосферных осадков, условий их инфильтрации (питание подземных вод) и условий подземного стока, по которому эти ресурсы и оцениваются количественно.

Напомним, что, например, в осевой части хр. Сихотэ-Алинь среднее годовое количество осадков достигает 1000 мм и более, на восточных склонах оно уменьшается до 600—700 мм, а на западных — до 500—600 мм. Основная масса осадков (до 80—90%) выпадает в теплый период года, и снеговой покров обычно маломощен. На восточных склонах Сихотэ-Алиня он составляет всего 20—30 см. Запас воды в снеге к началу весеннего снеготаяния на высотах до 500 м равен слою 70—110 мм, а на больших отметках увеличивается до 120—150 мм. Конец снеготаяния в среднем приходится на вторую половину марта — начало апреля, в то время как полное оттаивание почвы наблюдается обычно лишь в мае. Однако это обстоятельство не всегда препятствует инфильтрации талых вод, так как при обычной для описываемых областей сухой осенней погоде зона аэрации при промерзании содержит мало влаги и может сохранять свою водопроницаемость.

Инфильтрацию атмосферных осадков в большей степени затрудняют покрывающие склоны элювиально-делювиальные глинистые отложения. Они наиболее широко распространены в пенепленизированных и слабо расчлененных бассейнах трещинных вод (Мамынском, Туранском, Хинганском), где их мощность достигает 3—5, а иногда 10—15 м. Кроме того, развитие здесь многолетнемерзлых пород и малая расчлененность рельефа, обусловливающая слабый поверхностный сток, вызывают значительное заболачивание территории (дальневосточные мари), но препятствуют питанию подземных вод. В пределах интенсивно расчлененных бассейнов трещинных вод аллювиально-делювиальный покров маломощен и представлен грубым материалом, но большая крутизна склонов, а в горных массивах (Джугджурском, Джагдинском, Буреинском и др.) широкое развитие многолетнемерзлых пород также не способствуют инфильтрации атмосферных осадков. Выпадающие в таких районах дожди быстро стекают по склонам гор и уже в первые 2—3 ч после выпадения вызывают резкие повышения уровня рек.

Инфильтрационное питание трещинных вод в наиболее благоприятных условиях базальтовых плато составляет на основании расчетов по уравнению в конечных разностях и балансовых (по Г. К. Шилову) около 200 мм/год, или 6 л/с·км² ($1 \cdot 10^5$ м³/год·км²). В других случаях оно, вероятно, будет меньшим. К тому же инфильтрация весьма изменчива во времени, что обусловливает неустойчивый режим подземного стока. Так, колебания уровня трещинных подземных вод на юге Сихотэ-Алиньской гидрогеологической области достигают 10—12 м, дебиты источников изменяются по сезонам года в десятки раз, многие из них носят временный характер.

В среднем для рассматриваемых районов минимальные естественные ресурсы подземных вод основных водоносных комплексов, оцененные по меженному стоку рек и выраженные в модулях подземного стока, составляют: нижнечетвертичных и неогеновых эффузивов — 0,1 л/с·км²; эффузивов верхнего мела и палеогена — 0,3—0,4 л/с·км² (для Запад-

ного и Центрального Сихотэ-Алиня); осадочных пород мезозоя — 0,7—0,9 л/с·км^2; осадочных пород палеозоя — 0,5—0,7 л/с·км^2, гранитоидов — 1,0—1,2 л/с·км^2. Приведенные величины характеризуют зону интенсивного водообмена (выше местного базиса дренирования) в период отсутствия инфильтрации. Средние за год, а тем более максимальные (в период интенсивной инфильтрации) значения модуля подземного стока будут намного больше. По данным региональной оценки подземного стока (Карта подземного стока, 1965) средний многолетний его модуль для Сихотэ-Алиня составляет от 1 до 4 л/с·км^2, для других горных районов рассматриваемой территории — 1—3 л/с·км^2.

Таким образом, даже если принять в качестве средней для бассейнов трещинных вод величину подземного стока, равную 1 л/с·км^2 ($3 \cdot 10^4$ м^3/год·км^2), и сравнить ее с приведенными выше величинами средних естественных запасов подземных вод ($2 \cdot 10^4$ м^3/км^2), можно сделать вывод, что период возобновления последних измеряется лишь годами (видимо, от одного года до нескольких лет в разных условиях).

Артезианские бассейны характеризуются иными условиями формирования и соотношениями естественных запасов и ресурсов подземных вод.

Основные естественные ресурсы подземных вод и значительная часть их запасов в артезианских бассейнах приурочены к зоне интенсивного водообмена, мощность которой в Амуро-Зейском и Верхне-Зейском артезианских бассейнах составляет 200—400 м, в Буреинском, Торомском, Удском, Приханкайском — до 150—200 м. Для сколько-нибудь точной оценки естественных запасов подземных вод артезианских бассейнов данные отсутствуют. Ограничив эту оценку лишь верхней частью чехла бассейнов мощностью 200 м и приняв, что водоносные песчаные породы занимают здесь только 10% разреза, а их водоотдача составляет в среднем 0,1, получим ориентировочную величину естественных запасов подземных вод, отнесенную к единице площади бассейнов, равную $2 \cdot 10^6$ м^3/км. При общей площади артезианских бассейнов около 200 тыс. км^2 суммарные естественные запасы подземных вод лишь их верхних водоносных комплексов составят величину порядка 400 км^3. Таким образом, естественные запасы подземных вод в артезианских бассейнах, несмотря на их подчиненное положение, в десятки раз превосходят запасы бассейнов трещинных вод.

Естественные ресурсы подземных вод в Амуро-Зейском бассейне представлены главным образом грунтовыми водами, мощность которых достигает 80—150 м, и частично напорными. Наиболее обводнены четвертичные, неогеновые и меловые (цагаянская свита) отложения. Ниже залегающие водоносные комплексы обладают сравнительно низкой водообильностью, за исключением крыльев артезианского бассейна, где *они* представлены более проницаемыми породами (песчаниками, гравелитами, конгломератами).

В Буреинском бассейне зона грунтовых вод маловодообильна вследствие широкого развития здесь многолетнемерзлых пород. Талики распространены только в долинах таких рек, как Ургал, Бурея, а в более мелких значительную часть года (за исключением 2—3 летних месяцев) аллювиальные воды промерзают. Основные ресурсы подземных вод в этом бассейне приурочены к верхнеюрскому-нижнемеловому водоносному комплексу, верхняя часть которого характеризуется значительной обводненностью.

В Верхне-Зейском артезианском бассейне возможны значительные ресурсы подземных вод в рыхлых неогеновых отложениях, мощность которых превышает 200 м. Нижележащие юрские отложения представлены породами (песчаники, конгломераты) с низкой пористостью.

В Удском и Торомском бассейнах наиболее обводненными являются талики в четвертичных аллювиальных отложениях долин р. Уды, ее притоков и р. Торома. Ресурсы подземных вод других водоносных комплексов ограниченны.

Основная масса пресных подземных вод артезианских бассейнов образовалась в результате инфильтрации атмосферных вод, которая происходит там, где отсутствует покров водоупорных пород.

Подземные воды бузулинской и кивдинской свит в Амуро-Зейском бассейне и палеогеновых отложений в Верхне-Зейском бассейне особенно интенсивно питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков на крыльях мульдообразных впадин, где развиты отложения русловой фации, обладающие хорошими фильтрационными свойствами. В южной и центральной частях Амуро-Зейского бассейна, где с поверхности широко распространены четвертичные глины мощностью до 20 м, занимающие водораздельные пространства в бассейнах рек Райчиха, Завитая, Дим, Гильчик и др., инфильтрация атмосферных осадков затруднена. Значительно затруднена инфильтрация и в районах распространения многолетнемерзлых пород, которые развиты преимущественно на склонах северной экспозиции и в заболоченных долинах рек.

Водоносные комплексы нижнемеловых отложений в пределах Амуро-Зейского и Верхне-Зейского артезианских бассейнов располагаются уже в зоне затрудненного водообмена (общая минерализация воды до 2,5 мг/л), мощность которой достигает 1000—2000 м. Эти комплексы часто перекрыты верхнемеловыми глинами мощностью до 60 м или сами (на 60—70%) представлены глинами и аргиллитами, поэтому роль атмосферных осадков в пополнении их запасов, по-видимому, ограниченна. Питание еще более глубоко залегающих водоносных комплексов за счет инфильтрации атмосферных осадков возможна лишь в местах их выхода на поверхность (низовьев р. Кунгуль, средняя часть долины р. Томи, предгорье хр. Тукурингра). Разгрузка происходит лишь по тектоническим нарушениям в верхние водоносные горизонты. Такие разломы вскрыты в южной части Амуро-Зейского и восточной части Удского бассейнов.

Питание атмосферными осадками и разгрузка подмерзлотных вод Буреинского бассейна осуществляются главным образом через таликовые зоны, расположенные на водоразделах и южных склонах долин, по руслам рек, а также по разрывным тектоническим нарушениям.

Запасы подземных вод Приханкайского артезианского бассейна пополняются за счет подтока вод из водоносных комплексов, слагающих борта депрессии, а также за счет инфильтрации поверхностных вод и атмосферных осадков на отдельных участках в пределах самого бассейна. Однако возможности инфильтрационного питания подземных вод Приханкайского бассейна ограниченны. С поверхности здесь почти повсеместно распространены глины мощностью около 3 м, а залегающие ниже пески полностью водонасыщены, причем их воды часто обладают напором высотой до 0,5—1 м. В соответствии с этим и величина подземного стока весьма невелика — среднегодовой модуль составляет около 0,5 *л/с·км*^{2}. Движение подземных вод происходит от периферии к центральным частям бассейна, в соответствии с гидравлическими уклонами, составляющими около 0,0001. О разгрузке вод единого мнения не существует. Предполагавшаяся некоторыми исследователями разгрузка по крупным разломам, ограничивающим бассейн, вряд ли возможна, поскольку именно по периферии бассейна развита мощная, в несколько десятков метров, толща нижнечетвертичных глин. Не отмечены также какие-либо субаквальные источники в пределах оз. Ханки. Разгрузка вод подземным стоком за пределы Приханкайского бассейна,

вероятно, отсутствует, поскольку бассейн замкнутый (если рассматривать его в целом, включая и часть, расположенную в пределах Китая). Наиболее вероятна разгрузка подземных вод путем перетекания из нижележащих водоносных горизонтов в вышележащие, вплоть до приповерхностных, которые либо дренируются реками, либо расходуют воду на испарение. О возможности разгрузки именно таким способом свидетельствует разность уровней глубоких и близповерхностных водоносных горизонтов (у последних уровни часто на несколько метров ниже пьезометрических уровней глубоких водоносных горизонтов), а также довольно высокая величина испаряемости в пределах бассейна, достигающая только за теплый период года 500—600 мм.

Естественные ресурсы подземных вод артезианских бассейнов описываемых гидрогеологических областей оцениваются значениями среднего модуля подземного стока от 0,5 до 2 л/с·км^2, что в два раза меньше величин, приведенных выше для бассейнов трещинных вод. В то же время естественные запасы подземных вод артезианских (на единице площади) бассейнов, как было показано выше, на два порядка больше запасов трещинных вод. Эти соотношения свидетельствуют о существенно более медленном водообмене в артезианских бассейнах, где на возобновление запасов подземных вод даже зоны интенсивного водообмена требуются, видимо, сотни лет.

Химический состав подземных вод хотя и отражает некоторую общность условий их формирования на всей рассматриваемой территории, но имеет существенные особенности для грунтовых вод рыхлых отложений артезианских бассейнов и грунтовых вод региональной трещиноватости бассейнов трещинных вод, для трещинно-жильных вод последних и для глубоких напорных вод артезианских бассейнов.

Грунтовые воды артезианских бассейнов (рис. 90) обнаруживают иногда ясно выраженную горизонтальную зональность как по составу воды, так и по степени минерализации, что особенно четко видно на примере Амуро-Зейского бассейна.

В пределах этого бассейна и особенно в районе Амуро-Зейского водораздела широко развиты ультрапресные грунтовые воды с минерализацией до 0,1 г/л преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые или кальциево-натриевые с содержанием кремнезема до 30—40 вес. % от величины сухого остатка (табл. 42, анализы 1—3). Отдельные пятна таких вод распространены в пределах Зейско-Томского междуречья и в районе Райчихинских увалов. Эти воды приурочены в основном к неогеновым отложениям белогорской и сазанковской свит и к верхнемеловым — палеоценовым породам кивдинской свиты. Наиболее высокие содержания кремнезема зафиксированы в водах, заключенных в переотложенных продуктах коры выветривания каолинового типа. Здесь выделяются воды с минерализацией до 0,05 г/л, занимающие наиболее высокие водораздельные участки на междуречьях Зея — Селемджа, Зея — Бурея и приуроченные в основном к пескам неогеновых отложений, и воды с минерализацией 0,05—0,1 г/л, которые занимают Амуро-Зейский водораздел и часть левобережья р. Зея. Если принять (Гинзбург и Кабанова, 1960; Филатов, 1964), что значительная часть кремнезема находится не в коллоидном, а в растворенном состоянии, в виде метакремневой кислоты, то описанные воды можно выделить как силикатно-гидрокарбонатную или гидрокарбонатно-силикатную натриево-кальциевую разновидность (гидрохимическую фацию). В катионном составе этих вод, как правило, преобладает натрий, но кальций ему всегда сопутствует, а иногда и превосходит его по относительному содержанию (до 60—65 экв %). Водоносные горизонты, заключающие такие воды, имеют ограниченную область питания и распространяются

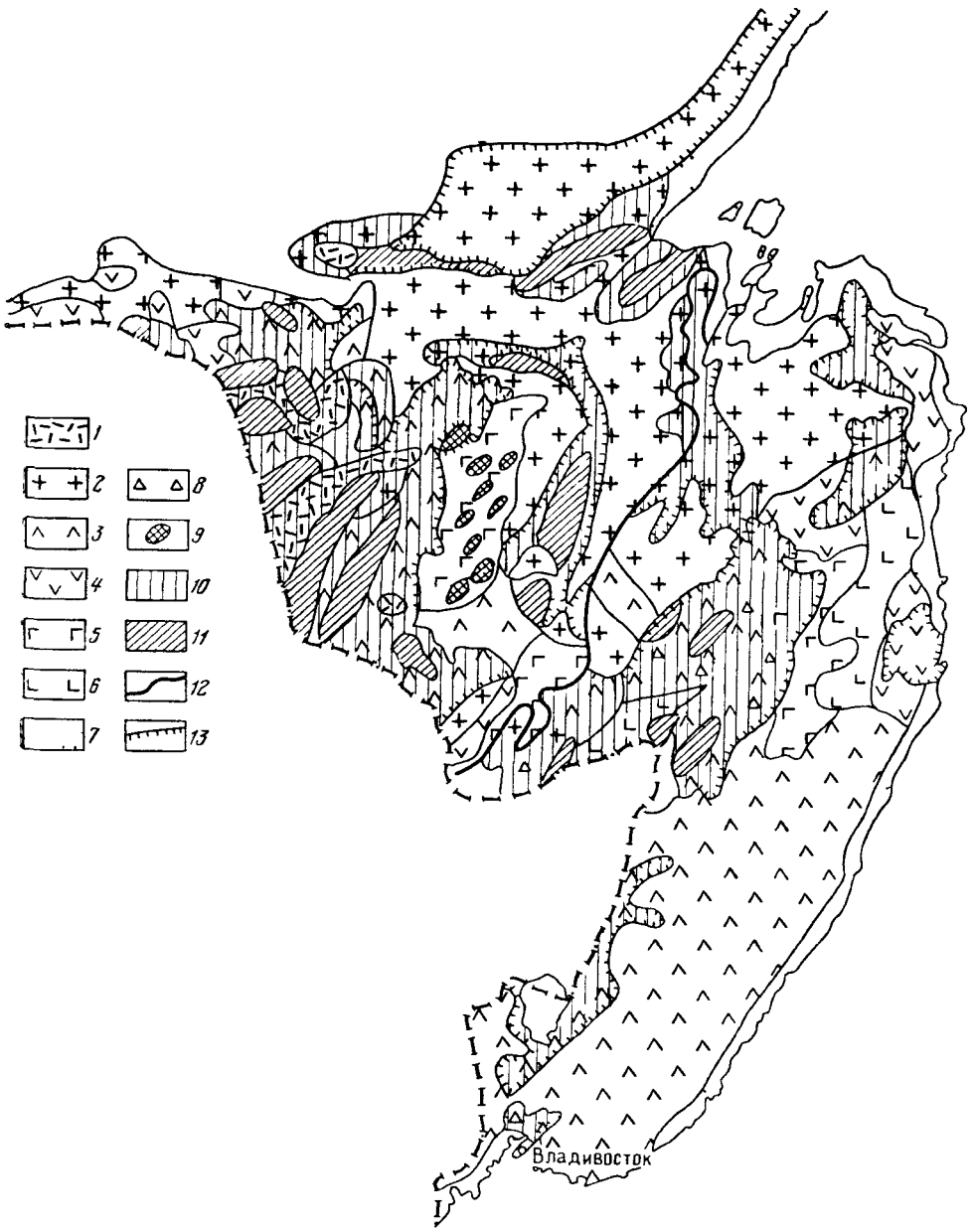


Рис 90. Гидрогеохимическая схема.

Грунтовые воды *1* — силикатно гидрокарбонатные или гидрокарбонатно силикатные натриево кальциевые или кальциево натриевые с минерализацией до 0,1 г/л, *2* — гидрокарбонатные кальциевые минерализацией до 0 2 г/л *3* — то же, кальциево натриевые или кальциево магниевые иногда гидрокарбонатно хлоридные кальциево натриевые (южная часть Сихотэ Алиньской области) *4* — гидрокарбонатные кальциево магниевые или кальциево магниево натриевые с минерализацией до 0 3 г/л, *5* — то же, натриевые натриево кальциевые или натриево кальциево магниевые с минерализацией 0,2 г/л *6* — то же магниевые, магниево кальциевые или магниево натриевые с минерализацией до 0 3 г/л, *7* — гидрокарбонатно хлоридные или хлоридно гидрокарбонатные преимущественно натриевые с минерализацией до 1 г/л *8* — с повышенным на отдельных участках содержанием закисного железа (до 2—10 мг/л) *Подземные воды трещиноватых зон дизъюнктивных тектонических нарушений* *9* — гидрокарбонатно сульфатные или сульфатно гидрокарбонатные кальциево магниевые или магниево кальциевые с минерализацией до 1 г/л *Напорные воды в основании чехла артезианских бассейнов* *10* — гидрокарбонатные кальциевые или натриевые с минерализацией до 0,5 г/л *11* — гидрокарбонатно хлоридные натриевые, хлоридно гидрокарбонатные или гидрокарбонатно хлоридные натриевые с минерализацией до 2 5 г/л *12—13* — границы (*12* — гидрогеологических областей *13* — артезианских бассейнов)

Таблица 42

Характерные химические анализы подземных вод

Номер анализа	Гидрогеологический район	Геологический возраст водовмещающих пород	pH	Сухой остаток, г/л	Содержание основных компонентов, мг/л, мг-экв, мг-экв%						Содержание некоторых характерных компонентов, мг/л
					Cl	SO_4	HCO_3	Na+K	Ca	Mg	
		Грунтовые воды		*артезианских*			*бассейнов*				
1	Амуро-Зейский	Миоцен	7,2	0,05	1 0,03 5	— — —	38 0,6 95	8 0,36 57	4 0,18 29	1 0,09 14	H_2SiO_3 17
2	То же	То же	6,0	0,07	—	—	48,8 0,8 100	9,3 0,41 52	6 0,3 38	1 0,09 10	H_2SiO_3 25
3	„	Плиоцен-нижнечетвертичный	6,2	0,1	1 0,03 3	2 0,1 12	43 0,7 85	12 0,51 66	3 0,16 21	1 0,1 13	H_2SiO_3 29
4	Средне-Амурский	Нижне-верхнечетвертичный	6,5	0,12	—	—	56,3 0,92 100	—	16,4 0,82 85	1,7 0,14 15	H_2SiO_3 35
5	Амуро-Зейский	Миоцен	6,1	0,13	3,6 0,1 6	3,7 0,08 4	97,6 1,6 90	14,5 0,63 35	15,1 0,75 42	4,9 0,4 23	—
6	То же	То же	6,4	0,15	2,7 0,08 5	—	106,8 1,71 95	13,3 0,58 32	20,1 1 55	2,9 0,23 13	—
7	Средне-Амурский	Нижне-верхнечетвертичный	7,2	0,16	8 0,23 1,0	2,1 0,04 7,2	128 1 2,1 87	17,5 0,76 32	20,8 1,04 43	7,3 0,6 25	—
8	Амуро-Зейский	Миоцен	6,3	0,15	9 0,25 12	5,7 0,12 6	109,8 1,8 82	9,9 0,43 20	21 1,05 49	8 0,65 30	—
9	Средне-Амурский	Плиоцен-нижнечетвертичный	5,9	0,19			152,5 2,5 100	16,7 0,73 30	17 0,85 35	9,7 0,8 33	—

		Грунтовые воды зоны региональной трещиноватости									
10	Бассейны трещинных вод Зейско - Буреинской гидрогеологической обл.	Палеозой	6,4	0,2	6,4 0,18 5	4,9 0,1 3	207,4 3,4 92	12,4 0,54 14	32,5 1,6 43	18,6 1,5 41	—
11	То же	То же	6,2	0,06	7,1 0,2 17		6,1 1 83	7,4 0,32 26	8 8 0,44 37	5,3 0,44 37	—
12	Северная часть Сихотэ-Алиньской обл.	Юра — нижний мел	7,5	0,24	5,2 0,15 3	7,6 0,16 4	256,3 4,2 93	18,4 0,8 18	52 5 2,6 58	13 1,07 24	—
13	То же	То же	7,2	0,16	2 0,06 3	—	109,8 1,8 97	15,4 0,67 36	18,7 0,93 50	3 0,25 14	—
14	„	„	7,3	0,05	4 0 13	1 0,02 2	46 0,75 85	5 0,22 25	10 0,5 56	1,8 0,15 17	—
15	„	Верхний палеозой	7,0	0,16	2,7 0,08 3	5,4 0,11 5	140,3 2,3 92	15,6 0,68 27	30,1 1,5 60	3,8 0,31 13	—
16	Приморский бассейн трещинных вод (Сихотэ-Алиньская обл.)	Нижнечетвертичный	7,3	0,72	317,2 8,94 80	35,8 0,74 6	95,6 1,57 14	175,1 7,62 67	31,4 1,57 14	25,5 2,1 19	—
		Трещинно-жильные воды									
17	Олдойско - Шантарско-Джагдинская группа бассейнов (Зейско-Буреинской обл.)	Палеозой	6,6	0,14	4,9 0,14 3	70,37 1,21 28	183 3 69	1,29 30	33,1 1,65 38	17 1,41 33	CO_2 0,04; H_2SiO_3 36
18	Приморский бассейн трещинных вод (Сихотэ-Алиньской обл.)	Мел	5,6	0,65	11,5 0,3 3	255 5,8 47	341 5,6 50	—	86,2 4,3 48	86,4 7,1 52	—
19	Сихотэ - Алиньская обл (ист. «Махровый»)	Юра, нижний мел	6,1	2,36	16 0,45 1		2824,1 46,28 99	423,5 18,4 40	298 14,9 32	155,9 12,8 29	CO_2 1380

Продолжение табл. 42

Номер анализа	Гидрогеологический район	Гидрогеологический возраст водовмещающих пород	pH	Сухой остаток, г/л	Содержание основных компонентов, мг/л, мг-экв, мг-экв%						Содержание некоторых характерных компонентов, мг/л
					Cl	SO_4	HCO_3	Na+K	Ca	Mg	
20	Бурсинского бассейна (Кульдурский термальный источник)	Палеозой	8,7	0,33	34,3 0,95 24,4	16 0,32 8,2	78,7 1,56 40	84,6 3,68 92,0	3,2 0,16 4	1,3 0,11 3	H_2SiO_3 26; F 14
		Артезианские				*воды*					
21	Амуро-Зейского бассейна	Нижний мел	7,2	0,44		26,1 0,54 8	36,6 6 91	143,7 6,25 88	4,2 0,21 3	5,5 0,45 7	—
22	То же	Верхний мел	7,6	1,19	465,2 13,12 60	3,5 0,07 1	359,9 5,9 27	485,5 21,1 97	5,2 0,26 1	1,5 0,12 1	—
23	„	Нижний мел	—	2,42	899,6 25,9 88	57,6 1,2 4	122 2 7	657,5 28,6 97	19,6 0,98 3	— — —	—
24	„	То же	9,5	2,26	50,7 1,43 4	60 1,25 4	183,1 3 9	482,8 21 62	240,5 12 36	6,1 0,5 2	—

до глубины вреза долин мелких водотоков, которыми обычно дренируются. Силикатно-гидрокарбонатные воды с минерализацией до 0,1 г/л известны также в Средне-Амурском бассейне (см. табл. 42, анализ 4), но здесь они занимают незначительные площади и на рис. 90 не отражены.

Значительные площади периферийной части Амуро-Зейского бассейна и восточная часть Средне-Амурского бассейна характеризуются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми водами с минерализацией до 0,2 г/л (см. табл. 42, анализы 5—7).

На участках разгрузки (например, Зейское левобережье Амуро-Зейского бассейна) развиты преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,15—0,35 г/л (см. табл. 42, анализы 8 и 9). В этих районах иногда локально встречаются воды с преобладанием в катионном составе ионов магния.

В межгорных артезианских бассейнах северной части рассматриваемой территории четкой зональности в химическом составе грунтовых вод не наблюдается. По составу они обычно гидрокарбонатные кальциевые, а в приморской полосе гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,2 г/л.

В связи с наличием больших заболоченных пространств в пределах артезианских бассейнов грунтовые воды (особенно это относится к Средне-Амурскому бассейну) обогащены закисным железом, количество которого изменяется от 1—2 до 15—20 мг/л.

Грунтовые воды бассейнов трещинных вод изменяют свой химический состав и минерализацию в направлении с запада на восток и от подножия горного массива к его вершине. Около 70% территории Зейско-Буреинской *гидрогеологической области* и северную часть Сихотэ-Алиньской области занимают грунтовые трещинные воды, для которых характерны гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-натриевый состав и минерализация до 0,3 г/л. Содержание хлор-иона в этих водах не превосходит 3—10 экв %, сульфат-ион, как правило, отсутствует. К центральным частям некоторых хребтов (на абс. высоте примерно более 600 м) в Зейско-Буреинской области (см. табл. 42, анализы 10 и 11), как правило, приурочены воды с минерализацией до 0,1 г/л гидрокарбонатные кальциево-натриевые, реже смешанного катионного состава. На меньших высотных отметках воды обладают несколько повышенной минерализацией при этом же химическом составе. Относительное содержание кремнезема здесь составляет до 10—15% от суммы сухого остатка, абсолютное содержание его изменяется от 10 до 25 мг/л. В Северном Сихотэ-Алине (см. табл. 42, анализы 12—15) общая минерализация грунтовых вод увеличивается от главного водораздела к морскому побережью (Стерлин, 1961). Обычно минерализация воды источников на абсолютных отметках 1000—700 равна 0,02—0,025 г/л, а на высоте около 100 м увеличивается до 0,12—0,15 г/л. Сравнительно небольшим распространением на рассматриваемой территории пользуются гидрокарбонатные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые воды, приуроченные к трещиноватой зоне основных и ультраосновных изверженных пород, слагающих мелкие массивы. Такого же состава воды развиты и на Нижнем Приамурье, где водоносными породами являются вулканогенные образования среднего и основного состава.

Для трещинных грунтовых вод южной части Сихотэ-Алиньской области характерно преобладание в химическом составе гидрокарбоиатиона и присутствие иногда до 25—30% мг-экв хлора (обычно на восточных склонах Сихотэ-Алиня). Минерализация вод не превышает 0,2 г/л. Повышенное относительное содержание хлора при невысоком (до 10—25 мг/л) его абсолютном содержании, по-видимому, объясняется поступ-

лением хлора в подземные воды из атмосферных осадков. Среди катионов преобладает кальций, тем не менее содержание натрия или магния часто достигает 15—30 мг-экв/л. Связь катионного состава подземных вод с водовмещающими породами наблюдается редко.

Трещинные воды в приморской полосе шириной 1—1,5 км в Сихотэ-Алиньской гидрогеологической области (см. табл. 42, анализ 16) имеют минерализацию до 1 г/л и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый или натриево-кальциевый состав. Формирование таких вод происходит под непосредственным влиянием моря.

Таким образом, все выделенные гидрохимические типы (или фации) грунтовых вод характеризуются преобладанием в их составе гидрокарбонат-иона и иона кальция. Воды слабокислые или слабощелочные (pH 6,2—7,4) с общей жесткостью преимущественно 0,1—3,0, реже 4—5 мг-экв/л. Химический состав этих вод формируется в результате выщелачивания растворимых или слаборастворимых минералов водовмещающих пород (в рассматриваемом регионе это полевые шпаты и в меньшей степени карбонаты), а также отражает химический состав атмосферных осадков. В распределении гидрохимических типов грунтовых вод существенную роль играет высотная поясность. Заметное влияние оказывает также близость моря.

Трещинно-жильные воды бассейнов трещинных вод по химическому составу четко делятся на пресные и минеральные. Связь минеральных вод с разломами на юге Дальнего Востока установлена многочисленными исследованиями (Богатков, 1960; Кириллова, 1966 и др.). Химический состав трещинно-жильных вод формируется главным образом в результате выщелачивания растворимых породообразующих и рудных в основном сульфидных минералов. На эти процессы часто существенно влияют повышенные температуры земной коры, особенно там, где подземные воды по зоне разлома проникают на значительную глубину. При слабой сульфидной минерализации тектонической зоны и неглубокой или умеренной по глубине циркуляции формируются гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые воды с минерализацией до 0,2—0,3 г/л (см. табл. 42, анализ 17). Иногда в условиях окислительных процессов, которым интенсивно подвергаются сульфидные соединения, формируются гидрокарбонатно-сульфатные воды с минерализацией до 0,5 г/л. Ионы хлора в водах присутствуют редко и обычно их содержание не превышает 10 мг-экв/л. В водах отмечается до 30—40 мг/л растворенного кремнезема и повышенное содержание углекислоты (до 25—35 мг/л). Воды, как правило, слабокислые. Основной катионный состав таких вод иногда отражает вещественный состав пород, рассеченных зоной разлома. Так, трещинно-жильные воды в лейкократовых гранитах заметно обогащаются натрием, а в карбонатных породах, основных и ультраосновных изверженных породах — магнием и кальцием.

В случае интенсивной сульфидной минерализации разлома при умеренной по глубине циркуляции формируются гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые или сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией до 1 г/л (см. табл. 42, анализ 18). В водах некоторых источников отмечается повышенное содержание хлора (до 5—8 мг-экв/л). Реакция вод обычно слабокислая, но нередко встречаются кислые воды с pH=4—4,5 (Нижнее Приамурье). Отношение $rSO_4/rHCO_3$ составляет 0,9—1,3. Количество кремнезема в водах равно 30—50 мг/л, в них отмечается также повышенное содержание сульфидных соединений.

На Нижнем Амуре (по данным И. П. Бойко) известны субтермальные (до 17° С) источники, приуроченные к зонам разломов, газирующие сероводородом, сульфатно-гидрокарбонатного состава с pH=4—6,5 и

минерализацией до 0,2 г/л. Сульфат-ион в водах составляет 40—70 мг/л. Источником появления его в подземных водах служат сульфидные и сульфатные соединения в пропилитизированных магматических породах. Субтермальный характер этих вод обусловлен, вероятно, не глубокой циркуляцией подземных вод, а экзотермическими реакциями взаимодействия слабоминерализованных подземных трещинно-жильных вод с сульфидными соединениями.

В районах молодой и активной тектонической деятельности, при сравнительно глубоком заложении зон разломов, в них формируются минеральные воды, среди которых выделяются: 1) углекислые холодные гидрокарбонатные кальциевые (или кальциево-магниевые) воды с содержанием углекислоты до 2—3 г/л (см. табл. 42, анализ 19, Гонжинский, Игнашинский, Махровый и другие источники): 2) азотные термальные или субтермальные воды гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого или натриево-кальциевого состава (см. табл. 42, анализ 20) обычно с повышенным содержанием фтора (до 18 мг/л) и кремнекислых соединений (Кульдурский, Анненский и другие минеральные источники).

Анализ имеющихся материалов по химизму минеральных вод как Приамурья, так и смежных территорий указывает на принадлежность азотных термальных вод к зонам молодых сводовых поднятий, обычно к их периферии. Такие участки часто характеризуются повышенной трещиноватостью, а нередко и приуроченностью к ним излияний четвертичных базальтов. В той или иной степени в районах выходов термальных вод обычно известны покровы четвертичных базальтов (источники Кульдурский, Тумнинский, группа минеральных источников по побережью Японского моря в южной части Приморского края). Если обратиться к смежным территориям, то аналогичная картина наблюдается в Прибайкалье. По всей вероятности, цепочка выходов азотных терм, протягивающаяся по всему побережью почти от г. Владивостока до г. Магадана, связана с мощными разломами, по которым произошли излияния базальтов в четвертичное время.

Площади развития углекислых вод в настоящее время занимают районы пенепленизированного рельефа, где неотектонические движения проявляются слабо и имеют переменный знак (периоды поднятий сменяются периодами опусканий). Такие тектонические условия приводят к кальматации трещин в зонах тектонических нарушений. Вероятно, глубина заложения тектонических зон, по которым выходят углекислые воды, значительно меньше, чем зон циркуляции азотных терм.

Таким образом, по химическому составу трещинно-жильные подземные воды характеризуются рядом специфических черт, которые могут быть с успехом использованы при выяснении характера разрывных дислокаций (направления, глубины заложения и степени рудной минерализации). Некоторые типы вод обладают повышенной агрессивной способностью. Химический состав трещинно-жильных вод обычно отличается от состава воды зоны региональной трещиноватости, в связи с чем по гидрогеохимическим показателям можно уверенно картировать на юге Дальнего Востока водоносные зоны разрывных дислокации. Для значительной части рассматриваемой территории характерными гидрохимическими признаками принадлежности вод к зонам тектонических нарушений являются наличие в водах сульфат-иона, значение pH от 6 и ниже, относительно повышенная минерализация (более 0,15 г/л), повышенные содержания магния (до 15—20 мг/л), растворенного углекислого газа (до 0,1—0,25 г/л) и кремнезема (до 30—50 мг/л).

Подземные воды артезианских бассейнов в целом обнаруживают ясную вертикальную гидрогеохимическую зональность.

Верхняя зона грунтовых гидрокарбонатных кальциевых, кальциево-магниевых или кальциево-натриевых вод с минерализацией до 0,3 г/л в артезианских бассейнах прослеживается до глубины 150—300 м и охватывает четвертичные, неогеновые, иногда палеогеновые и верхнемеловые отложения (см. табл. 42, анализы 1—9). Особенности этой зоны более подробно были рассмотрены выше.

Вторая зона представлена гидрокарбонатными водами, но в их катионном составе преобладает натрий, общая минерализация в среднем составляет 0,5—0,6 г/л (см. табл. 42, анализ 21). Эта зона достигает глубины 600—700 м в центральных частях бассейнов (кроме Буреинского) и, вероятно, 1000 м в периферических частях. Подземные воды этого состава вскрыты скважинами в Амуро-Зейском бассейне в с. Михайловке (глубина 655 м) и на станциях Архара (глубина 753 м) и Одуново (глубина 420 м). В центральной части Амуро-Зейского и, вероятно, в южной части Верхне-Зейского бассейнов эта зона занимает верхнюю часть грабенообразных прогибов, образующих малые артезианские бассейны (второго и третьего порядков). В состав этой зоны входят песчано-гравийно-галечниковые рыхлые или слабо сцементированные меловые отложения, а на периферии Амуро-Зейского бассейна — верхнеюрские — нижнемеловые образования. Воды рассматриваемой зоны формируются в условиях интенсивного водообмена и окислительных процессов.

Третья гидрогеохимическая зона располагается на глубинах от 700 до 1500 м, где формируются гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные или хлоридные натриевые подземные воды с минерализацией до 1—2,5 г/л (изучены лишь для Амуро-Зейского бассейна). С некоторой долей условности здесь можно выделить две подзоны. В первой из них (см. табл. 42, анализ 22) до глубины около 1000 м развиты преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,7—1,2 г/л. Они вскрыты скважинами в селах Васильевке (глубина 765—782 и 1194—1218 м) и Некрасовке (глубина 590—601 и 708—716 м). Эта подзона включает меловые отложения завитинской и частично поярковской свит. Кроме гидрокарбонат-иона и хлор-иона, в подземных водах этой зоны присутствует карбонатный ион, содержание которого иногда превышает содержание гидрокарбонат-иона. Такие воды характеризуются обычно повышенной щелочностью. Подземные воды второй подзоны (см. табл. 42, анализ 23) имеют минерализацию до 2—2,5 г/л и хлоридный натриевый состав. Они характерны для закрытых гидрогеологических структур бассейна, залегают на глубине 1100—1300 м и приурочены к нижнемеловым отложениям поярковской свиты. Подобные воды были встречены в районе Белоцерковской структуры на глубине от 1110 до 1325 м. Отношение $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$ для этих вод изменяется от 1 до 1,5. По данным Н. И. Сулимова (1961 г.), в подземных водах рассматриваемой зоны встречается бром в количестве до 2 мг/л. Можно заключить, что подземные воды этой зоны формируются в условиях затрудненного водообмена, а водоносные породы характеризуются слабой промытостью.

Наконец, к вулканогенно-осадочным образованиям, выполняющим наиболее глубокие части Амуро-Зейского бассейна, или к терригенным отложениям полуоткрытых структур второго порядка приурочены гидрокарбонатно-хлоридные или гидрокарбонатные натриевые или натриево-кальциевые воды с минерализацией 1,2—2,5 г/л (см. табл. 42, анализ 24), образующие четвертую гидрогеохимическую зону. Она вскрыта скважинами в с. Белоцерковке на глубине 1522—1535 м и в районе с. Михайловки на глубине 1505—1515 и 1556—2002 м. Для подземных

вод данной зоны характерны следующие соотношения между отдельными компонентами минерализации: $r\mathrm{HCO_3}/r\mathrm{Cl}=2—5$; $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}=3—7$.

Подземные воды нижней зоны отличаются резким преобладанием гидрокарбонатного иона над хлоридным и натрия над кальцием, хотя абсолютное значение содержания кальция по сравнению с остальными зонами бассейна является более высоким и, например, по скважине в с. Васильевке, вскрывшей подземные воды в эффузивах на глубине от 1522 до 1535 м, достигает 240 мг/л. Содержание брома в подземных водах этой зоны достигает 2 мг/л.

По зонам разломов в пределах артезианских бассейнов осуществляется связь подземных вод нижних водоносных горизонтов с верхними и смешение вод различных гидрогеохимических зон. В этих условиях воды разрывных тектонических нарушений являются гидрокарбонатными натриевыми или гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми с минерализацией до 1 г/л. Смешиваясь при движении с гидрокарбонатными кальциевыми водами, они приобретают гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый (или кальциево-натриевый) состав (центральная часть Амуро-Зейского артезианского бассейна). В водах почти отсутствует ион магния, отношение $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$ достигает 3—8. Обычно воды слабокислые.

Подземные воды всех выделенных выше зон характеризуются полным или почти полным отсутствием сульфат-иона. Значительные количества его (до 50—100 мг/л) зафиксированы лишь в трещинно-жильных водах зон тектонических нарушений, в пределах которых породы интенсивно пиритизированы или сопровождаются иной сульфидной минерализацией. Сульфат-ион не обнаружен в подземных водах на значительных глубинах и в других межгорных артезианских бассейнах Дальнего Востока, например, таких, как Средне-Амурский, Тугуро-Немиленский (Караванов, 1966). Отметим, что значительной промытостью и отсутствием хорошо развитой зоны сульфатных вод характеризуются также некоторые межгорные артезианские бассейны Забайкалья (Орлова, 1966), выполненные мезозойскими песчаниками, алевролитами, конгломератами, иногда с прослоями и пластами каменных углей, а также эффузивными или пирокластическими образованиями. Для значительной части разреза этих бассейнов характерны гидрокарбонатные воды (Ясько, 1966). Вероятно, описанная выше зональность химического состава подземных вод является характерной для многих мезозойских и мезо-кайнозойских межгорных артезианских бассейнов Дальнего Востока и Сибири, в разрезе которых отсутствуют карбонатные, галогенные и соленосные породы или мощные угленосные толщи.

Содержание иона аммония в подземных водах с глубиной несколько увеличивается. До глубины 660 м оно колеблется от 0,1 до 0,7 мг/л, на глубине 1900 м оно возрастает до 1,3—4 мг/л. Однако в открытых артезианских структурах (Екатеринославский артезианский бассейн) содержание иона аммония и на глубинах 2200—2500 м равно 0,4—3 мг/л.

В подземных водах Амуро-Зейского бассейна на глубине 1505—1515 м установлено повышенное содержание растворенного органического вещества (до 11,4 мг/л при максимальном содержании его в грунтовых водах 0,31 мг/л).

Вертикальный гидрогеохимический разрез Буреинского артезианского бассейна несколько отличается от описанного выше. Зона грунтовых гидрокарбонатных кальциевых (надмерзлотных) вод здесь маломощна (до 10—20 м) с минерализацией до 0,1—0,2 г/л. Подмерзлотные воды (с глубины 50—60 м) являются гидрокарбонатными кальциево-натриевыми или натриево-кальциевыми с минерализацией до

0,3 г/л. Воды такого состава прослеживаются до глубины 150—300 м и приурочены обычно к терригенным безугольным верхнеюрским — нижнемеловым отложениям. В последних на глубинах более 150 м, а также в угленосных меловых отложениях на несколько меньшей глубине встречаются гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые воды с минерализацией 0,3—0,7 г/л. Вероятно, в более глубоких частях Буреинского бассейна распространены солоноватые воды хлоридного состава.

Газовый состав подземных вод может быть охарактеризован немногочисленными данными только по Амуро-Зейскому бассейну, в соответствии с которыми в пределах чехла бассейна можно условно выделить две зоны.

Первая зона характеризуется распространением в водах газов воздушного происхождения, но измененных под влиянием процессов окисления, разложения органических соединений и т. п. Состав и относительное содержание газов в этой зоне следующие: азот 70—80%, кислород 5—17%, углекислый газ 3—1%. Упругость растворенного газа незначительная. Эта зона достигает мощности 250 м. Иногда этот же состав газов, но без кислорода, обнаруживается в водах на глубинах до 1100 м (скважина в районе Белоцерковской структуры). В районе структуры Радостной на глубине 305—320 м в пределах первой зоны вскрыты подземные воды, где растворенный газ представлен только свободной углекислотой. Количество его равно 44—120 мг/л.

Вторая зона характеризуется распространением азотно-метановых (верхняя часть зоны) или метано-азотных вод. Она прослежена рядом скважин вплоть до фундамента бассейна. С глубиной в этой зоне кроме увеличения метана (особенно в пределах терригенных меловых отложений завитинской и поярковской свит) наблюдается увеличение числа и других непредельных углеводородов. Так, в растворенном газе подземных вод, залегающих в отложениях завитинской свиты (глубина 400—600 м), появляется этан, который составляет иногда 6—10% общего числа углеводородов. Кроме этана присутствуют бутан (до 20%), пентан (до 4%). И в этой зоне иногда вскрывают подземные воды с высоким содержанием углекислого газа. Так, в районе структуры Радостная на глубине 1515 м (екатериновская свита) количество CO_2 в воде равно 286 мг/л, а на глубине 1556—2003 м — 352 мг/л. Повышенное содержание растворенного углекислого газа в подземных водах на таких глубинах, вероятно, связано с притоком его с глубин по зонам дробления, оперяющим тектонические нарушения. В других случаях повышенное содержание углекислоты обусловлено взаимодействием подземных вод с угленосными отложениями, которые нередко встречаются в поярковской свите.

В газовом составе вод зон тектонических разломов, пересекающих чехол артезианских бассейнов, преобладают азот и метан, присутствует также углекислота.

Температура подземных вод до глубины 30—40 м испытывает сезонные колебания (пояс переменных температур), затухающие с глубиной. Среднегодовая температура подземных вод в этом поясе, общий характер и амплитуда ее колебаний отражают климатические особенности и зависят в наибольшей степени от широты местности и рельефа (гипсометрии) поверхности. Температура горных пород и подземных вод, приведенная к уровню моря с учетом температуры воздуха, на 56° с. ш. равна 0° С, а на 44° с. ш. — 7° С (Кирюхин, 1967).

Ниже так называемого нейтрального слоя (пояс постоянных температур) температура подземных вод, оставаясь постоянной в течение года, закономерно возрастает с глубиной. При этом величина геотер-

мической ступени в различных гидрогеологических районах неодинакова и обнаруживает определенную зависимость от типа и возраста структур и широты местности. Так, в Зейско-Буреинской гидрогеологической области (Амуро-Зейский, Удский артезианские бассейны) она составляет 40—100 м/1° С, а в Сихотэ-Алиньской области (Приханкайский артезианский бассейн, Приморский бассейн трещинных вод и др.) — уменьшается до 20—40 м.

Глубина нижней поверхности холодных подземных вод (менее 20° С) составляет 300—500 м в южной половине Сихотэ-Алиньской области и до 1000 и 1500 м в Амуро-Зейском и Удском артезианских бассейнах соответственно.

Изотермическая поверхность 36° С проходит на глубине около 800 м в Приханкайском артезианском бассейне, 1200—1350 м в Приморском бассейне трещинных вод, 1800 м в Амуро-Зейском и, видимо, 2200—2300 м в Удском артезианских бассейнах.

Таким образом, наиболее высокотемпературные подземные воды могут быть встречены в глубоких частях артезианских бассейнов юга Сихотэ-Алиньской гидрогеологической области. Так, в Жариковской и Владимирской депрессиях Приханкайского артезианского бассейна на глубине 1600 м температура подземных вод может превышать 100° С.

История гидрогеологического развития рассматриваемой территории на основании анализа палеогеографических реконструкций (Е. Б. Бельтенев, В. Г. Варнавский, В. В. Панов, Л. М. Саяпина) может быть прослежена с начала мезозойской эры.

В пределах Зейско-Буреинской гидрогеологической области артезианские бассейны были заложены в раннеюрскую (Буреинский, Томский, Удский) или в позднеюрскую (Амуро-Зейский, Верхне-Зейский) эпохи. Как самостоятельные структуры первые сформировались к концу мелового, а вторые — к концу неогенового периода. В Сихотэ-Алиньской области артезианские бассейны в основном были заложены в раннепалеогеновое время, и значительная часть их приурочена к приразломным межгорным впадинам. Аккумуляция осадков здесь продолжалась, включая и четвертичный период. В отдельных бассейнах, особенно в их прибортовых частях, среди терригенных отложений распространены вулканогенные образования. Региональными областями стока подземных вод в Зейско-Буреинской области были Буреинский массив и хр. Джагды, а в пределах Сихотэ-Алиньской области — центральная часть одноименного хребта и нагорья, примыкающие к ее западной части.

В мезозойскую и кайнозойскую эры на большей части рассматриваемой территории преобладали континентальные режимы, и образовывающиеся в результате морских трансгрессий соленые седиментационные подземные воды были на последующих этапах в значительной степени замещены водами атмосферного происхождения. Этому благоприятствовали и частые перестройки структурного плана территории.

В начале четвертичного периода наступает резкое похолодание климата. Такие хребты, как Ям-Алинь, Эзоп, испытали горное оледенение. На значительной территории происходило формирование мерзлых пород и над-, меж- и подмерзлотных подземных вод. В западной и восточной частях Сихотэ-Алиня произошло излияние базальтов, а в связи с этим и изменение термического режима района. Последнее обстоятельство предопределило широкое распространение термальных вод, выходы которых на поверхность фиксируются и в настоящее время.

Народнохозяйственное значение подземных вод

Эксплуатационные ресурсы трещинных подземных вод горных районов (бассейны трещинных вод) полностью контролируются их естественными ресурсами. В целом они значительны, но весьма неравномерно распределены по площади и непостоянны по сезонам года, резко уменьшаясь в периоды отсутствия атмосферного питания. Значительно более постоянны и надежны эксплуатационные ресурсы подземных вод артезианских бассейнов.

Модули эксплуатационных ресурсов подземных вод в артезианских бассейнах изменяются от 0,2 до 8 л/с·км^2. В Амуро-Зейском артезианском бассейне они варьируют от 0,2 до 4,2 л/с·км^2, а суммарные эксплуатационные ресурсы подземных вод этого бассейна, по данным И. Б. Райхлина (1966), оцениваются в 132 м^3/с. В Средне-Амурском бассейне модуль эксплуатационных ресурсов колеблется от 0,5 до 8 л/с·км^2, средневзвешенное его значение для бассейна в целом составляет 1,5 л/с·км^2, суммарные эксплуатационные ресурсы равны 87 м^3/с. Для других артезианских бассейнов данные (Райхлин, 1966; Коляда, 1966) приведены в табл. 43.

Таблица 43

Эксплуатационные ресурсы подземных вод артезианских бассейнов

Бассейн	Модуль эксплуатационных ресурсов подземных вод, л/с·км^2	Суммарные эксплуатационные ресурсы подземных вод, м^3/с
Верхне-Зейский и Удский	0,2—0,9	17
Буреинский	0,4—0,7	13
Торомский	0,4—0,6	0,6
Тугуро-Нимеленский		14
Чля-Орельский		4
Удиль-Кизинский		6
Приханкайский	1—2	25

Общие прогнозные эксплуатационные ресурсы пресных подземных вод артезианских бассейнов оцениваются в 300 м^3/с (или около 26 млн. м^3/сут). При этом следует иметь в виду, что для многих бассейнов ввиду их слабой изученности оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод занижена, так как дана лишь до глубины 50—70 м.

Современное потребление подземных вод на рассматриваемой территории пока незначительно и составляет менее 0,5% подсчитанных ресурсов. Однако с каждым годом, в связи с развитием промышленности и сельского хозяйства эксплуатация подземных вод увеличивается. Кроме организации водоснабжения вновь строящихся объектов в настоящее время поставлен вопрос о создании централизованного водоснабжения за счет подземных вод в ряде крупных городов и железнодорожных станций. Приведенные выше цифры свидетельствуют о возможности использования значительного количества подземных вод артезианских бассейнов в течение неограниченно долгого времени, тем более, что они обеспечены постоянным питанием и в процессе эксплуатации будут почти полностью возобновляться.

Наиболее перспективными для водоснабжения являются воды четвертичных аллювиальных и неогеновых отложений, а также известняков. В гидрогеологических массивах благоприятными для водоснабже-

ния являются зоны тектонических нарушений и интрузивных контактов при наличии достаточных областей питания, а также воды кайнозойских базальтов. Все подземные воды в санитарном отношении оцениваются положительно. Однако, несмотря на значительные ресурсы и хорошее качество подземных вод, в некоторых районах Дальнего Востока, учитывая наличие здесь мощных водных артерий, водоснабжение за их счет вряд ли будет целесообразным.

На многих низменных участках подземные воды способствуют заболачиванию территории. Сюда относятся Средне-Амурская, Тугуро-Нимеленская, Чля-Орельская, Удская, Приханкайская низменности и др. Осушение этих районов, учитывая расположение некоторых из них в зоне многолетнемерзлых пород, представляет большие трудности, так как мелкий дренаж при очень ровной местности и глинистых грунтах дает незначительный эффект, а глубокий дренаж приводит к выводу на поверхность подземных вод и еще большему заболачиванию. Коренным решением этого вопроса является регулирование поверхностного стока.

При разработке месторождений полезных ископаемых водопритоки подземных вод, как правило, невелики. Но их отрицательное влияние проявится при эксплуатации угольных месторождений, открытых в Амуро-Зейской и Средне-Амурской впадинах. Здесь выше пластов углей залегает обычно водоносный горизонт в песчано-гравийных отложениях мощностью до 30—50 м с дебитом скважин до 3—5 л/с.

Минеральные лечебные воды широко распространены в горно-складчатых районах описываемой территории. Здесь известны как термальные азотные воды, так и углекислые. Преимущественно распространены углекислые холодные воды типа «нарзана» и «боржоми». На базе некоторых минеральных источников построены курорты и санатории (Кульдур, Ласточка, Анненские воды и др.).

В пределах артезианских бассейнов термальные подземные воды с температурой 80—100° С и выше можно встретить во впадинах имеющих глубину не менее 3—4 км. К числу таких впадин относятся Екатеринославская и Белогорская в Амуро-Зейском бассейне, Переяславская в Средне-Амурском, Жариковская и Владимирская в Приханкайском бассейне.

Подземные воды в настоящее время изучаются довольно интенсивно и в различных направлениях. Задачами дальнейшего их изучения являются: детальная разведка пресных подземных вод в районах с большим водопотреблением или перспективных для освоения, с подсчетом эксплуатационных запасов; дальнейшая разработка и практическая проверка гидрогеохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых; продолжение и расширение изучения условий формирования и режима подземных вод, проводимое гидрогеологическими станциями; дальнейшее изучение минеральных вод края с целью увеличения санаторно-курортной базы.

Глава 12.

ТАЙМЫРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (XIX)

Таймырская гидрогеологическая складчатая область занимает территорию Горного Таймыра и террасированное морское побережье.

Геологическое строение этой области весьма сложное. Здесь развиты породы, начиная от архейских и кончая кайнозойскими, разнообразные по составу, степени метаморфизма и дислоцированности.

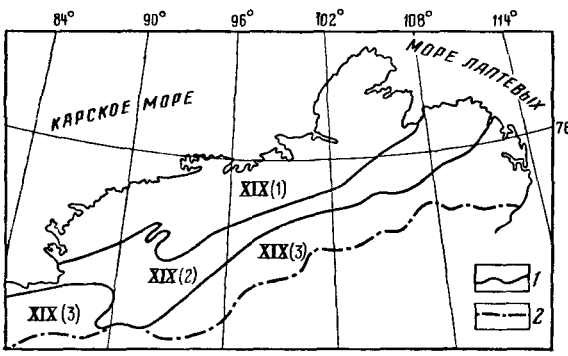


Рис. 91. Схема гидрогеологического районирования Таймырской складчатой области (XIX).

1 — граница районов первого порядка: XIX(1) — Северо-Таймырский; XIX(2) — Центрально-Таймырский; XIX(3) — Южно-Таймырский); *2* — граница Восточно-Сибирской артезианской области.

В гидрогеологическом отношении Таймырская складчатая область совершенно не изучена. Подземные воды ее могут быть охарактеризованы лишь в порядке прогноза (по аналогии с более изученными регионами) на основе имеющихся материалов о геологическом строении и физико-географических условиях.

В пределах Таймырской складчатой области (рис. 91) могут быть намечены следующие гидрогеологические районы первого порядка: Северо-Таймырский, Центрально-Таймырский и Южно-Таймырский.

Северо-Таймырский гидрогеологический район занимает северную часть п-ова Таймыр, где обнажены кристаллические породы протерозойского возраста. Приуроченные к ним трещинно-грунтовые воды в пределах зоны выветривания, по-видимому, в связи с большой (до 400—500 м) мощностью зоны многолетнемерзлых пород полностью промерзлы. В толщах верхнего протерозоя, а также и более молодых образований на отдельных участках развития слабых дислокаций возможно наличие подмерзлотных пластово-трещинных и карстово-трещинных вод разнообразной минерализации (от пресных до соленых).

Центрально-Таймырский гидрогеологический район располагается в центральной части Горного Таймыра, в пределах широкого развития протерозойских и нижнепалеозойских образований. Условия залегания этих толщ (наличие наряду с линейными складками брахиструктур) позволяют предполагать существование специфических гидрогеологических структур — субмассивов со скоплениями соленых (реже пресных) подмерзлотных вод пластово-трещинного типа. Верхние водоносные горизонты до глубин 500—600 м, вероятно, полностью промерзлы.

В Южно-Таймырском гидрогеологическом районе, занимающем южную часть Горного Таймыра, широко распространены терригенно-карбонатные и терригенные (часто угленосные) толщи верхнего палеозоя и вулканогенные толщи триаса, дислоцированные весьма разнообразно. Складки в верхней перми и триасе часто пологие. В этом районе наряду с субмассивами и пластово-трещинными подмерзлотными водами широко развиты адартезианские бассейны с трещинными и пластово-трещинными водами. Подмерзлотные воды в юрских, триасовых и верхнепермских отложениях, по-видимому, в основном солоноватые и реже соленые, в нижележащих толщах преимущественно соленые до слабых рассолов (до 35—70 г/л). Пресные подземные воды в верхних водоносных горизонтах (до глубин 500—600 м) в основном промерзлые. Возможно наличие пресных подмерзлотных вод лишь в триасовых и верхнепермских отложениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как известно, природные воды гидросферы определяются как подвижное экзогенное образование, проходящее в ходе круговорота природных вод четыре стадии: 1) метеорную, 2) гидросферную, 3) седиментационную, 4) эпигенетическую.

Седиментационные и инфильтрационные воды заключены в горных породах и по этой причине, несмотря на тесную генетическую связь с другими стадиями круговорота природных вод, первостепенное значение в их региональном распределении имеют геолого-структурные условия, фациальный состав пород и физико-географические факторы. Дифференциация, свойственная тем и другим факторам, является одной из первопричин различия гидрогеологических условий. Поэтому, общая региональная закономерность распространения подземных вод подчинена, с одной стороны, широтной зональности и высотной поясности физико-географических факторов и, с другой — вертикальной зональности плотности и температуры, фациальным и литолого-петрографическим особенностям геологического разреза, разрывным нарушениям, экзогенной трещиноватости и т. п.

Сопоставление пространственной и глубинной дифференциации основных характеристик подземных вод с геолого-структурными и физико-географическими факторами позволяет выявить существующие между ними причинно-следственные связи. Эта взаимосвязь, подчиняясь общим физическим законам, проявляется различно. Поэтому закономерности дифференциации количества и качества подземных вод на территории могут быть выявлены эмпирически в результате комплексного регионального анализа фактических материалов.

Зависимость накопления и распространения подземных вод от геолого-структурных условий и дифференциации вещественного состава пород геологического разреза определяет принципы гидрогеологического картирования и районирования (см. Атлас карт).

Принцип гидрогеологического картирования, основан на гидрогеологической стратификации геологического разреза картируемой территории и картировании выделенных водоносных горизонтов, комплексов, водоупорных горизонтов, а в их пределах — элементов динамики, количества и качества подземных вод. Этот принцип правомерен для составления карт самого различного масштаба и для территорий с самыми разнообразными природными условиями. В соответствии с ним объектом гидрогеологического картирования горно-складчатых территорий являются зоны экзогенной и эндогенной трещиноватости.

Гидрогеологическая карта территории СССР масштаба 1 : 5 000 000, составленная на основе серии среднемасштабных карт монографического описания подземных вод «Гидрогеология СССР» в 45-ти томах, с учетом новых данных, основана на единой гидрогеологической стратификации геологических разрезов отдельных регионов, что очень важно. Она иллюстрирует возможность создания единых принципов построения

международных гидрогеологических карт, также, как созданы международные геологические, тектонические и почвенные карты. В пользу указанного принципа картирования говорит и то, что содержание гидрогеологической карты СССР, объем ее информации удовлетворяет самым различным требованиям теоретического и практического характера. На ее основе составляются разнообразные оценочные и прогнозные карты, а также рабочие гипотезы любого проекта исследований или строительства.

В скоплении подземных вод большое значение имеют коллекторские свойства водовмещающих пород. В соответствии с их разнообразием разработана и опубликована в ряде работ классификация типов бассейнов подземных вод.

Понятие «бассейн» при этом употребляется в смысле месторождения полезного ископаемого. Оно соответствует определению — «бассейн подземных вод — это подземная емкость с определенными коллекторскими свойствами, заполненная водой». Границами такого бассейна являются геологические границы коллекторов

Бассейны подземных вод в данном определении могут быть приурочены как к отрицательным, так и к положительным геологическим структурам и формам рельефа; подземный сток в бассейнах может быть направлен, как к центру от приподнятых краевых частей, так и от приподнятого центра к периферии в различные системы гидрографической сети; бассейн подземных вод в одних случаях может представлять собой гидродинамически замкнутую структуру с соответствующим типом водного баланса. В других случаях бассейн представляет собой структуру гидравлически тесно связанную с другими бассейнами общностью областей питания или разгрузки.

Мы, с учетом опубликованных классификаций, различаем следующие типы бассейнов по условиям скопления подземных вод.

Артезианские бассейны — бассейны преобладающего распространения пластовых подземных вод.

Бассейны трещинных вод — бассейны преобладающего распространения трещинно-жильных вод.

Бассейны трещинно-пластовых вод — переходные (промежуточные) между двумя названными типами бассейнов. Промежуточный тип бассейна может иметь как мульдообразное синклинальное строение, так и занимать положительные формы рельефа.

Супербассейны — наложенные бассейны вулканогенных структур. Вулканогенные структуры могут быть наложены на артезианские бассейны и бассейны трещинных вод. Таковы лавовые плато Армении, Камчатки, Витимское плато, Забайкалье и др.

Криогенными бассейнами могут быть все вышеназванные типы бассейнов, если они находятся в области распространения толщи многолетнемерзлых пород.

Размещение на территории СССР бассейнов подземных вод разного типа подчинено известной закономерности. Основными типами бассейнов для платформенных областей, предгорных равнин, межгорных впадин являются артезианские бассейны — порово-пластовые скопления. Они приурочены к слоистым осадочным толщам чехла. Платформенные области, таким образом, являются крупными сложными артезианскими бассейнами, которые содержат ряд этажно расположенных водоносных горизонтов различной мощности с различным количеством и качеством подземных вод.

Для горно-складчатого пояса и обнаженных на поверхности земли поднятий фундамента платформ характерно развитие бассейнов трещин-

ных вод, вода содержится в трещинах изверженных, метаморфических сильно дислоцированных пород различного генезиса.

На большей части территории СССР подземные воды дренируются гидрографической сетью на различных высотных отметках и региональные водоразделы поверхностного стока совпадают с водоразделами подземного стока также как и региональные базисы дренирования.

Сток подземных вод, как и поверхностных, направлен от краевых и внутренних областей питания: а) в северном, северо-западном и б) в южном, юго-восточном направлениях.

Для некоторых регионов подземный сток не имеет непосредственного выхода в окружающие сушу моря и океаны и составляет замкнутые бассейны. На этом основании, вслед за гидрологами, мы различаем следующие региональные бассейны подземного стока:

1. Атлантического океана;
2. Северного Ледовитого океана;
3. Тихого океана;
4. Замкнутый бессточный бассейн.

Внутри каждого из них могут быть выделены бассейны подземного стока второго и третьего порядков.

Для некоторых положительных структур земной коры наблюдается асимметрия поверхностного и подземного стоков в связи с более интенсивной трещиноватостью пород по простиранию, а не по падению пластов (Урал), или гидравлическая разобщенность горно-складчатых и равнинных территорий (Копет-Даг, Казахстан и др.). Имеет место несовпадение структурных рубежей с гидрогеологическими.

Границы платформенных и горно-складчатых областей приняты нами в соответствии с Тектонической картой Европы масштаба 1 : 5 000 000, изданной в 1966 г., где они совпадают часто с краевыми или с глубинными разломами, с контактом чехла и фундамента на поверхности земли. Эти границы не везде получили гидрогеологическое обоснование и являются условными.

Связь и разобщенность платформ с горно-складчатыми обрамлениями объясняют расхождение гидрогеологических характеристик однотипных структур (предгорных прогибов) и выявляют влияние прилегающих территорий на формирование подземных вод, что следует иметь ввиду при составлении водных балансов равнинных территорий. В качестве примера можно сослаться на предгорные артезианские бассейны Крымско-Кавказской складчатой области (Терско-Кумский, Азово-Кубанский, Северо-Крымский), которые по условиям формирования подземных вод и их зональности тесно связаны с указанными горными областями откуда в их пределы поступает громадное количество воды в виде поверхностного и подземного стоков. Имеются и другие условия взаимосвязи горно-складчатых структур с прилегающими к ним предгорными артезианскими бассейнами. Так, как уже было отмечено, для Уральской гидрогеологической складчатой области характерно наличие регионально выдержанных меридиональных структур синклинального и антиклинального типов, разделенных мощными и интенсивно обводненными тектоническими зонами, которые служат основными коллекторами подземных вод Урала. Наличие указанных структур определяет в основном субмеридиональное направление стока подземных вод Урала. Сток подземных вод в направлении краевых прогибов, особенно Предуральского, сильно затруднен. В этих условиях артезианские бассейны, приуроченные к краевым прогибам Урала, в отношении условий формирования и зональности подземных вод, более тесно связаны с платформами и в значительно меньшей степени с Уралом. В связи с этим при районировании Предуральский краевой прогиб отнесен к Восточно-Европей-

скому артезианскому бассейну, а Зауральский — к Западно-Сибирскому.

Таким образом, предгорные артезианские бассейны, в зависимости от конкретной гидрогеологической обстановки, в одних случаях при гидрогеологическом районировании отнесены к гидрогеологическим складчатым областям, в других — к сложным плотформенным артезианским бассейнам.

В соответствии с указанными региональными направлениями подземного стока изменяется глубина залегания подземных вод от 20—50 м в предгорных южных частях, до 5 м и менее в северных и северо-западных частях территории СССР. Подземный сток отсутствует в высокогорных массивах и на равнинных территориях при распространении на поверхности глинистых толщ. На остальной части территории величина и интенсивность подземного стока изменяются в широких пределах, в зависимости от климата, рельефа и водно-физических свойств пород.

Рассмотрев закономерности распространения и залегания подземных вод, мы убеждаемся, что структурный план земной коры определил положение гидрогеологических областей с разными условиями распространения и залегания подземных вод. Кроме структурных условий при выделении областей учитывались фактор глубокого промерзания земных недр и наличие вулканических покровов.

В качестве главных гидрогеологических особенностей платформ отмечается наличие двух гидрогеологических этажей, сооответствующих фундаменту и чехлу. Платформенные чехлы, как правило, разделены региональными водоупорами или толщами многолетнемерзлых пород на два или более гидрогеологических этажа, не всегда совпадающих со структурными этажами и не всегда гидравлически связанных между собой. Однако чаще всего гидрогеологические этажи характеризуются своеобразными гидродинамическими, гидрохимическими и геотермическими режимами, что указывает на их гидрогеологическую автономию. В верхнем этаже большое влияние на подземные воды оказывают экзогенные процессы, которые на большой глубине сказываются незначительно или не сказываются совсем. В нижнем этаже преобладает седиментационный режим.

Сопоставление региональной конфигурации пьезометрической поверхности этажно расположенных водоносных горизонтов и комплексов друг с другом и орографическим планом поверхности чехла и фундамента показывает, что все водоносные горизонты и комплексы находятся в различных физических условиях, что обуславливает градиенты таких параметров подземных вод как давление, температура, минерализация, газонасыщенность и т. п. Величина и направление этих градиентов в плане и разрезе чехла платформ весьма различны и нет никаких оснований при дальнейших исследованиях постулировать артезианские бассейны платформенного типа, как единые водонапорные системы с четко выраженной гидродинамической и гидрогеохимической зональностью. Скорее это совокупность водонапорных систем, принципиально различающихся источниками энергии движения подземных вод на различных глубинах, особенностями ее проявления, генезисом подземных вод, а иногда и инверсионным соотношением планов распределения напряженности коллекторов подземных вод и орографического плана поверхности чехла или фундамента. Такая закономерность более соответствует понятию гидродинамической и гидрогеохимической структур бассейнов подземных вод, которыми мы и пользуемся в данной работе.

Для указанных структур вертикальная неоднородность имеет характер близкий к зональному с весьма широким диапазоном глубин залегания зон и их мощности, зависящих от стадии геологического разви-

тия региона. Природу этой зональности мы не отождествляем с ранее принятой в гидрогеологии зональностью активного, замедленного и весьма замедленного водообмена, так как специфику гидродинамического режима, в частности, мы связываем не только с интенсивностью водообмена, но и с энергетической основой движения подземных вод, определяющих не только динамику, но и генетическую основу формирования подземных вод в целом.

Для верхней толщи чехла, соответствующей по мощности глубине эрозионного вреза, гидродинамические градиенты изменяются в соответствии с рельефом поверхности. Области повышенных гидростатических напоров соответствуют водораздельным пространствам, а пьезоминимумы приурочены к речной сети. Движение вод осуществляется вследствие инфильтрации атмосферных осадков и перепада гидростатического давления (пластовые давления здесь меньше величины гидростатического давления). Господствуют нисходящее и горизонтальное направления движения. Абсолютные отметки нижней границы зоны проявления инфильтрационного режима изменяются в широком пределе. Наибольшие значения их свойственны допалеозойским платформам.

В нижеследующей толще характер указанных соотношений в зависимости от приуроченности точек наблюдений к различным орографическим элементам поверхности изменяется в соответствии с гидродинамической схемой А. Н. Мятиева. Здесь различие условий по напряженности коллекторов соответствует рельефу фундамента, смене фациального состава, мощности глинистых толщ и могут быть инверсионными рельефу поверхности чехла. Основным фактором формирования гидродинамической обстановки являются процессы диагенеза и эпигенеза. Им свойственна восходящая миграция растворов главным образом седиментационного генезиса.

Приведенные данные указывают на отсутствие латерального движения подземных вод в пределах толщи соответствующей нижней части разреза чехла. Здесь гидродинамические условия имеют характер аномально высоких пластовых давлений, причиной которых является восходящее движение глубинных флюидов. Основными источниками флюидов являются седиментационные, метаморфогенные растворы. В толще нижней части разреза чехла имеет место гидродинамическая разобщенность водоносных комплексов положительных и отрицательных структур фундамента. Разумеется, что гидродинамические схемы для нижней части разреза чехла, построенные на основании существующих методов и формул, отражают только гидродинамический потенциал, изменения величины которого по площади не являются доказательством направления и тем более скорости движения подземных вод.

В связи с указанной закономерностью, большое значение для понимания глубинной динамики приобретает структурный и литологофациальный анализы платформенного чехла, рельефа фундамента и химического состава подземных вод. Для повышения точности карты пьезоизогипс и расчетных схем ресурсов подземных вод необходимо при их построении учитывать вертикальную взаимосвязь подземных вод и структурно-орографический фактор.

При рассмотрении гидрогеохимической структуры платформенных областей отмечается зависимость ее от генезиса подземных вод, глубины их залегания, фильтрационных свойств, химической активности и сорбционной способности водовмещающих пород. Закономерным является смена, в направлении сверху вниз, пресных вод (до 1 г/л) солоноватыми и солеными водами (до 35 г/л) и рассолами (более 35 г/л). Распространение и мощность толщ с водами разной минерализации изменяется в широких пределах, в связи с чем выделяются территории с одно-,

двух-, трехзональным гидрогеохимическим разрезом и территории с «обратной» гидрогеохимической зональностью.

Установлены случаи гидрохимической инверсии, деминерализации подземных вод с глубиной и несоответствия минерализации подземных вод степени метаморфизации их состава. Возраст воды, как правило, моложе возраста водовмещающих пород. Инверсионный гидрогеохимический разрез свойственен периферическим частям платформенных областей.

Распространение верхней зоны пресных вод, мощностью 200—300 м (аномально до 2000 м), имеет прерывистый характер, связанный с широтной климатической зональностью. Преобладающее распространение имеют соленые воды и рассолы хлоридного, хлоридно-сульфатного и сульфатного состава. Особенно разнообразны по химическому составу солоноватые и соленые воды.

Региональной закономерностью является наличие пояса термальных, минеральных вод и углекислых источников, совпадающих по распространению с молодыми тектоническими областями и регионами проявления новейших тектонических движений.

По интенсивности тепловых полей водонапорные системы пластового типа подразделяются на две большие группы: 1. Системы древних платформ, сочлененных с ними краевых прогибов и межгорных впадин, выполненных палеозойскими осадочными породами. В этих структурах плотность тепловых потоков не превышает 1—1,2 кал/см^2·с; температурный градиент, как правило, бывает менее 2,5° С/100 м. Указанные особенности приводят к тому, что в основании осадочного чехла максимальные температуры достигают обычно 50—75° С, реже до 100° С (лишь в наиболее глубоких частях прогибов — до 150° С). 2. Системы эпипалеозойских плит, сочлененных с ними краевых прогибов и межгорных впадин, выполненных мезо-кайнозойскими породами. В этих структурах плотность теплового потока, как правило, составляет более 1,2 кал/см^2·с и температурный градиент превышает 2,5—3° С/100 м, а максимальные температуры в основании осадочного чехла достигают 100—200° С, в наиболее глубоких частях прогибов и впадин 250—300° С.

Характерной особенностью водонапорных систем пластового типа является постепенность изменений плотности теплового потока и температурного градиента по площади и на глубину. Лишь в тектонически нарушенных зонах создаются локальные геотермические и гидрогеохимические аномалии, которые характеризуются разгрузкой глубокозалегающих вод, подводящих к поверхности тепло и обладающих химическим и газовым составом не свойственным водам верхних горизонтов.

Анализ термограмм для разновозрастных платформенных структур показал, что климатические особенности четвертичного периода могли оказать (и оказали) влияние на температурные условия недр того или иного района на значительные глубины, порядка 2—3 км. Оказалось, что чем ниже среднегодовая температура местности, тем сильнее сдвиг термограммы в сторону пониженных температур (особенно заметно это в зоне развития многолетнемерзлых пород). С глубиной рост температуры начинает зависить от теплофизических свойств пород. Особенно ярко это выражено в районах древних щитов, где термограммы имеют крутой наклон, обусловленный повышенной теплопроводимостью пород.

Горно-складчатый пояс проходит через всю территорию СССР. В качестве главных гидрогеологических особенностей горно-складчатого пояса, как и платформ, отмечается наличие двух комплексов соответствующих фундаменту и геосинклинальному или орогенному комплексам. Эти последние характеризуются складчатыми системами и унаследован-

ными или наложенными впадинами, сложенными обломочными породами, образовавшимися в наземных или подводных условиях.

Трещинные воды инфильтрационного происхождения, связаны с экзогенной трещиноватостью пород складчатых систем, изменяющейся по мощности в широких пределах, и трещинно-жильные воды зон разрывных тектонических нарушений. Ресурсы и состав формируются в соответствии с климатическими поясами. С высотой, до известного предела, увеличивается модуль подземного стока, уменьшаются минерализация и температура воды.

Подземные воды глубокой циркуляции проявляют себя в виде локальных очагов разгрузки, характерных для районов, испытавших интенсивное влияние неотектонических движений. Очаговый тип разгрузки предполагает восходящий ток подземных вод по зонам тектонических нарушений со значительной глубины к поверхности. Породы, окружающие зону нарушения, играют роль относительных водоупоров, препятствующих латеральной фильтрации.

По температурным условиям бассейны трещинно-жильного типа подразделяются на: 1) системы бассейнов современного вулканизма с температурами термальных вод в очагах разгрузки до 200—300° С и более; 2) активизированные в кайнозое системы вне пределов современного вулканизма с температурами термальных вод в очагах разгрузки до 100° С.

Общей закономерностью для горно-складчатых областей является согласованность проявления водоносности с главными структурными элементами. Тектонические структуры положительного знака совпадают с повышенной водообильностью, по сравнению с синклинальными зонами. Повышенная водообильность свойственна зонам повышенной тектонической активности и глубинных разломов. Подземный сток также подчинен структурным элементам.

Пластовые воды приурочены к межгорным впадинам, которые имеют много общих черт с артезианскими бассейнами платформ. Межгорные впадины весьма различны по возрасту как фундамента, так и чехла, гипсометрическому положению, условиям формирования в них подземных вод. В зависимости от размера межгорных впадин, физико-географического их положения, фильтрационной неоднородности, генезиса и состава заполняющих их пород, а также в зависимости от роли подземного стока, уходящего за пределы впадины в расходной части ее водного баланса, существенно изменяется количество и качество подземных вод.

Приведенный обзор достаточно отчетливо выявляет зависимость распределения и скопления подземных вод от геолого-структурных условий земной коры. Этот вопрос рассмотрен во многих работах, где он в принципе решается однозначно. Исходя из этого, за основу гидрогеологического районирования обоснованно принимают тектоническую карту. Вместе с тем, вопрос об истинном соотношении гидрогеологических и тектонических подразделений не имеет ясности и нуждается в рассмотрении.

Гидрогеологические подразделения, как мы убедились, могут быть выделены по многим показателям: условиям скопления подземных вод, водоразделам подземного стока, количеству и качеству подземных вод, условиям их формирования. Подразделения, выделенные по всем этим характеристикам, не всегда совпадают между собой и с тектоническими подразделениями, чем и объясняется отсутствие классификаций тектонических подразделений по гидрогеологическим условиям. Тем не менее, такая классификация способствовала бы большей направленности поисков и разведки подземных вод и обоснованию прогнозов.

В настоящее время разрабатывается схема гидрогеологического районирования территории СССР по результатам районирования всех гидрогеологических областей.

Контрастность гидрогеологических условий каждой гидрогеологической области выявляется эмпирически по комплексу гидрогеологических показателей, доступных для непосредственного анализа. Используя для предварительного районирования геолого-структурный принцип гидрогеологического районирования, необходимо выявить все историко-генетическое разнообразие выделенных единиц.

Имеет место известное соответствие гидрогеологических и структурных границ, особенно для горно-складчатых территорий. В то же время в названиях районов кроме структурных много географических определений, особенно для районов второго порядка. Это объясняется стремлением авторов увязать границы районов не только с границами структур, но и с границами бассейнов подземного стока, что связано с трудностями. Они заключаются в различном соотношении структур фундамента и чехла у древних и молодых платформ и особенностях их платформенного режима.

Свойственная молодым платформам согласованность структурных планов фундамента и чехла, большая тектоническая активность, большие скорости, интенсивность и размах тектонических движений, проявляется в наличии резкой гидрогеологической дифференциации, связанной с разрывными нарушениями (Туранская плита), а при их отсутствии структурная контрастность гидрогеологических условий не наблюдается (Западная Сибирь). Гидрогеологические районы второго порядка здесь могут быть намечены по бассейнам подземного стока.

Для древних платформ, как известно, складчатая структура фундамента совершенно не проявляется в формировании структурных форм платформенного чехла. Структуры свойственные чехлу являются наложенными. Следствием этого является отсутствие четких, единых для всего гидрогеологического разреза чехла структурных границ между гидрогеологическими районами. Контрастность гидрогеологических условий часто связывается авторами с фациальным составом водоносных комплексов или гидродинамическими условиями.

Таким образом, схема гидрогеологического районирования иллюстрирует региональную закономерность размещения подземных вод в связи с проявлением тектонических режимов земной коры и фациальным составом водовмещающих пород. Эти признаки не всегда определяют генетическую сущность формирования подземных вод. Поэтому выделенные районы часто обладают тождественными или близкими особенностями и для того, чтобы противопоставлять однотипные районы, необходимо сгруппировать их на базе одного характерного признака — генетического. В этом смысле принципиальное значение имеет смена тектонических режимов, поскольку с нею связано соотношение вод инфильтрационного и седиментационного генезиса.

Нижняя граница проникновения инфильтрационных вод обычно весьма подвижна. В одних случаях зона подземных вод инфильтрационного генезиса (зона гидростатических давлений) достигает максимального развития, а мощность зоны геостатических давлений при этом сокращается до минимума. В других случаях соотношение мощностей этих зон оказывается иным. Таким образом, условия формирования подземных вод существенно изменяются с глубиной в разрезе одного бассейна, что осложняет обоснование границ гидрогеологических районов или обязывает к выделению их раздельно для верхнего и нижнего гидрогеологического этажа, с использованием различных критериев.

Заметим, что соотношение вод инфильтрационного и седиментационного генезиса зависит в первую очередь от физико-географических, особенно климатических особенностей, а затем уже, от структурных. Поэтому, для выявления генетической сущности формирования подземных вод выделенных районов необходима их типизация на основе морфоструктурных и морфометрических карт с учетом взаимного пространственного расположения гидрогеологических районов.

Сравнительный анализ платформенных и горно-складчатых областей позволяет, в первом приближении, наметить основные типы гидрогеологических областей и районов.

Молодые платформы отличаются преобладанием седиментационного режима над инфильтрационным с более низким, сравнительно с более древними платформами, общим фоном минерализации, более медленным нарастанием ее с глубиной и меньшей мощностью зоны пресных вод. Они причленяются к древним континентальным платформам, ограничены (преимущественно) молодыми геосинклиналями и почти не имеют границ с океаном. При отсутствии океанических границ, то есть взаимодействия с поверхностной гидросферой (Туранская плита), возникают бассейны подземных вод с затрудненным стоком и своеобразной структурой баланса подземных вод.

Для древних платформ характерно развитие карбонатных и галогенных формаций и, как следствие, высокий общий фон минерализации и метаморфизации рассолов с высокими градиентами нарастания их с глубиной. Характерно наличие высоко метаморфизованных рассолов локального распространения. Вместе с тем, наблюдается большая мощность зоны пресных вод в связи с преобладанием инфильтрационного режима подземных вод над седиментационными. Наличие океанических границ обеспечивает наиболее благоприятные условия водообмена и, следовательно, большое значение в развитии гидрогеологических условий отдельных районов имеет положение их в пространстве.

Таким образом, платформенные области автономны в гидрогеологическом отношении. Наибольшая гидрогеологическая контрастность платформенных областей наблюдается в краевых и внутриплатформенных структурах, где пространственно связываются наиболее резко различающиеся тектонические режимы.

Выделяются три основных типа районов, различающихся условиями скопления и процессами формирования подземных вод, которые целесообразно назвать по особенностям тектонического режима и положения данного района среди других сопредельных.

1. Щиты древних платформ и складчатые системы, входящие в фундамент молодых платформ; 2. Краевые структуры платформ (передовые и авлакогенные прогибы и глубокие впадины склонов платформ — синеклизы); 3. Внутриплатформенные структуры (синеклизы, внутриплатформенные прогибы, антеклизы, валы).

В состав горно-складчатого пояса входят 14 гидрогеологических областей, представляющих комплекс поднятий различной формы и величины, разделенных депрессиями тоже различной формы и величины. В процессе геосинклинального и орогенного режимов наблюдается различная интенсивность восходящих тектонических движений, вследствие чего эти поднятия имеют различную высоту и различные формы рельефа — от резко расчлененных высокогорий до холмистых денудационных равнин, с существенно различными условиями скопления подземных вод. Смена дифференциации движений по скорости и знаку в процессе развития области ведет или к выравниванию рельефа и созданию плоскостей выравнивания при затухании восходящих движений, или к резкой расчлененности рельефа при значительной интенсивности поднятий.

Относительно незначительную площадь, сравнительно с поднятиями в складчатых системах занимают унаследованные впадины и прогибы. Во впадинах накапливаются осадочные отложения континентального и морского генезиса, мощность которых достигает 3000—5000 м. Они содержат наибольшие скопления подземных вод различного генезиса с разнообразным гидрохимическим разрезом чехла.

Следуя сказанному, гидрогеологические области горно-складчатого пояса, в зависимости от интенсивности горообразования и развития межгорных впадин, группируются в три основных типа: 1. Области распространения бассейнов трещинных вод орогенного пояса с интенсивно восходящими движениями (области V, VII, IX, XI, XII, XIII); 2. Области распространения бассейнов трещинных и трещинно-пластовых вод орогенного пояса характеризуются слабыми восходящими движениями (области XIX, XIV); 3. Области распространения бассейнов трещинно-пластовых вод геосинклинального пояса — альпийского и тихоокеанского (области XV, XVI, II, IV).

Типизация гидрогеологических районов выделенных в пределах типовых областей базируется на двух признаках — морфологическом для районов гор (поднятий) и генетическом — для районов межгорных впадин. Горы подразделяются на: а) высокогорье — с интенсивным расчленением рельефа; б) среднегорье и низкогорье. Межгорные впадины независимо от размера и формы их, состава и возраста заполняющих их пород типизируются в зависимости от генезиса подземных вод на три основных типа: седиментационный, инфильтрационный и инфильтрационно-седиментационный.

Определение понятия «гидрогеологический район» было сформулировано Н. И. Толстихиным и И. К. Зайцевым: «Естественный гидрогеологический район — бассейн подземных вод того или иного типа (или типов), т. е. участок поверхности и недр земли, характеризующийся общностью условий формирования и включающий области питания и разгрузки подземных вод» (1957 г.). Эта формулировка, как видно из предыдущего, не соответствует эмпирической схеме районирования, хотя бы уже потому, что объединяет понятия «бассейна» и «района», имеющие разное содержание и критерии выделения. Более точное определение гидрогеологического района должно звучать так: «гидрогеологический район — это участок земной коры определенного типа тектонического режима, где основные гидрогеологические параметры сбалансированы в конкретных условиях и где формирование подземных вод связано с природными ограничениями так, что связи внутри района сильнее связей между отдельными составляющими различных районов».

В такой формулировке это понятие имеет генетическую основу, поскольку процессы формирования подземных вод связываются в данном случае не только с питанием и разгрузкой подземных вод, но и процессами седиментации и эпигенеза, характерными для глубинных условий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аннсимова Н. П. Температура донных отложенн как показатель мощности подозерных таликов (на примере Лено-Амгиискоro междуречья).— В кн.: Матерналы VIII всесоюз. межведомств. совещ. по геокриологин. Вып. 3, Якутск, 1966, с. 188—197, с ил.

Архангельскнй Б. Н. Условия формирования подземных вод артезнанских бассейнов Русской платформы.— В кн.: Труды научн.-техн. совещ. по гидрогеол. и инж. геол. Вып. 1. М., с. 66—70, с ил.

Аскаров А. Г., Дурмишьян А. Г. О разновидиости глубинных термальиых вод, выявленных в ходе разведочного бурения на нефть и газ.— В кн.: Региональная геотермия н распространения термальных вод в СССР. М., 1967, с. 175—177, с ил.

Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская обл.). М.— Иркутск, Изд. ГУГК, 1967, 176 с., с нл.

Бабошина О. В. Гидрогеологические показатели перспектив нефтегазоносности.— «Труды ВНИГРИ». 1968, вып. 262, с. 193—234, с ил.

Баранов И. Я. Многолетняя мерзлота Северо-Европейской частн СССР.— В кн.: Север Европейской части СССР. М., 1966, с. 115—122, с ил.

Башарина Л. А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шевелуча.— «Труды Лабор. вулканиол. АН СССР». Вып. 13, 1958, с. 155—159, с нл.

Богатков Н. М. Гидрогеологическое районирование Приамурья.— В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеол. исследования на Востоке СССР. М., 1967, с. 69—80, с ил.

Богданов Г. Я., Овчиинников А. М. Очаги разгрузки рассолов веидскомонского комплекса Ангаро-Ленского бассейна н нх роль в формированин нефтяных и газовых залежей.— В кн.: Матерналы пятого совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Тюмень, 1967, с. 88—89, с ил.

Богданова Л. Л. О роли химического состава атмосферных осадков в формировании трещнных вод коры выветривания горных сооружений Забайкалья.— В кн.: Формнрование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967, с. 69—73, с ил.

Богомолов Н. С. Подземные воды зон тектонических разрывов Читинской области.— В кн.: Методика гидрогеологических нсследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966. с. 241—245, с ил.

Бочевер Ф. М., Ковалева И. В. Об условиях питания и режима подземных вод каменноугольных отложений Московского артезианского бассейна — «Сов. геология», 1966, № 9, с. 28—42.

Вакин Е. А. Условия обводненности некоторых вулканических сооружений Юго-Восточной Камчатки.— В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, с. 161—167, с нл.

Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии области многолетнемерзлых пород и основные ее проблемы.— В кн.: Методика гидрогеологнческнх исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 16—28, с ил.

Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология). М., «Недра», 1970, 325 с., с ил.

Веселовская М. М. Корреляция древних толщ восточных и центральных областей Русской платформы по характеру эпигенетических изменений и специфике магматнческих образований.— «Сов. геология», 1967, № 1, с. 113—120, с ил.

Волкова М. А. Минеральные воды Красноярского края.— В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири н Дальнего Востока. М., 1967, с 146—153. с нл.

Герасимова М. И., Иванова Л. М., Сыроквашина Я. А. Подземные условия н естественные ресурсы СССР. М., 1967, с. 126—138, с ил.

Геология Сибирской платформы. Под ред. И. И. Краснова, М. М. Лурье, В. Л. Месайтиса. М., «Недра», 1966, с. 447, с ил.

Гидрогеологическое районирование и гидрогеологнческие условия Советского сектора Арктики.— В кн.: Геология и полезн. ископ. севера Сибирск. платформы. Л., 1971, с. 92—105, с нл.

Гидрогеология Прибайкалья. М., «Наука». 1968, 170 с., с нл.

Гидрогеология СССР. Монография в 45 томах. М., «Недра», 1964—1972.

Гинзбург Г. Д. Гидрогеологические особенности северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 116—124, с ил.

Гирфанова О. М. О деятельности тионовых бактерий в подземных водах Западного Саяна и Западного Танну-Ола.— В кн.: Формирование и геохимня подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967, с. 185—188, с ил.

Гордасников В. Н., Троицкий В. Н. Средне-Русский авлакоген — стержневая структура Московской синеклизы.— «Сов. геология», 1966, № 12, с. 50—59.

Грубов Л. А. Некоторые гидрогеологические характеристики мезозойскнх отложенний восточной части Якутского артезианского бассейна в связи с их нефтегазоносностью.— «Труды ВНИГРИ», 1966, вып. 249, с. 252—256, с нл.

Гуцало Л. К., Кривошея В. А. Нефтегазопоисковое значение сульфатов

в подземных водах Донецко-Днепровской впадины.— «Сов. геология», 1966, № 12, с. 110—115, с ил.

Дзес-Литовский А. И. Соляной карст СССР. Л., «Недра», 1966, 167 с., с ил.

Ефимов А. И., Колдышева Р. Я. Влияние озера Байкал на мерзлотно-гидрогеологические условия Прибайкалья.— В кн.: Материалы VIII Всесоюз. совещ. по мерзлотоведению. Вып. 3, М., 1966, с. 111—116, с ил.

Загорская Н. Г. Физико-географическая характеристика островов Советской Арктики.— В кн.: Геология СССР. Т. 26. М., 1970, с. 27—54, с ил.

Зайцев И. К. К вопросу о гидродинамике артезианских бассейнов.— «Докл. геогр. об-ва», 1967, вып. 2, с. 24—33, с ил.

Закономерности распространения и ресурсы минеральных вод Тувы.— В кн.: Материалы V совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Тюмень, 1967, с. 138—139, с ил.

Зотиков И. А. Геотермический поток тепла и донное таяние ледников.— В кн.: Геотермические исследования. М., 1966, с. 113—118, с ил.

Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., «Недра», 1964, 168 с.

Иванов В. В. О роли подземных вод в газогидротермальной деятельности областей современного вулканизма.— В кн.: Современный вулканизм. Т. I. М., 1966, с. 174—185, с ил.

Иванов В. В. Гидрогеотермальные извержения и гейзеры областей современного вулканизма (Камчатки, Исландии. Новой Зеландии).— В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967, с. 130—138, с ил.

Калугина О. Я., Калугин П. И. Копетдагское обрамление Южно-Каспийского и Каракумского артезианских бассейнов. — «Изв. АН ТССР», Сер. ФТХ и ГН, 1968, № 2, с. 75—83.

Караванов К. П. Методика составления гидрогеологической карты (на примере южной части Хабаровского края и Амурской области).— В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 266—278, с ил.

Караванов К. П. Гидрогеологическое районирование Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на востоке СССР. М., 1967, с. 165—175, с ил.

Касаткин Д. П. Геологические результаты аэромагнитной съемки юго-восточной части Русской платформы и ее складчатого обрамления.— «Сов. геология», 1966, № 10, с. 69—73, с ил.

Кириллова Е. Ф. Подземные воды Приморского края.— В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 257—266, с ил.

Кирюхин В. А. Гидрогеологические особенности юга Дальнего Востока.— «Докл. геогр. об-ва», 1967, вып. 2, с. 78—87, с ил.

Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., «Наука», 1967а, 133 с., с ил.

Киссин И. Г. О типах гидродинамического режима в подземной гидросфере.— «ДАН СССР», 1967б, т. 175, № 5, с. 1123—1126.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. О возможности генерализации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах.— «ДАН СССР», 1967, т. 174, № 2, с. 451—455.

Климатические справочники СССР. Вып. 22, 23. М., Гидрометеоиздат, 1966, с. 273, с ил.

Колдышева Р. Я. Водоносная трещиноватая зона области распространения многолетнемерзлых толщ Бурятии.— В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., 1967, с. 113—117, с ил.

Колдышева Р. Я. Условия залегания многолетнемерзлых пород в байкальских впадинах и некоторые особенности их формирования.— В кн.: Вопросы инженерной геокриологии. М., 1969_1, с. 42—64, с ил.

Колдышева Р. Я. Байкальская водонапорная система.— «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1969_2, № 11, с. 101—108.

Колдышева Р. Я. Систематизация минеральных вод Байкальской водонапорной системы по газовому и химическому составу в различных геолого-структурных условиях.— В кн.: Материалы VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. (Тезисы докл.). Иркутск — Хабаровск, 1970, с. 52.

Коляда М. Н. Оценка эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод артезианских бассейнов Восточной Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 287—293, с ил.

Котов В. С., Матвеенко В. Н. Геотермические условия и ресурсы термальных вод Азово-Кубанского нефтегазоносного района — В кн.: Региональная геометрия и распространение термальных вод СССР. М., 1967, с. 94—102, с ил.

Краморенко В. Н., Захарчук С. М. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юга Украины в свете новых даниых.— «Сов. геология», 1967, № 2, с. 67—72, с ил.

Куделин Б. И. Принципы регнональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., МГУ, 1970, с. 344, с нл.

Лагутин Е. И. Некоторые региональные закономерности формирования химического состава подземных вод Тянь-Шаня.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Киргизской ССР. Вып. 1. Фрунзе, 1971, с. 57—71, с нл.

Лагутин Е. И. О возможности и некоторых путях применения палеогидрогеологического анализа в условиях Тянь-Шаня.— «Гидрогеол. и инж. геол. аридной зоны СССР», 1969, № 9, с. 32—37, с ил.

Лагутин Е. И. Новые данные о химическом составе атмосферных осадков Северного Тянь-Шаня.— «ДАН СССР», 1967, т. 173, № 6, с. 1426—1431.

Лагутин Е. И., Королев В. Г. Опыт палеогидрогеологической реконструкции Тянь-Шаня.— «Изв. АН КиргССР», 1967, № 3, с. 30—35.

Лебедев В. И. К седиментационно-генетической теории образования хлоридно-кальциевых вод.— «Вестник ЛГУ», 1966, № 6, с. 26—40.

Лешиков Ф. Е., Зарубин Н. Е. Геокриологические условия Прибайкалья.— В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., 1967, с. 51—70, с ил.

Ломоносов И. С., Яснитская Н. В., Копылова Н. М. Особенности микрокомпонентного состава азотных терм Прибайкалья в связи с вопросами их формирования.— В кн.: Материалы V совещ. по подземным водам Снбирн и Дальнего Востока. Иркутск—Тюмень, 1967, с. 145—146.

Лурье А. И. Гидрогеотермические условия северо-западной части внешией зоны Предкарпатского прогиба.— «Труды Укр. НИИГАЗ». Вып. 2. 1966, с. 240—243, с ил.

Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Снбири. М., «Наука», 1968, с. 119—120, с ил.

Малнй В. А. Районирование территории Иркутской области по типам режима подземных вод.— В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Снбирн и Дальнего Востока. М., 1966, с. 340—345, с ил.

Мартьянова Г. И. Гидрогеологическое районированиие восточной части Северного Таджикистана.— В кн.: Вопросы гидрогеол. и гидрохимин. Л., 1966, с. 107—117, с ил.

Мельников П. И. О глубине промерзания верхней зоны земной коры на территории Якутской АССР.— В кн.: Труды второго совещ. по геотерм. исслед. в СССР. М., 1966, с. 110—113, с нл.

Многолетнемерзлые горные породы Станового нагорья и Витнмского плоскогорья. М., «Наука», 1967, с. 168, с ил. Авт.: И. А. Некрасов, С. И. Заболотина, И. В. Климовский и др.

Мотрич Л. Т., Калмыков П. А. Опыт управления взаимодействнем подземных вод с многолетнемерзлой толщей в целях водоснабження.— В кн.: Материалы VIII всесоюз. межведомств. совещ. по геокриологии. Вып. 2. Якутск, 1966, с. 206—211.

Мышкин Л. П. Гидрогеологнческие условня мезо-кайнозойских отложенний внешней зоны Предкарпатского прогиба в связи с перспективами ее нефтегазоносности.— «Нефтяная и газовая промышленность», 1966, № 2 (26), с. 10—13.

Неизвестнов Я. В., Толстихин Н. И. Влияние криогенеза на формирование подземных вод артезианскнх бассейнов Арктики.— В кн.: Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по мерзлотоведенню. М., 1970, с. 75—78.

Нензвестнов Я. В., Толстнхин Н. И., Томирдиаро С. В. Отрицательно-температурные воды Земли.— В кн.: Тезнсы докл. Всесоюзн. совещ. по мерзлотоведению. М., 1970, с. 78—79.

Неизвестнов Я. В., Толстихин Н. И. Вопросы типизации гядрогеологических структур территории мерзлой зоны.— В кн.: Проблемы гидрогеол. картирования и районнрования. Л., 1971, с. 29—32, с ил.

Некрасов И. А. Криолитозона восточной части Южно-Муйского хребта.— В кн.: Геокриологические условия Забайкальского Севера. М., 1966, с. 2000—212, с ил.

Некрасов И. А. Талики речных долин и закономерности их распространения на примере бассейна р. Анадырь. М., «Наука», 1967, 138 с. с ил.

Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины.— «Труды ВНИГРИ», Вып. 253, М., 1967, 310 с., с ил.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966, 306 с., с ил.

Орлова Л. М., Толстихин Н. И. Артезнанские бассейны Читинской области.— В кн.: Методика гидрогеологнческих исследований и ресурсы подземных вод Сибирн и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 227—236, с ил.

Основные черты тектоники и рельефа погребенного докембрийского фундамента междуречья Днестр-Прут.— «Сов. геология», 1967, № 1, с. 105—112, с ил.

Островский Л. А., Фомин В. М., Гребенщикова Т. Б. Условия формирования термальных вод в области неглубокого залегания складчатого фундамента.— В кн.: Труды II совещ. по геотерм. исслед. в СССР. М., 1967, с. 204—207, с ил.

О технических связях структурных элементов Скифской и Туранской плит в пределах Северного Прикаспия.— «Сов. геология», 1967, № 1, с. 30—46, с ил.

Перспективы открытия новых нефтегазоносных территорий в центральной области европейской части.— «Сов. геология», 1966, № 11, с. 3—9, с ил.

Пигузова В. М., Шебренева Н. А. К методике изучения подземного питания рек районов распространения многолетнемерзлых пород.— В кн.: Исследования подземн. стока в реки. Л., 1966, вып. 113, с. 14—81, с ил

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского бассейна. М., «Наука», 1966, 331 с., с ил.

Плотников Н. И. Разведка пресных подземных вод для целей водоснабжения и орошения. М., Изд. ВСЕГИНГЕО, 1966, 48 с.

Подземные воды Якутии как источник водоснабжения. М., «Наука», 1967, 112 с., с ил.

Подземный сток на территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. М., МГУ, 1966, 302 с., с ил.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л, Гидрометеоиздат, 1969, 333 с., с ил.

Разживин А. Б. О запасах подземных вод на юге Дальнего Востока.— В кн.: Методика гидрогеол. исслед. и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 324—332, с ил.

Райхлин И. Б. Прогнозные эксплуатационные запасы пресных подземных вод артезианских бассейнов Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Методика гидрогеол. исслед. и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 332—340, с ил.

Райхлин И. Б. Буреинский межгорный артезианский бассейн.— В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М., «Наука», 1967, с. 114—122, с ил.

Роговская Н. В., Эфендиева С. Режим грунтовых вод Кура-Араксинской низменности в связи с развитием орошения.— «Сов. геология», 1966, № 7, с. 81—106, с ил.

Романовский Н. Н. Схема подразделения подземных вод области распространения многолетнемерзлых пород.— В кн.: Методика гидрологических исслед. и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 28—41, с ил.

Русаков Д. Ф., Мавринский Ю. С., Брутман В. Ш. Геолого-структурное районирование острова Сахалин.— «Сов. геология», 1967, № 12, с. 54—65, с ил.

Руховец Н. М. О геологическом истолковании гравитационного и магнитного полей Прибалтики.— «Сов. геология», 1967, № 4, с. 129—132, с ил.

Свиточ А. А. Четвертичные отложения междуречья Северного Прикаспия.— «Сов. геология», 1966, № 12, с. 59—71.

Сидоров С. С. Термальные воды Курильских островов.— В кн.: Современный вулканизм. Т. I. М., 1966, с. 211—218, с ил.

Сидоров С. С. Условия формирования и геохимические особенности весьма кислых термальных вод Курильских островов.— В кн.: Формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1967, с. 80—88, с ил.

Славин В. Н. О гидрогеологических условиях района Мархинской опорной скважины на южном склоне Анабарской антеклизы.— «Тр. ВНИГРИ», 1966, вып. 249, с. 240—252, с ил.

Сотников А. В. Гидрогеологическое районирование Западного Казахстана.— В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископ. Зап. Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 225—231, с ил.

Стадник Е. В. Тепловой режим палеозойской водонапорной системы Нижнего Поволжья.— «Сов. геология», 1967, № 1, с. 152—157.

Строение земной коры Советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ.— «Сов. геология», 1967, № 6, с. 59—67, с ил.

Сугробов В. М., Краевой Ю. А. Гидрогеологические особенности и эксплуатационные ресурсы высокотермальных вод Паужетского месторождения.— В кн.: Геотерм. исслед. и использ. тепла Земли. М., 1966, с. 408—415, с ил.

Сухарев Г. М., Власова С. П., Таранухa В. К. Теплофизические свойства горных пород и величины тепловых потоков некоторых районов Бол. Кавказа и Предкавказья.— «ДАН СССР», 1966, т. 171, № 4, с. 851—854, с ил.

Садыков Ж. С. Подземные воды Мугоджар и примугоджарских равнин. Алма-Ата, «Наука», 1966, 415 с.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1 : 5 000 000. М., «Наука», 1966, 487 с., с ил.

Тектоника и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1966, 132 с., с ил.

Тектоническая карта полярных областей Земли.— «Тр. ВНИИГА», 1969

Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967, 456 с., с ил.

Терентьев Е. В. Новые данные о тектонике северной окраины Донбасса и перспективы поисков газоносных структур.— «Сов. геология», 1967, № 3, с. 114—119, с ил.

Толстихин Н. И. Пояс артезианских бассейнов Арктики.— В кн.: Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР. М., 1967, вып. 3, с. 17—24, с ил.

Толстов А. Н. О наличии мерзлых пород по руслам рек в Северной Якутии.— В кн.: Материалы VIII всесоюз. межведомств. совещ. по геокриологии. Вып. 3 Якутск, 1966, с. 211—217, с ил.

Успенская Н. Ю., Табасароянский З. А. Нефтегазоносные провинции СССР. М., «Недра», 1966, 495 с., с ил.

Фомин В. М. Основные задачи геологических организаций по дальнейшему изучению термальных вод СССР.— В кн.: Геотермические исследования в СССР. М., 1967, с. 20—26, с ил.

Фотиев С. М. Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. М., «Наука», 1965, 129 с., с ил.

Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. М., «Недра», 1966, 156 с., с ил.

Ходжикулиев Я. А. Каракумская и Амударьинская нефтегазоносные области.— В кн.: Гидрогеология. Ашхабад, 1966, с ил.

Чистяков А. А. История развития восточной части бассейна р. Зеравшан в неоген-четвертичное время.— В кн: Проблемы геологии и палеографии антропогена М., 1966, с. 133—135, с ил.

Чуприн Н. Е. Девонские отложения Днепровско-Донецкой впадины.— «Сов. геология», 1966, № 9, с. 43—52, с ил.

Шутов Ю. И. Гидрохимическая зональность подземных вод центральной части Главной гряды Крымских гор.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1966, № 5, с. 98—111, с ил.

Эффективность геологоразведочных работ на нефть и газ в Украинской ССР. М., «Недра», 1966, 248 с., с ил.

Эфеидиева М. А. Рельеф кристаллического фундамента под акваторией Балтийского моря по магнитометрическим данным.— «Сов. геология», 1967, № 4, с. 88—95, с ил.

Якобсон Г. П. Гидродинамические особенности продуктивных комплексов Волго-Уральской области и их роль в распределении нефтегазовых скоплений.— В кн: Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., 1958, с. 422, с ил.

Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области.— «Сов. геология», 1966, № 8, с. 38—51 с ил.

Ясько В. Г. Гидрогеологическая зональность артезианских бассейнов забайкальского типа (на примере Оловского и Зюльзинского бассейнов).— В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 236—241.

Ясько В. Г., Богданова Л. Л. Радоновые воды южной части Восточной Сибири.— В кн.: Материалы VI совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск—Хабаровск, 1970, с. 87—88.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Сводный том

Выпуск I

Редакторы издательства: *А. И. Панова, Л. Г. Китаенко, С. Г. Бароянц*

Технический редактор *В. Л. Прозоровская* Корректор *Т. М Столярова и Р П Нечаева*

Сдано в набор 7/V-1975 г.		Подписано в печать 20/I-1976 г.	Т-00074
Формат 70×108¹/₁₆	Бумага № 1	Печ. л. 41,5 с вклейкой	Усл. п. л. 58,1
Уч.-изд. л. 60,37	Тираж 2500 экз.	Заказ № 446/11689—2	Цена 6 р. 39 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»