И.К.ГАВИЧ
А.А.ЛУЧШЕВА
С.М.СЕМЕНОВА-ЕРОФЕЕВА

СБОРНИК ЗАДАЧ ПО ОБЩЕЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ



И.К.ГАВИЧ
А.А.ЛУЧШЕВА
С.М.СЕМЕНОВА-ЕРОФЕЕВА

СБОРНИК ЗАДАЧ ПО ОБЩЕЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ, ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебного пособия для студентов вузов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология»



МОСКВА „НЕДРА" 1985

УДК 556.5(076)

Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова-Ерофеева С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии: Учеб. пособие для вузов — 2-е изд., перераб. и доп.— М.: Недра, 1985.— 412 с., ил.

Во втором издании (1-е изд.— 1964) значительно обновлены и переработаны задачи. Кратко изложены основные теоретические сведения, приведены методические указания, дан необходимый справочный материал по гидрогеологическим расчетам. Введены новые разделы по изучению подземной гидросферы, гидрогеологической стратификации, рассмотрено влияние хозяйственной деятельности на изменение гидрогеологических условий. Предлагаются контрольные вопросы. Цель пособия — закрепить теоретические знания, привить студентам основные навыки обработки и анализа материалов, ознакомить с организацией и проведением лабораторных работ, с приемами построения гидрогеологических карт и т. д.

Для студентов геологических вузов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология».

Табл. 104, ил. 156, список лит.— 50 назв.

Рецензент: *Г. А. Голева,* д-р геол.-минер. наук (Всесоюзный заочный политехнический институт)

Г $\frac{1904060000-266}{043(01)-85}$ 122—85

© Издательство «Недра», 1985

ПРЕДИСЛОВИЕ

Со времени опубликования первого издания учебного пособия прошло более 20 лет. За это время в гидрогеологии произошли важные качественные изменения, связанные с теоретическим развитием гидрогеологии как науки, а также с активным влиянием хозяйственной деятельности человека на окружающую среду, в том числе на подземные воды. Возросло внимание гидрогеологов к проблемам формирования подземных вод, их взаимодействию с атмосферой, поверхностными водами и глубокими зонами земной коры. Значительно расширился круг решаемых практических задач, получили развитие новые задачи, такие, как охрана подземных вод от истощения и загрязнения, рациональное использование подземных вод для водоснабжения, орошения и многие другие. Это способствовало дальнейшему совершенствованию методов гидрогеологических исследований, появлению и развитию новых методологических подходов (в частности, в последние годы в практику гидрогеологических исследований активно внедряется системный подход).

Все это привело к тому, что за последние 10 лет были внесены значительные изменения в учебную программу и построение курса «Общая гидрогеология», который читается на кафедре гидрогеологии МГРИ. Эти дополнения не отражены ни в одном из имеющихся учебников и учебных пособий по «Общей гидрогеологии», поэтому возникла необходимость существенно переработать и дополнить первое издание учебного пособия «Сборник задач по общей гидрогеологии».

Методологическая структура пособия в целом оставлена прежней: в каждой теме вначале кратко рассматриваются теоретические предпосылки для решения задач, далее дается развернутое решение одной или нескольких типовых задач и в заключение приводятся исходные данные для самостоятельного решения каждого типа задач. Но в настоящее издание внесены элементы проблемного обучения в виде контрольных вопросов (после наиболее важных теоретических разделов), логических задач по всем темам и специальная тема 11, где даны контрольные тесты, решаемые студентами с применением технических средств обучения.

Введены новые темы, в том числе связанные с использованием системного подхода в изучении подземных вод (такие, как гидрогеологическая стратификация, гидрогеологические системы, их свойства и процессы, взаимосвязь поверхностных и подземных вод с использованием вероятностно-статистических методов, изучение режима и баланса подземных вод, влияние хозяйственной деятельности на изменение гидрогеологических условий). Дополнены и переработаны другие темы пособия.

Второе издание настоящего учебного пособия составлено в соответствии с новой учебной программой по курсу «Общая гидрогеология» для специальности 0107, но может использоваться при проведении лабораторных и практических занятий по курсу гидрогеологии и для других специальностей.

Цель настоящего пособия — закрепить теоретические знания по курсу, дать методическую основу и привить студентам навыки самостоятельного решения наиболее часто встречающихся гидрогеологических задач, ознакомить их с приемами построения и анализа наиболее распространенных гидрогеологических карт, постановки и проведения лабораторных исследований по изучению основных гидрогеологических свойств горных пород и водоносных горизонтов. Полевые методы изучения подземных вод в пособии не рассматриваются, так как согласно учебному плану они являются предметом курсов «Методы гидрогеологических исследований», «Динамика подземных вод» и др.

При составлении пособия авторы опирались на собственный многолетний опыт ведения научных исследований и учебных занятий в Московском геологоразведочном институте им. С. Орджоникидзе, а также на научные и педагогические традиции, созданные на кафедре гидрогеологии Г. Н. Каменским и А. М. Овчинниковым. Следуя этим традициям, авторы стремились как можно полнее использовать при решении задач современные достижения гидрогеологии, а также применяемые гидрогеологами новые приемы и способы изучения подземных вод.

Темы 1, 2, 5, 6, 7 написаны И. К. Гавич, 3 — А. А. Лучшевой и С. М. Семеновой-Ерофеевой, 4 — С. М. Семеновой-Ерофеевой, 8, 9 — И. К. Гавич и С. М. Семеновой-Ерофеевой, 10 — С. М. Семеновой-Ерофеевой при участии А. А. Лучшевой, 11 — Л. В. Жемерикиной, разд. 6.11 — А. М. Лаврентьевым при участии И. К. Гавич.

Авторы приносят благодарность проф. В. М. Швецу за внимание к работе в процессе создания пособия.

Тема 1

Гидрогеологические системы, их свойства и процессы

В настоящее время при изучении гидрогеологических объектов широко применяется системный подход как общий методологический принцип исследований. Он базируется на использовании общих свойств систем, главным из которых является целостность, т. е. взаимосвязанность и иерархичность, иначе соподчиненность и организованность [2, 5, 37, 45]. На этой основе системный подход при изучении исследуемого объекта позволяет раскрыть его внутреннюю сущность как единого, целостного и сложного множества, имеющего всесторонние и многообразные связи и взаимоотношения внутри себя и с другими объектами. Системность явлений, объектов позволяет в зависимости от целевого назначения исследований различным образом делить их и представлять в виде систем различного содержания и масштаба при условии, что по отношению к этим действиям они не аддитивны.

1.1. ПОНЯТИЕ О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Гидрогеологическая система (ГГС) — это определенно организованная совокупность гидрогеологических элементов, т. е. подсистем, связанных и взаимодействующих между собой и с внешней средой и образующих единое целое [5, 8]. Внешняя среда — это все то, что оказывается за пределами данной системы.

Системы могут быть материальными (природные гидрогеологические объекты) или идеальными, т. е. отображать реальные объекты в представлениях субъекта (знаковые, графические и другие модели гидрогеологических объектов). Например, в качестве материальной системы или гидрогеологического объекта можно представить водоносный горизонт в современных аллювиальных отложениях, залегающий на неогеновых глинах. Отображение этого объекта на гидрогеологической карте в виде площади его распространения или гидрогеологического профиля может рассматриваться как графическая гидрогеологическая модель, или идеальная система (рис. 1). *Гидрогеологические элементы* — это различные геологические тела, в той или иной степени насыщенные подземной водой. Они также рассматриваются как реальные объекты или как модели.

Основными характеристиками любой системы являются:

1) свойства системы в целом и образующих ее элементов или подсистем;

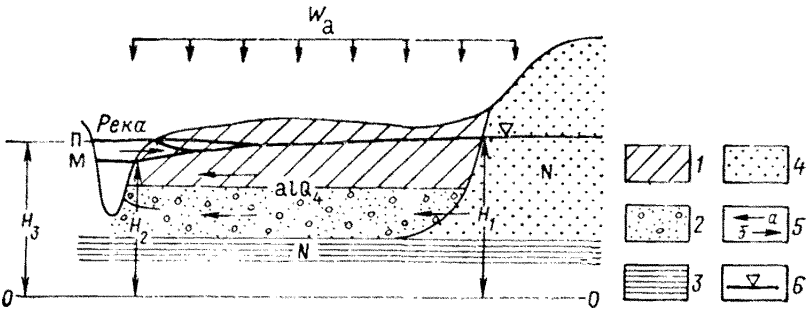


Рис. 1. Модель водоносного горизонта:

1—2 — современные аллювиальные водоносные отложения (*1* — суглинки; *2* — пески гравий); *3—4* — неогеновые отложения (*3* — водоупорные глины; *4* — водоносные пески); *5* — стрелки, показывающие направление движения подземных вод (*а* — в межень М; *б* — в паводок П); *6* — уровень грунтовых вод (на этом и последующих рисунках); W_a — питание за счет атмосферных осадков (на этом и последующих рисунках)

2) структура системы, выражающаяся формой, размером, расположением и определенным соотношением между собой слагающих ее элементов;

3) характер связей и взаимодействий между элементами и внешней средой;

4) внешние и внутренние границы, которыми выделяются ее элементы и данная система отделяется от других.

Свойства системы и ее элементов характеризуются признаками, которые выражаются количественно (мерой и числом), полуколичественно (словами — много, мало и т. п.) и качественно (словами — прозрачная, соленая и т. п.). Количественные признаки являются показателями системы. Признаки изменяются в пространстве и во времени и характеризуют изменчивость свойств системы. Изменение свойств и их показателей может быть закономерным (детерминированным), стохастическим (вероятным) или содержать обе эти тенденции. Показатели могут изменяться непрерывно (распределенные) или скачками (дискретные). Если во всех точках пространства системы наблюдается равенство данного признака, то система по этому признаку называется однородной. Гетерогенная система состоит из нескольких однородных подсистем.

На рис. 1 показатели, характеризующие физико-механические свойства пород (механический состав, пористость и др.), изменяются дискретно от одной подсистемы (слоя суглинков) к другой (слою песка). Система по этим показателям является гетерогенной двухслойной.

В общем случае структура является пространственно-временной. Пространственный характер определяется формой, размерами, расположением элементов относительно друг друга и в целом в системе, временной — отражает изменение этого соот-

ношения во времени. Структура — это порядок расположения элементов в пространстве и во времени. Если структура системы во времени не изменяется, то она называется статической, при ее изменении во времени — динамической. Содержание структуры многообразно и зависит от: а) выбора объекта, который рассматривается в качестве системы; б) принятого членения его на элементы; в) характера принятых к изучению процессов.

Например, если как объект рассматривается образец горной породы, то структура его определяется формой, размерами слагающих его минеральных зерен, их расположением между собой, а также формой, размерами и соотношением образующихся при этом пор и трещин. Если рассматривается значительный объем горных пород, например слой, то геологическая структура такого объекта будет определяться формой, размерами слагающих его линз и прослоев пород, если имеется в виду толща горных пород, то принимаются во внимание форма, размеры и расположение относительно друг друга самих слоев и пластов, а также характер изменения этого соотношения в выделенном пространстве.

Связи и взаимодействия имеют разную природу и проявляются в разнообразных формах энерго- и массообмена. Основными термодинамическими параметрами являются: давление, температура и плотность или концентрация вещества [21]. Следовательно, энерго- и массообмен в любой системе выражается через взаимодействие физических полей: давления, температуры и плотности. Примером может служить водо-, соле- и теплообмен, который происходит в земной коре между слоями горных пород, имеющими разную температуру и насыщенными подземными водами разной минерализации, а также обмен между этими водоносными слоями и атмосферой или наземной гидросферой (реками, озерами, морями). В результате в системе возникают и действуют различные процессы, например фильтрация воды в пластах горных пород, рассоление их или засоление, процессы смешения подземных вод разной минерализации и т. п. Эти взаимодействия рассматриваются в последующих темах настоящей работы.

На рис. 1 взаимодействие водоносного горизонта с рекой представлено горизонтальным водообменом и вертикальным водообменом с атмосферой в результате инфильтрации части атмосферных осадков (W_a), которые, просачиваясь через суглинки, достигают уровня подземных вод. Если температура и минерализация осадков и речных вод значительно отличаются от температуры и минерализации подземных вод, то проявляется тепло- и солеобмен.

Границы системы являются наиболее сложными ее характеристиками, так как в них сочетаются свойства и особенности граничащих друг с другом систем (внешние границы) или подсистем (внутренние границы). Через границы проявляются связи и взаимодействия.

Выявив границы системы и ее подсистем, тем самым устанавливают в значительной мере возможный характер внешних и внутренних связей и типов взаимодействий, т. е. процессов, присущих системе.

Поведение системы во времени называется ее *режимом* и характеризуется сменой ее состояний. Оно всегда сопровождается переносом вещества и превращением энергии. Различают системы с равновесным, т. е. установившимся, периодическим и переходным, или нестационарным, режимами. В первом случае состояние системы во времени не изменяется, во втором — система через равные промежутки времени приходит в одно и то же состояние, в третьем — будучи выведена из некоторого начального положения, она изменяет свое состояние во времени, переходя к равновесному, периодическому или сохраняет изменения неограниченное время. При установившемся режиме энерго- и массообмен в системе и с внешней средой сбалансирован, при неустановившемся наблюдается направленный перенос энергии или массы в систему или из нее. Изменение состояний системы есть ее движение, развитие.

Известно [21], что система называется *открытой*, если существует взаимодействие ее с внешней средой, и *закрытой*, если такое взаимодействие отсутствует. Полная энергия открытой системы равна сумме кинетической, потенциальной и внутренней энергий. Первые две обусловлены наличием внешнего поля сил, третья — от этих полей не зависит. Передача (отдача или получение) энергии от одной системы к другой может происходить с совершением и без совершения работы. Совершение работы всегда связано с изменением внешних (по отношению к данной системе) условий. Взаимодействуя с внешней средой, система изменяет свой запас кинетической и потенциальной, т. е. механической, энергии. Примером движения, возникающего под влиянием передачи механической энергии, является известное из гидравлики и физики [21, 24] движение воды, идущее под действием градиента *гидродинамического напора H*. Согласно уравнению Бернулли величина его равна

$$H = h_в + z + \frac{v^2}{2g}, \tag{1.1}$$

где $h_в$ — пьезометрическая высота, z — высота положения точки, в которой измеряется напор, над плоскостью сравнения; v — скорость движения воды; g — ускорение свободного падения. Пьезометрическая высота характеризует высоту столба воды плотностью $\Delta_в$, определяющую величину гидростатического давления P в рассматриваемой точке,

$$h_в = P/\Delta_в. \tag{1.2}$$

В уравнении (1.1) первые два члена выражают запас потенциальной энергии, которым обладает движущаяся вода, а третий — запас ее кинетической энергии. На рис. 1 приведена от-

крытая гидрогеологическая система, в которой наблюдается изменение движения подземной воды под влиянием изменения гидродинамического напора на урезе реки от H_2 в межень до H_3 в паводок. В этом случае запас энергии, которым обладает речная вода в паводок (H_3), передается подземной воде, в результате уровень ее поднимается и часть толщи пород насыщается водой.

Передача энергии без совершения работы свойственна только изолированным от внешней среды закрытым системам. Это теплообмен или диффузионный перенос вещества между элементами закрытой системы. В этом случае теплообмен осуществляется на основе теплопроводности по механизму кондуктивного переноса, при котором хаотическое тепловое движение молекул становится направленным под влиянием существующего температурного градиента. Аналогично диффузионный перенос вещества определяется существующим градиентом концентрации этого вещества. Оба процесса являются необратимыми, так как идут только в одном направлении и в результате происходит выравнивание температур и концентрации в системе. Обратимые процессы протекают одинаково в противоположных направлениях и возвращаются к исходному состоянию. Они происходят в системах, где действуют консервативные силы, а именно упругие, гравитационные, кулоновские [21]. К неконсервативным силам относятся силы внутреннего трения, в связи с этим процессы имеют конечную скорость протекания и, следовательно, необратимы. В частности, движение воды в порах и трещинах горных пород сопровождается силами внутреннего трения и является в общем случае необратимым процессом. Однако во многих случаях можно идеализировать реальные процессы и считать их квазиобратимыми. Так, например, глинистые породы при небольшом диапазоне изменения внешних сжимающих усилий можно принять за упругодеформируемое тело и пренебречь вязкопластическими деформациями в силу незначительной их величины.

1.2. ПОНЯТИЕ О ГИДРОЛИТОСФЕРЕ

В земной коре существуют разнообразные по происхождению, условиям залегания, распространению и развитию толщи горных пород, в разной степени насыщенные подземными водами, поразному пропускающие их через себя и различным образом взаимодействующие с ними. Пласты хорошо проницаемых горных пород образуют водоносные горизонты и комплексы, а слабопроницаемые породы — водоупорные слои и относительно водоупорные толщи (см. рис. 1, 2). Совокупности водоносных и относительно водоупорных пластов и толщ формируют гидрогеологические бассейны подземных вод, а разной степени обводненные зоны трещиноватых изверженных и метаморфических пород — гидрогеологические массивы, разные по размерам и строе-

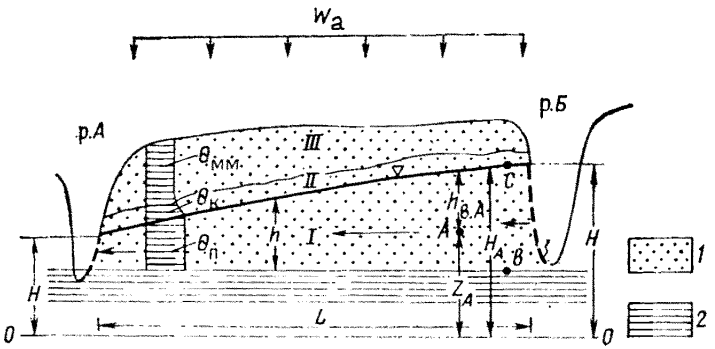


Рис. 2. Схема простейшей ГГС с грунтовыми водами:

1 — водоносный пласт песков (зона насыщения); *II* — пески с капиллярной влагой (зона капиллярной каймы); *III* — неводонасыщенные «сухие пески (зона аэрации); *I* — пески; *2* — водонасыщенные, водоупорные глины. На эпюре распределения влагоемкости: $\theta_{мм}$ — максимальная молекулярная, $\theta_к$ — капиллярная, $\theta_п$ — полная. Пунктиром показаны контуры русел рек, как внешние области питания (р. *Б*) и разгрузки (р. *А*); стрелками — направление движения грунтовых вод

нию, количеству и качеству заключенных в них подземных вод. Все множество гидрогеологических бассейнов и массивов подземных вод в земной коре можно рассматривать как единую глобальную гидрогеологическую систему, называемую гидролитосферой (рис. 3). Можно каждый из названных объектов представить как самостоятельную гидрогеологическую систему определенного уровня или масштаба. Например, если в качестве системы принять гидрогеологический бассейн подземных вод, то слагающие его водоносные и относительно водоупорные гори-

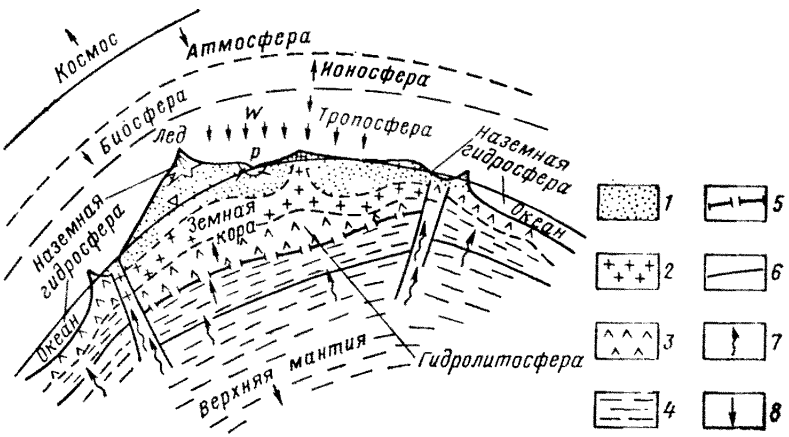


Рис. 3. Взаимоотношение гидролитосферы с атмосферой, наземной гидросферой, биосферой и верхней мантией:

1 — осадочный чехол; *2* — гранитный слой; *3* — базальтовый слой; *4* — астеносфера; *5* — нижняя граница земной коры (граница Мохоровичича); *6* — верхняя и нижняя границы гидролитосферы; *7* — поступление эндогенной (ювенильной) воды; *8* — поступление экзогенной воды (атмосферные осадки, из рек и т. п.)

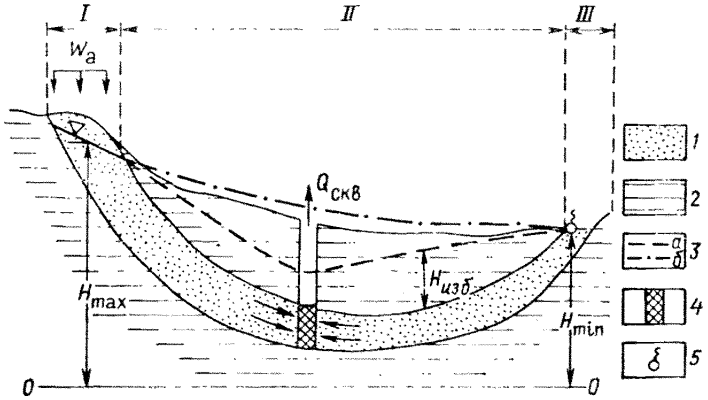


Рис. 4. Природно-техногенная ГГС — водоносный горизонт напорных вод, эксплуатирующихся водозаборной скважиной:

1 — водоносные пески; *2* — водоупорные глины; *3* — пьезометрическая поверхность (*а* — при водоотборе, *б* — до водоотбора); *4* — на этом и последующих рисунках — фильтр водозаборной скважины (внутренняя область разгрузки); *5* — восходящий источник (внешняя область разгрузки); стрелками показано движение воды к скважине; $H_{изб}$ — избыточный напор над кровлей при водоотборе; *I, II, III* — соответственно области инфильтрационного питания и создания гидростатического напора, развития напора и разгрузки

зонты и комплексы будут представлять собой элементы этой системы. Взяв за более мелкую систему водоносный пласт, в качестве его элементов можно выделить отдельные слои, прослои и линзы водоносных и слабопроницаемых пород. Таким образом, в зависимости от уровня системы ее элементами могут быть различные по размерам и геологическому содержанию тела, в разной степени насыщенные и по-разному пропускающие через себя подземные воды. Эти элементы как физические тела обладают определенными свойствами, каждое из которых характеризуется своими показателями. Соединенные в систему определенного уровня, они формируют в ней новые свойства и показатели. Форма, размеры, взаимное расположение и соотношение этих тел между собой и в системе в целом определяют *гидрогеологическую структуру системы.* Основные связи и взаимодействия, которые существуют между элементами системы и между данной системой и внешней средой, представляют гидрогеологические процессы и явления, происходящие в этой системе. Выделяют природные (см. рис. 1, 2) и природно-техногенные (рис. 4) ГГС. В последнем случае они содержат инженерные сооружения. Типы ГГС с порово-пластовой структурой, характерной для осадочных пород, с трещинно-жильной структурой, типичной для изверженных и метаморфических пород, и пластово-жильной, характерной для дислоцированных метаморфизованных осадочных пород, лавовых покровов и т. п., приведены в табл. 1. Далее рассмотрим особенности и свойства ГГС от локального до макрорегионального уровня.

Таблица 1. Типы ГГС и их элементы

Уровни ГГС, выделенные по признаку		Структура		
масштабному	литолого-генетическому	порово-пластовая	пластово-жильная	трещинно-жильная
Планетарный (нулевой)	Формационный	Гидролитосфера (ГЛС)		
Мегарегиональный (первый)		Сложные гидрогеологические бассейны (ГГБ)	Сочлененные сложные ГГБ и ГГМ	Сложные гидрогеологические массивы (ГГМ)
Макрорегиональный (второй)		Простые гидрогеологические бассейны (ГГБ)	Сочлененные простые ГГБ и ГГМ	Простые ГГМ
Мезорегиональный (третий)		Водоносные, водоупорные комплексы	Совокупность водоносных толщ, трещиноватых зон, крупных разломов	Совокупность региональных водоносных зон и разломов
Региональный (четвертый)	Фациальный	Водоносный, водоупорный горизонты	Совокупность водоносных пластов, зон, разломов	Разной водоносности региональные зоны, разломы, жилы
Макролокальный (пятый)		Водоносный, водоупорный слои	Водоносные слои, локальные зоны и разломы	Разной водоносности локальные зоны, разломы, жилы
Продолжение табл. 1				
Мезолокальный (шестой)		Водоносные, водоупорные линзы	Водоносные линзы, локальные трещины	Разной водоносности локальные трещины
Локальный (седьмой)	Минерально-породный	Образец	Образец	Образец
Микролокальный (восьмой)		Пора	Пора — трещина	Трещина

Контрольные вопросы

1. Что такое гидрогеологическая система? Приведите простейший пример. 2. Что такое гидрогеологический элемеит? 3. Что относится к основным характеристикам системы? 4. Что такое гидролитосфера? 5. Чем отличаются открытая и закрытая системы?

1.3. ГРАНИЦЫ ГГС

Рассмотрим простейшие виды границ. Они могут быть представлены: 1) геологическими, геоморфологическими, литолого-фациальными, тектоническими границами, разделяющими геологические тела; 2) контурами урезов рек, озер, морей, болот и т. п., по которым наземная гидросфера отделяется от подземной гидросферы; 3) земной поверхностью, по которой гидролитосфера граничит с атмосферой; 4) контурами, по которым водоносные породы отделяются от водоупорных или относительно водоупорных; 5) контурами, по которым водоносные породы отделяются от водоненасыщенных; 6) пьезометрической поверхностью или уровнем подземной воды; 7) контурами инженерных объектов, по которым они граничат с водоносными или водоупорными породами. Первые шесть типов границ — естественные, седьмой — искусственный. На рис. 1, 2, 4 представлены различные виды границ для водоносного горизонта с грунтовыми и напорными водами. Различают границы в плане и разрезе.

Водоупорные породы, подстилающие водоносные, образуют нижнюю границу. Верхняя внешняя граница определяется поразному в зависимости от того, какие воды (грунтовые или напорные) содержит ГГС. *Грунтовые воды,* приуроченные к первому от поверхности земли регионально выдержанному водоносному пласту, имеют свободную пьезометрическую поверхность, на которой давление равно атмосферному, и характеризуются активной связью с наземной гидросферой и атмосферой (см. рис. 2). *Напорными* называются воды, приуроченные к водоносному пласту, залегающему между двумя регионально выдержанными водоупорными (или относительно водоупорными) слоями, обладающие избыточным над кровлей пласта напором $\Delta H_{изб}$ и характеризующиеся в пределах площади своего распространения практическим отсутствием непосредственной связи с атмосферой и наземной гидросферой (см. рис. 4).

Из определения грунтовых вод и рис. 2 видно, что верхнюю границу можно представить двояко. Если в качестве ГГС рассматривать только водонасыщенную часть пласта, то верхняя граница системы в этом случае совпадает со свободной пьезометрической поверхностью, т. е. уровнем грунтовых вод. По этой поверхности водоносные породы граничат с неводонасыщенными породами зоны аэрации. Если в систему включить и зону аэрации, то верхней границей будет поверхность земли.

Из определения напорных вод и рис. 4 следует, что верхней границей является водоупорная кровля пласта. В этом случае

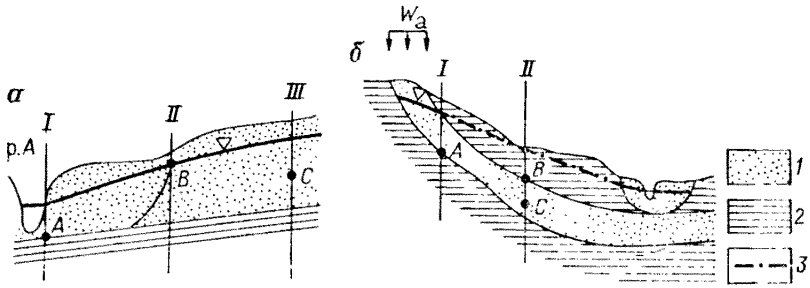


Рис. 5. ГГС с грунтовыми *(а)* и напорными *(б)* водами:
1 — водоносный пласт; *2* — водоупор; *3* — пьезометрическая кривая напорных вод; *I, II, III* — номера сечений

пьезометрическая поверхность располагается выше водоупорной кровли и не является границей ГГС. Если водоупорные породы кровли являются слабопроницаемыми и через них осуществляется гидравлическая связь с вышезалегающим водоносным пластом, то строение системы усложнится. Она будет состоять из двух водоносных пластов и разделяющего их слабопроницаемого слоя. Внешняя граница системы зависит от того, какие воды (грунтовые или напорные) содержит верхний водоносный пласт.

Задача 1.1.

Выделить и охарактеризовать границы ГГС, используя рис. 2.

Решение. В этом случае верхней границей является уровень грунтовых вод, отделяющий водоносные пески от неводоносных. Положение этой границы может быть найдено из эпюры, характеризующей распределение влагоемкости по вертикали. Оно отвечает зоне, где наблюдается переход капиллярной влагоемкости в полную. Нижней границей является контур раз-

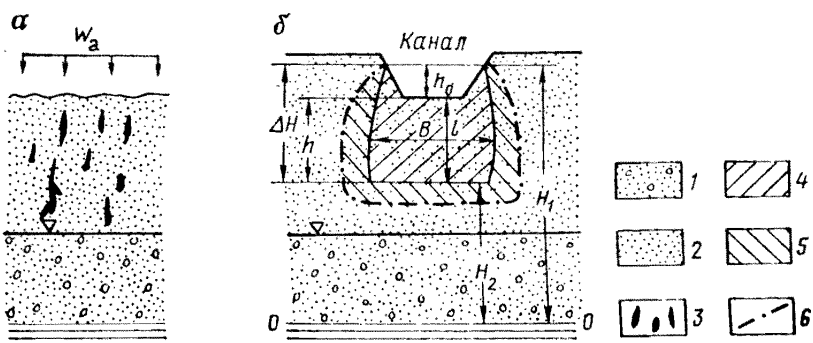


Рис. 6. Схема видов инфильтрационного процесса *(а* — свободное просачивание, *б* — нормальная инфильтрация):
1 — зона насыщения; *2* — зона аэрации (неполного насыщения); *3* — отдельные инфильтрирующиеся струйки воды («подземный дождь»); *4* — зона инфильтрирующегося потока, где влажность равна полной; *5* — зона действия капиллярного давления всасывания $h_к$; *6* — контакт «сухих» пород зоны аэрации и инфильтрирующегося потока

дела водоносных песков и водоупорных глин. Боковыми границами ГГС являются контуры русел рек *А* и *Б*.

Задача 1.2.

Охарактеризовать границы ГГС, представленной горизонтом грунтовых вод в современных аллювиальных песках и суглинках (см. рис. 1).

Задача 1.3.

Выделить естественные и искусственные границы, указать, какие из них являются внешними и внутренними, описать боковые границы ГГС (см. рис. 4).

Задача 1.4.

Сравнить границы ГГС (см. рис. 2, 4, 5). Указать, в чем их сходство и различие.

Задача 1.5.

На рис. 6, *б* показан инфильтрирующийся из канала поток подземных вод. Выделить его границы и охарактеризовать их.

Контрольные вопросы

1. Назвать, какими контурами могут быть представлены границы, отделяющие ГГС от наземной гидросферы, атмосферы. 2. Назвать, какими контурами могут быть представлены границы, по которым отделяются друг от друга ГГС. 3. Контурами каких инженерных сооружений могут быть представлены границы ГГС?

1.4. ВИДЫ ВОДЫ И УСЛОВИЯ ЕЕ ДВИЖЕНИЯ В ГИДРОЛИТОСФЕРЕ

В зависимости от типа взаимодействия воды с породой, ее агрегатного состояния А. В. Лебедев выделяет пять основных видов воды: химически связанная, физически связанная, свободная, находящаяся в жидком, парообразном и твердом состоянии. Детально эти виды изучены и описаны во многих работах [19, 31, 35]. В настоящее время выделяют [35] надкритическую в диссипированном состоянии воду, которая свойственна нижним этажам гидролитосферы (ГЛС). Ранее нами [7] была приведена классификация видов воды с учетом основных факторов их движения в горных породах. Дополненный вариант ее представлен в табл. 2 и иллюстрируется на рис. 2, 5—8.

Химически связанная вода входит в минерал в виде молекул или в его кристаллическую решетку в виде ионов H^+ и OH^-. Встречается в пределах ГЛС. Изменения температур, давлений, физико-химические взаимодействия переводят ее в свободное состояние и обратно (процессы дегидратации, гидратации и т. п.).

Физически связанная вода удерживается в виде пленки разной толщины около частиц скелета породы или пристенного слоя молекул в трещинах плотных пород. Связь определяется действием сил молекулярного и поверхностного притяжения (электрических, осмотических, коллоидных и др.). Молекулы воды, ионы ориентированы в поле частицы и совершают тепловые колебательные движения и трансляционные перемещения (скачки) в зоне действия этого поля. Чем ближе они к частице, тем их положение более упорядоченно и устойчиво. Удаленные молекулы и ионы легко «выходят» из структурных связей (рис. 9). Такое взаимодействие в растворе молекул воды, заря-

Таблица 2. Виды воды и условия ее движения в гидролитосфере

Агрегатное состояние воды	Виды воды в горных породах	Влагоемкость, соответствующая виду воды в горных породах	Вид движения	Главные факторы движения
I. Твердое	Лед	—	Гравитационное течение, сублимация, плавление	Сила тяжести, нагревание
II. Газообразное	Пар	Естественная (от гигроскопической до капиллярной)	Парообразное (фильтрация газа)	Градиент давления насыщения водяным паром
III. Капельно-жидкое	1. Химически связанная: а) цеолитная, б) кристаллизационная, в) конституционная	— —	Молекулярно-атомный	Нагревание: а) до 100 °С, б) 100—400 °С, в) более 400 °С
	2. Физически связанная: а) гигроскопическая,	Максимальная гигроскопическая	Молекулярный	Молекулярные силы, энергия гидратации
	б) адсорбционная,	Максимальная адсорбционная	Молекулярный	То же
	в) пленочная	Максимальная молекулярная (для песков), наименьшая полевая (для суглинков, глин)	Пленочный	Молекулярные силы, градиент влажности
	3. Свободная, гравитационная: а) стыковая,	То же	Пленочно-капиллярный	«Снятие» менисковых сил
	б) капиллярная агрегатно-капиллярная,	Наименьшая и капиллярная	Пленочно-капиллярный	Капиллярные силы, градиент влажности
	сорбционно-замкнутая,	То же	»	Испарение

	капиллярно-подвешенная в слоистых породах,	Наименьшая и капиллярная	Капиллярный «сброс»	Капиллярно-гравитационные силы
	собственно-капиллярная	Капиллярная	Гравитационно-капиллярное	Капиллярно-гравитационные силы, градиент капиллярного потенциала (капиллярного всасывания)
	в) инфильтрационная свободно просачивающаяся	Наименьшая или максимальномолекулярная	Влагоперенос в виде дождевания	Сила собственного веса воды
	собственно инфильтрационная	То же	Инфильтрация	Гидростатическое давление и капиллярное всасывание; градиент капиллярного потенциала
	г) собственно свободная (грунтовые и напорные воды)	Полная	Фильтрация	Гидро- и геостатическое давление, градиент напора
			Миграция	Совместное действие гидро- и геостатического давления, сорбционных сил и физико-химических взаимодействий, градиент обобщенного потенциала
IV. Надкритическое	Диссипированная	—	Молекулярно-атомный	Градиенты давления и температуры

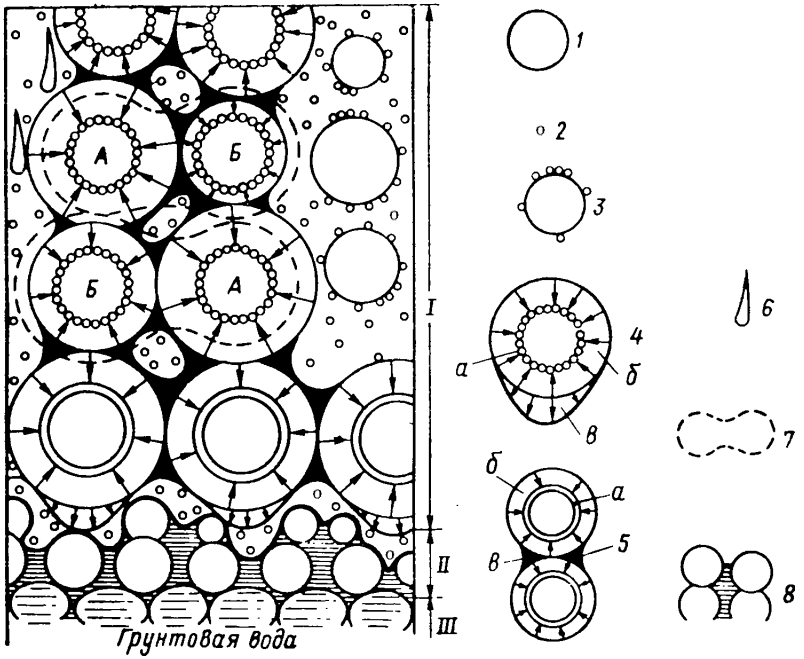


Рис. 7. Схема видов воды в зоне аэрации

Зоны: I — аэрации; *II* — капиллярной каймы; *III* — насыщения; *1* — частица породы; *2* — молекулы воды в виде пара; *3* — частицы с неполной гигроскопичностью; *4* — частицы с гигроскопической *(а)*, рыхло связанной или пленочной *(б)* и гравитационной *(в)* водой; *5* — частицы с адсорбированной *(а)*, пленочной *(б)*, капиллярной стыковой *(в)* водой; *6* — инфильтрирующаяся вода; *7* — контур выравнивания толщины пленки при движении воды от частицы *А* к частице *В* с более тонкой пленкой; *8* — капиллярная вода

женных ионов и частиц впервые было рассмотрено О. Я. Самойловым (1946 г.) и развито применительно к вопросам гидрогеохимии совместно с Д. С. Соколовым (1957 г.). Структурная теория водных растворов кратко излагается в учебном пособии А. Б. Воронова (1979 г.). Взаимодействие физически связанной воды с частицами пород исследовано в работах по грунтоведению, почвоведению. Эта вода присутствует в пределах всей ГЛС, заметное перемещение ее наблюдается в зоне аэрации.

Прочно связанная вода в зависимости от механизма ее поглощения частицей подразделяется на гигроскопическую и адсорбционную. Первая поглощается частицами породы из воздуха при относительной его влажности 94 %, вторая из жидкого состояния, при этом выделяется теплота смачивания. Прочно связанная вода при нагревании переходит в парообразное состояние. Максимальное ее количество определяется *максимальной гигроскопической,* или *адсорбционной, влагоемкостью* $\theta_м$. Эта вода не передает гидростатического напора. *Рыхло связан-*

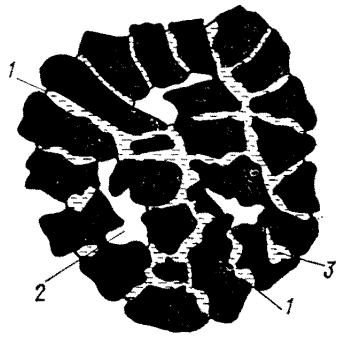


Рис. 8. Схема удержания агрегатно-капиллярной подвешенной воды в суглинистых структурных породах (по А. А. Роде):

1 — мениски, ограничивающие нити подвешеиной капиллярной влаги; *2* — поры, заполиенные воздухом; *3* — нити капиллярно-подвешенной влаги внутрн агрегата

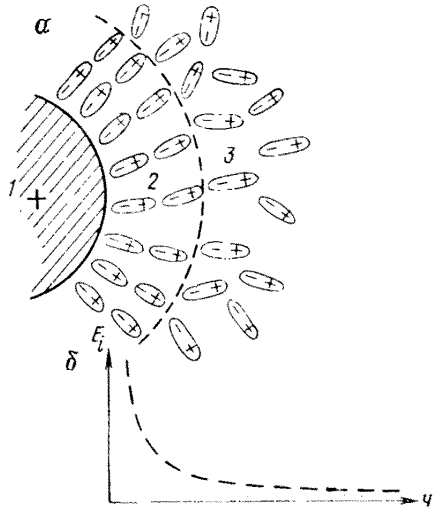


Рис. 9. Схема удержания молекул воды около частицы (*а*) и график изменения их энергни молекулярной связн E_i в зависимости от расстояния *r* от поверхности частицы *(б)*:

1 — частица породы; *2* — физически связанная (пленочная или иммобилизованиая) вода с упорядоченным расположением молекул; *3* — свободиая вода

ная вода образует периферическую часть водной пленки и называется пленочной (см. рис. 9). Существует в породе при влагоемкости большей максимальной гигроскопической, перетекает от частиц с толстой пленкой к частицам с тонкой пленкой под действием молекулярных сил и градиента влажности (см. рис. 7). Практически она не передает гидростатического давления и по своим свойствам отличается от свободной. Максимальное ее количество в породе определяется *максимальной молекулярной* (для песков) и *наименьшей* или *полевой* (для глин, суглинков) влагоемкостью $\theta_{мм}$, $\theta_{нв}$. При превышении этих величин в породе появляется свободная, или гравитационная, вода. Образуя с частицей единое целое, пленочная вода занимает часть пустотного пространства, уменьшая сечение, через которое движется свободная вода (рис. 10).

Свободная вода в зависимости от механизма ее передвижения и нахождения в пустотном пространстве пород подразделяется на капиллярно-подвешенную, капиллярную, инфильтрационную и собственно свободную (гравитационную), которая образует грунтовые и напорные воды.

Подвешенная вода встречается в зоне аэрации и в зависимости от механизма ее удержания подразделяется на стыковую, агрегатно-капиллярную, сорбционно-замкнутую и капиллярно-подвешенную. *Стыковая* удерживается в углах пор силами капиллярного давления, создаваемого менисками разной кривизны

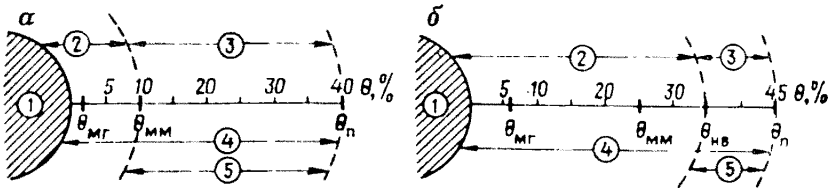


Рис. 10. Схема видов воды и распределения влажности в порах песка *(а)* и суглинка *(б)*:

1 — частица породы; *2—3* — вода в поре *(2* — физически связанная; *3* — свободная гравитационная); *4—5* — пористость *(4* — физическая; *5* — динамическая)

(см. рис. 7). Эти скопления гидравлически не связаны между собой. Гидростатическое давление в стыках пор меньше менискового, вода оказывается связанной и не передвигается. Появление свободной воды в порах переводит эту воду в капиллярную или инфильтрационную. *Агрегатно-капиллярная* вода содержится внутри структурных агрегатов в суглинистых породах комковатой структуры, удерживается капиллярным давлением (см. рис. 8) и исчезает при разрушении агрегатов. *Сорбционно-замкнутая* вода находится в суглинистых породах, обладающих микроструктурой, удерживается в расширенных участках пор сорбционными силами и может передвигаться к испаряющей поверхности сплошной массой, если влажность пород у этой поверхности не меньше полевой влагоемкости.

Капиллярно-подвешенная вода в слоистых породах удерживается разностью давлений, существующих под менисками различной кривизны (рис. 11). Давление под верхним мениском

$$P_в = P_0 - \alpha \frac{2}{R_1}, \tag{1.3}$$

под нижним

$$P_н = P_0 - \alpha \frac{2}{R_2}, \tag{1.4}$$

где P_0 — давление над плоской поверхностью; α — поверхностное натяжение; R — радиус кривизны мениска.

Столбик воды высотой $h_к$ удерживается в породе вследствие равенства разности менисковых давлений весу столбика воды

$$P_в - P_н = h_к \Delta_в, \tag{1.5}$$

где $\Delta_в$ — плотность воды; $h_к$ — высота капиллярного поднятия.

Инфильтрующаяся вода нарушает это равновесие, вызывая увеличение высоты столба воды. Для сохранения динамического равновесия кривизна нижнего мениска должна увеличиться, и в тот момент, когда вогнутый мениск сменится выпуклым, произойдет капиллярный сброс и излишек воды из зоны капиллярно-подвешенной воды стечет в грунтовые воды. При испаре-

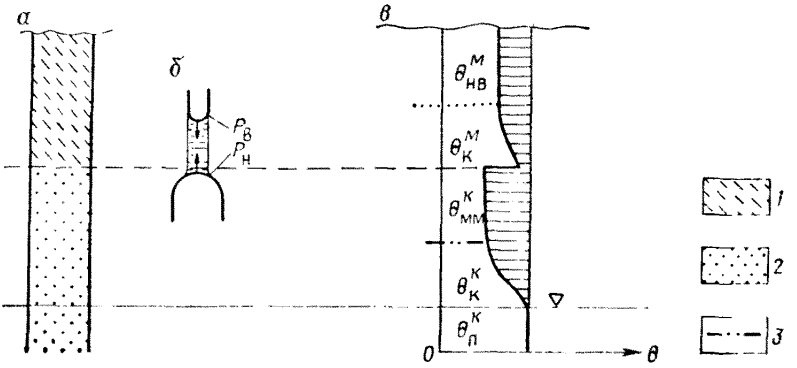


Рис. 11. Схема удержания и распределения капиллярно-подвешенной воды в слоистой породе:

а — литологическая колонка; *б* — схема удержания капиллярно-подвешенной воды; *в* — эпюры распределения влаги (слева) и величины недостатка насыщения μ (справа); *1—2* — порода (*1* — мелкозернистая, *2* — крупнозернистая); *3* — верхняя граница зоны капиллярной каймы; $\theta^м_{нв}$, $\theta^к_{мм}$ — соответственно наименьшая влагоемкость мелкозернистой и максимальная молекулярная влагоемкость крупнозернистой породы; $\theta^м_к$, $\theta^к_к$ — то же, для капиллярной влагоемкости; $\theta^к_п$ — полная влагоемкость крупнозернистой породы; $P_н$, $P_в$ — поверхностное давление соответственно нижнего и верхнего менисков

нии, если оно происходит в пределах слоя с подвешенной влагой, последняя передвигается к поверхности испарения. При наклонном залегании слоистой толщи может возникнуть боковое стекание, пока влажность слоя не снизится до величины наименьшей влагоемкости. При отсутствии этих факторов капиллярно-подвешенная вода может находиться в неподвижном состоянии продолжительное время.

Собственно капиллярная вода образует некоторую зону (или кайму) над уровнем грунтовых вод (см. рис. 2, 7). Так как поры имеют разное сечение, они заполняются водой на различную высоту и непосредственно над уровнем грунтовых вод (УГВ) создается зона с переменной влажностью. В нижней ее части, как и в самом водоносном горизонте, все поры заполнены водой и влагоемкость равна полной (за вычетом защемленного воздуха). В верхней части зоны влажность уменьшается и приближается к величине $\theta_{нв}$ или $\theta_{мм}$. В. Н. Чубаров и А. Б. Ситников указывают на значительную условность выделения на УГВ обособленной капиллярной зоны. Таким образом, породы характеризуются некоторым диапазоном изменения капиллярной влажности, что может быть представлено в виде эпюры (см. рис. 2, 7). Высота и форма ее определяются строением и составом пород той зоны, где располагается УГВ. При вскрытии зоны с капиллярной водой последняя благодаря менисковой силе не вытекает в выработки. В нижней части зоны, где влажность отвечает полной влагоемкости, движение капиллярной воды идет в том же

направлении, что и грунтовой, под действием градиента гидростатического напора. Совместное действие капиллярных и гидростатических сил обобщенно выражается капиллярно-гравитационным потенциалом $\varphi_к$ или напором (если вода пресная).

Инфильтрационная вода передвигается в условиях неполного насыщения (см. рис. 6), когда породы имеют влагоемкость равную $\theta_{мм}$ или $\theta_{нв}$. Она свободно просачивается отдельными струйками, не заполняющими все сечение пор («подземный дождь»), или инфильтруется, когда все сечение пор заполнено водой и действуют гидростатический напор и капиллярное давление всасывания, развивающееся по границе «мокрой» и «сухой» зон. Собственно гравитационная вода в ГЛС представлена грунтовыми и напорными водами, фильтрующимися под действием градиента гидро- или геостатического напоров. Более сложные виды движения здесь не рассматриваются.

Контрольные вопросы

1. Назовите виды воды, характерные для капельно-жидкого ее состояния, и факторы, определяющие ее движение. 2. Естественная влажность породы равна максимальной гигроскопической влагоемкости, может ли в ней существовать инфильтрационная вода? 3. Чем отличается инфильтрационное движение воды от фильтрационного? 4. Назовите условия, при которых в зоне аэрации можно встретить капиллярно-подвешенную воду. 5. С какими видами воды можно встретиться в зоне аэрации, если влажность пород там равна максимальной молекулярной влагоемкости?

1.5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА И ЕЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Основой любой ГГС является физическая четырехкомпонентная среда с присущими ей физическими полями, которую можно представить как

твердое минеральное вещество ⇄жидкость⇄газы⇄органическое живое вещество

и назвать *геологической средой* [2, 10, 8].

В таком понимании геологическая среда характеризуется: а) свойствами твердого минерального вещества, образующего скелет и пустотность породы, в которой находятся и движутся подземные газы и воды; б) свойствами самих подземных вод как многокомпонентных растворов и других жидкостей, содержащихся в породе; в) свойствами газов, находящихся в породе в свободном состоянии; г) свойствами содержащегося в воде и газах живого органического вещества (бактерии, микроорганизмы и т. п.).

В геологии горная порода рассматривается как ассоциация только твердого минерального вещества [11]. В данной работе в качестве физической среды для простейших ГГС принимаются два компонента — твердое минеральное вещество (горная порода) и подземная вода (ГП⇄ПВ) — и с этих позиций рассматриваются гидрогеологические свойства этой среды.

В водоносном пласте геологическая среда представлена двухфазной системой (ГП⇄ПВ), а в зоне аэрации — трехфазной (ГП⇄ПВ⇄воздух) (см. рис. 3). Основными гидрогеологическими свойствами ГГС являются: водопроницаемость, влагопроводность, влагоемкость, водоотдача, водопоглощение, водопроводимость, уровне- или пьезопроводность. Они в совокупности характеризуют фильтрационные и емкостные свойства ГГС.

Водопроницаемость, влагопроводность, влагоемкость, водоотдача, водопоглощение (недостаток насыщения) являются свойствами, которые характеризуют горную породу как геологическую среду независимо от ее объема и, следовательно, являются свойствами гидрогеологических элементов и системы в целом. Водопроводимость, уровне- и пьезопроводность характеризуют свойства только системы в целом, когда она представлена не образцом (монолитом), а значительным объемом горных пород, например слоем, пластом и т. п.

Водопроницаемость — способность горных пород пропускать при наличии градиента напора через поры и трещины гравитационную свободную воду в условиях полного заполнения их этой водой и характеризуется коэффициентом фильтрации k, измеряемым обычно в метрах в сутки.

Влагопроводность — способность горной породы в условиях неполного насыщения пор водой пропускать при наличии градиента потенциала капиллярного всасывания одновременно содержащиеся свободную, физически связанную воду и воздух. Показатель свойства — коэффициент влагопереноса $k_в$, измеряемый обычно в метрах в сутки и существенно зависящий от начальной влажности горной породы.

Влагоемкость — способность пород поглощать и удерживать воду. По механизму поглощения и удержания воды в порах влагоемкость подразделяется на гигроскопическую, адсорбционную, молекулярную, капиллярную и полную. Эпюра распределения этих влагоемкостей в зоне аэрации показана на рис. 3. Показатель влагоемкости θ — величина, выраженная в объемных (весовых) процентах.

Водоотдача — способность породы отдавать свободную гравитационную воду при снижении уровня воды или давления. По механизму отдачи различают гравитационную и упругую водоотдачу. В первом случае объем породы отдает воду и осушается в результате вытекания воды из пор и трещин под действием силы тяжести. Показатель свойства — коэффициент гравитационной водоотдачи μ. Во втором случае объем породы, полностью насыщенной водой, отдает ее без осушения в результате упругого расширения воды и уменьшения пористости в объеме. Показатель свойства — коэффициент упругой водоотдачи μ^*. Оба показателя выражаются в долях единицы.

Водопоглощение — способность породы поглощать некоторое количество свободной воды при повышении уровня или давления в выделенном объеме породы. В первом случае показателем

свойства является недостаток гравитационного насыщения $\mu_н$, во втором — недостаток упругого насыщения $\mu^*_н$. Это свойство, обратное водоотдаче.

Водопроводимость — свойство достаточно выдержанного по разрезу слоя горных пород пропускать через себя некоторое количество свободной воды при полном его насыщении и характеризующее систему в целом. Величина водопроводимости T измеряется в квадратных метрах в сутки и характеризуется показателем водопроводимости

$$T = km. \tag{1.6}$$

где m — мощность водоносного слоя.

Уровне- или пьезопроводность характеризует способность пласта как системы проводить с той или иной скоростью созданные в нем изменения пьезометрического уровня или давления. Если рассматривается распространение по пласту изменений пьезометрического уровня в виде колебаний уровня грунтовых вод, то свойство называется уровнепроводностью. Если в пласте распространяется изменение пластового давления (что наблюдается в напорных водах), то свойство называется пьезопроводностью. Обе величины измеряются в квадратных метрах в сутки и характеризуются показателем a. Для грунтовых вод он определяется зависимостью

$$a = T/\mu, \tag{1.7}$$

для напорных вод

$$a^* = T/\mu^*. \tag{1.8}$$

Если представить размерность показателя a как (м/сут)$\times$м, то он отражает способность пласта проводить созданные в нем возмущения с определенной скоростью (м/сут), на определенное расстояние (м). Подробнее эти и другие водные свойства горных пород и пластов описываются в теме 5, где излагаются лабораторные методы их изучения.

Контрольные вопросы

1. Что такое геологическая среда? 2. Назовите основные гидрогеологические свойства геологической среды. 3. Какие показатели характеризуют фильтрационные и емкостные свойства пород и ГГС? 4. В чем отличие влагопроводности от водопроницаемости?. 5. Назовите показатели основных гидрогеологических свойств и единицы их измерения.

1.6. ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОСТОЯНИЯ СИСТЕМЫ ГП $\rightleftharpoons$ ПВ

Основными гидрогеологическими состояниями системы «горная порода$\rightleftharpoons$подземная вода», выделенными на основании использования соотношения основных ее свойств — пропускать, удерживать и отдавать воду,— являются: проницаемое, относительно проницаемое, непроницаемое, водонасыщенное, неводонасыщенное, водоносное, водоупорное и относительно водоупорное. На

основе анализа этих состояний производится гидрогеологическая стратификация разреза гидролитосферы (см. тему 2).

Проницаемое, относительно проницаемое и непроницаемое состояния выделены по способности пород как системы пропускать свободную гравитационную воду, при этом принято во внимание, что пласты одних и тех же пород при горизонтальном и вертикальном движении в них воды как в системе могут пропускать разное ее количество. В связи с этим процесс фильтрации в системе характеризуется двумя коэффициентами фильтрации: в горизонтальном направлении (по пласту) k и в вертикальном k_0. При нормальных атмосферном давлении и температуре к *проницаемым* отнесены слои пород с горизонтальными и вертикальными коэффициентами фильтрации более 0,1 м/сут. За *относительно проницаемые* приняты слои пород, имеющие в горизонтальном направлении $k<0{,}1$ м/сут, в вертикальном $k_0>10^{-7}$ м/сут. За *непроницаемые* приняты слои пород, имеющие горизонтальный и вертикальный коэффициенты фильтрации менее 10^{-3} и 10^{-7} м/сут.

Водонасыщенные и неводонасыщенные породы разделяются по количеству удерживаемой воды, ее видам и типам влагоемкости. *Водонасыщенные* породы заполнены свободной и физически связанной водой, состояние их характеризуется полной влагоемкостью $\theta_п$. *Неводонасыщенные* породы содержат кроме воды воздух, их естественная влажность $\theta_е$ изменяется от гигроскопической до наименьшей полевой.

Степень водонасыщенности пород оценивается коэффициентом относительной влажности K^θ в долях единицы или объемных процентах

$$K^\theta = \theta_е/\theta_п. \qquad (1.9)$$

При $K^\theta<0{,}10$ состояние породы принимается за неводонасыщенное абсолютно сухое, содержится только прочно связанная вода, при $0{,}10\leqslant K^\theta\leqslant 0{,}90$ породы в разной степени неводонасыщенны, при $K^\theta\geqslant 0{,}9$ — водонасыщенны.

По способности системы (слоя) пропускать и отдавать гравитационную свободную воду выделяют состояния: водоносное, водоупорное, относительно водоупорное и соответственно водоносные, водоупорные и относительно водоупорные породы или слои. *Водоносные* породы хорошо пропускают и хорошо отдают свободную воду ($k\geqslant 1$ м/сут, $\mu\geqslant 0{,}1$). Это пласты песков, трещиноватых известняков и др. Менее водоносны супеси, слаботрещиноватые песчаники и др.; для них нижним пределом являются следующие значения: $k=10^{-1}$ м/сут, $\mu=0{,}01$. *Водоупорные* слои не пропускают свободную и не отдают физически связанную воду. Эти породы характеризуются значениями горизонтальных коэффициентов фильтрации k менее 10^{-3} м/сут, вертикальных k_0 менее 10^{-7} м/сут при μ менее 0,001.

Относительно водоупорные породы пропускают и отдают небольшое количество свободной воды. В зависимости от термоди-

Таблица 3. Соотношение основных состояний системы ГП $\rightleftarrows$ ПВ

По степени проницаемости k, м/сут	По степени водонасыщения K^θ	По способности пропускать и отдавать свободную воду μ	Порода
Проницаемые $>10^{-1}$	Водонасыщенные $\geqslant 0{,}9$	Водоносные $>0{,}01$	Пески, трещиноватые известняки, граниты и др.
	Неводонасыщенные $<0{,}9$	Могут быть водоносными	То же
Относительно проницаемые, $<10^{-1}$ ($k_0 > 10^{-7}$)	Водонасыщенные $>0{,}9$	Относительно водоупорные $0{,}01 > \mu > 0{,}001$	Суглинки, слаботрещиноватые песчаники и др.
	Неводонасыщенные $<0{,}9$	Могут быть относительно водоупорными	То же
Непроницаемые $<10^{-3}$ ($k_0 \leqslant 10^{-7}$)	Водонасыщенные $>0{,}9$	Водоупорные $<0{,}001$	Плотные глины, суглинки и др.
	Неводонасыщенные $<0{,}9$		Плотные нетрещиноватые граниты и др.

намической обстановки количество этой воды меняется, что в основном связано с переходом части физически связанной воды в свободную и обратно. Пласты пород относительно водоупорны, если k изменяется от 10^{-1} до 10^{-3}, k_0 от 10^{-1} до 10^{-7} м/сут, а μ от 0,01 до 0,001. В табл. 3 приведено соотношение различных состояний.

Таблица 4. Исходные данные и результаты решения задачи 1.6

Номер образца	Глубина отбора, м	θ_e, %	K^θ	Степень водонасыщения	Виды влагоемкости
1	3,5	19,2	0,54	Неводонасыщенные	Естественная
2	4,5	21,8	0,6		
3	5,5	25,6	0,7		Максимальная молекулярная
4	6,5	26,4	0,73		
5	7,5	27,2	0,76		
6	8,0	28,8	0,8		Капиллярная
7	8,5	35,7	0,97	Водонасыщенные	Полная
8	9,0	36,0	1,0		

Водоносные породы с высокими фильтрационными и емкостными свойствами называют *коллекторами* подземных вод, а совокупность этих свойств — *коллекторскими*.

Задача 1.6.

В табл. 4 приведены результаты поинтервального опробования разреза песчаных отложений на глубину 9 м от поверхности земли и значения естественной влажности θ_e. Песок тонкозернистый, пылеватый, глинистый, значения максимальной молекулярной и полной влагоемкости соответственно равны 26 и 36 %. Определить: а) степень водонасыщенности пород по разрезу, для чего рассчитать значения K^θ; б) выделить водонасыщенные и неводонасыщенные породы; в) построить эпюру распределения влагоемкости по разрезу и выделить зоны с максимальной молекулярной, капиллярной и полной влагоемкостями; г) установить примерное положение УГВ.

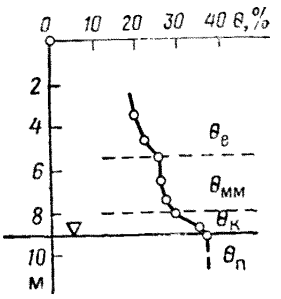


Рис. 12. Опытная кривая распределения влажности по разрезу:
θ_e — естественная влажность; $\theta_{мм}$ — максимальная молекулярная; $\theta_к$ — капиллярная; $\theta_п$ — полная

Решение.

1. Рассчитаем значения K^θ, пользуясь формулой (1.9) и данными табл. 4. Результаты записаны в **табл. 4** (графа 4).

2. Водонасыщенные и неводонасыщенные породы выделяем, пользуясь значениями K^θ (см. табл. 3). Глубже 8,5 м $K^\theta > 0{,}9$, следовательно, эти породы водонасыщенны, а выше 8,5 м — неводонасыщенны. 3. Строим эпюру распределения влажности по разрезу. Начало координат совместим с поверх-

Таблица 5. Исходные данные в задаче 1.7

Номер образца	Порода	Глубина отбора образца, м	θ_e, %	$\frac{\theta_{мм}}{\theta_п}$	Номер образца	Порода	Глубина отбора образца, м	θ_e, %	$\frac{\theta_{мм}}{\theta_п}$
	Скв. 1					**Скв. 2**			
1	Суглинки	3,5	13,6		1	Суглинок	3,0	25,8	
2	легкие	4,8	17,2		2	лессовид-	4,2	31,3	
3		6,0	18,3		3	ный	5,0	31,8	
4	Супесь	7,3	18,5	18	4		6,2	32,1	31,2
5	пылеватая	8,3	33,0	—	5		7,2	43,5	—
6	легкая	9,0	31,8	40	6		8,5	43,8	44
7		10,0	40,0		7		9,8	44,1	
	Скв. 3					**Скв. 4**			
1	Песок раз-	4,0	7,5		1	Песок мел-	3,0	5,6	
2	нозерни-	4,5	7,9		2	козерни-	4,5	10,8	
3	стый	5,0	8,2		3	стый	5,8	12,2	
4		5,5	8,5	8,1	4		6,8	12,5	12
5	Песок	6,0	25,2	—	5		7,8	13,8	—
6	средне-	6,5	34,8	35	6		9,0	33,8	34
7	и крупно-	7,5	35,1		7		10,0	34,1	
	зернистый								

ностью земли, на оси ординат отложим глубину опробования (в м), а на оси абсцисс — значения естественной влажности (в %), точки соединим плавной линией. Полученная эпюра показана на рис. 12. Имея в виду, что максимальная молекулярная влагоемкость $\theta_{мм}=26$ %, полная $\theta_п=36$ %, выделим соответствующие зоны влагоемкостей, пользуясь эпюрой и табл. 4 (графа 5). Из анализа цифр видно, что примерно до глубины 4 м естественная влажность существенно меньше 26 %, в интервале глубин 4,5—7,5 м она близка к 26 % и, следовательно, это зона с максимальной молекулярной влажностью. На глубине 8—8,5 м влагоемкость быстро увеличивается до значений, близких к полной. Это зона с капиллярной влагоемкостью ($\theta_к=29$—36 %). Ниже 8,5 м влагоемкость полная ($\theta_п=36$ %). Примерное положение УГВ отвечает глубине залегания 8,5 м. Здесь находится граница, разделяющая неводонасыщенные и водонасыщенные породы.

Задача 1.7.

Используя данные табл. 3 и 5, решить следующие задачи: а) установить степень водонасыщенности пород по разрезу каждой скважины, рассчитав коэффициент K^0; б) выделить водонасыщенные и неводонасыщенные породы; в) построить эпюру распределения влагоемкости по разрезу скважины и выделить зоны с максимальной молекулярной, капиллярной и полной влагоемкостью; г) определить ориентировочно положение УГВ.

Контрольные вопросы

1. На каких принципах базируются выделение и оценка основных гидрогеологических состояний системы ГП⇌ПВ? 2. Чем отличается водоносная порода от водонасыщенной, проницаемая от относительно проницаемой? 3. Если K^0 изменяется от 0,1 до 0,9, каким видам влагоемкости соответствует этот интервал? 4. В чем отличие относительно водоупорных пород от водоупорных, какими значениями коэффициентов фильтрации характеризуется при этом порода? 5. При каких значениях μ и k породы могут быть отнесены к хорошим коллекторам?

1.7. ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Основные гидрогеологические процессы фильтрации и инфильтрации связаны с изменением механической энергии в ГГС. Полагая плотность подземных вод неизменной, можно пользоваться гидродинамическим напором, который определяется зависимостью (1.1). Принимая во внимание, что обычно скорости подземных вод весьма незначительны, можно скоростным напором $v^2/2g$ пренебречь и от гидродинамического напора перейти к гидростатическому напору H, который, например, для точки A (см. рис. 2) равен

$$H_A=\frac{P_A}{\Delta_в}+z_A=h_{в,\,A}+z_A \qquad (1.10)$$

и выразит запас потенциальной энергии в точке A над плоскостью сравнения. Гидростатический напор иначе называют пьезометрическим уровнем, это основная сила в зоне полного насыщения. Действие этой силы оценивается градиентом напора I, который создается разностью напоров ΔH, действующих на принятой длине участка фильтрации L,

$$I=\frac{H_2-H_1}{L}=\frac{\Delta H}{L}. \qquad (1.11)$$

Из рис. 2 видно, что это средний градиент, действующий на всей длине водоносного пласта L. *Пьезометрическая поверхность* характеризует изменение пьезометрических напоров по площади распространения ГГС. На разрезе это изменение отображается линией, которая называется кривой депрессии. В грунтовых водах она называется уровнем грунтовых вод (УГВ), в напорных водах — пьезометрической кривой.

Таким образом, *процесс фильтрации* — это механическое движение свободной воды под действием градиента напора в порах и трещинах горных пород в условиях их полного заполнения этой водой. Физико-химические взаимодействия в этом случае не рассматриваются. К основным гидродинамическим характеристикам процесса фильтрации относятся: пьезометрический уровень H, градиент напора I, скорость фильтрации v, расход потока подземных вод Q, длина пути фильтрации L, площадь поперечного сечения потока F.

Расход потока подземных вод характеризует количество свободной воды, движущейся через поры и трещины горных пород, образующих водоносный пласт; измеряется в кубических метрах в сутки. Скорость фильтрации, измеряемая в метрах в сутки, характеризует движение воды в водоносном слое без учета наличия скелета породы. Это означает, что рассматривается не действительная скорость движения воды в системе ГП⇄ПВ, а некоторая фиктивная, или расчетная, величина. Она определяется как

$$v = Q/F. \tag{1.12}$$

Здесь F — площадь поперечного сечения потока, перпендикулярно к которому движется вода, определяется формулой

$$F = h \cdot B, \tag{1.13}$$

где h — мощность водоносного слоя; B — ширина потока в плане.

Скорость фильтрации является относительной характеристикой и позволяет сравнивать скорости движения различных потоков независимо от конкретного строения порово-трещинного пространства системы ГП⇄ПВ.

Процесс фильтрации может быть обусловлен действием упругих сил, которые начинают себя проявлять на больших глубинах в водоносных слоях, содержащих напорную воду (рис. 13). Система ГП⇄ПВ рассматривается как упругая сжимаемая геологическая среда, а пластическими и другими деформациями горной породы можно пренебречь. Тогда эту систему можно представить как упруго деформируемое тело, которое сжимается и расширяется пропорционально приложенной величине нагрузки согласно закону Гука.

Представим водоносный пласт, залегающий на значительной глубине между двумя водоупорными слоями глин и содержащий напорную воду под некоторым начальным пластовым дав-

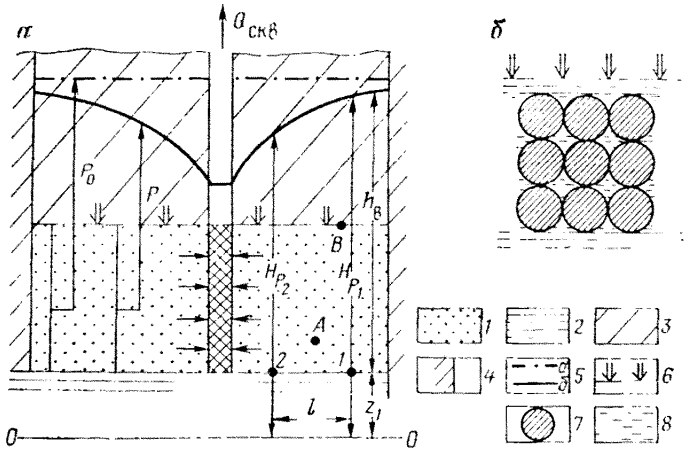


Рис. 13. Схемы возникновения фильтрации под действием изменения геостатического напора (*а*) и соотношения пластового давления с горным (*б*):
1 — водоносный пласт с напорной водой; *2* — водоупор; *3* — верхние водоупорные глины; *4* — непроницаемые границы; *5* — положение пьезометрической поверхности (*а* — начальное, при P_0. *б* — созданной геостатическим давлением при откачке воды из скважины при *P*); *6* — горное давление на кровлю пласта $P_к$; *7* — минеральная частица под давлением $P_с$; *8* — пластовая вода в порах под давлением *P*

лением P_0. Такая схема показана на рис. 13, *а*. На пласт сверху действует вес всех залегающих выше пород, так называемое горное давление (см. рис. 13, *б*)

$$P_к = h_{кр}\Delta_к, \tag{1.14}$$

где $h_{кр}$, $\Delta_к$ — соответственно мощность и плотность всех вышележащих пород в кровле водоносного пласта. Оно находится в равновесии с давлением на скелет породы $P_с$ и с начальным пластовым давлением P_0

$$P_к = P_с + P_0. \tag{1.15}$$

Примем, что водоносный пласт ограничен непроницаемыми границами и не имеет выходов на поверхность земли, через которые он мог бы получить питание за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации воды из рек. Следовательно, гидростатический напор формироваться не может. Начальное пластовое давление создано в процессе геологического развития водоносного пласта, в течение которого формировалась толща вышезалегающих пород, постепенно увеличивались их мощность, вес, горное давление, давление на скелет породы и содержащуюся в порах воду. Из вышележащих пород под влиянием их уплотнения отжималась вода, поступала в водоносный пласт и подвергалась упругому сжатию. В результате в водоносном пласте сформировалось так называемое начальное геостатическое пластовое давление воды P_0.

Если снизить это давление до величины P путем откачки воды из скважины с дебитом $Q_{скв}$, то динамическое равновесие нарушится. В соответствии с зависимостью (1.15) должно произойти увеличение давления на скелет породы P_c, если считать, что горное давление остается неизменным. Снижение пластового давления вызовет расширение воды, излишек ее начнет вытекать из порового пространства и поступать в скважину. В водоносном пласте начнется процесс фильтрации под влиянием разности геостатических давлений $\Delta P = P_0 - P$. Это давление легко перевести в геостатический напор H_P согласно зависимости (1.10), в которой $h_в$ будет представлять столб воды плотностью $\Delta_в$, созданный пластовым геостатическим давлением P.

Градиент напора, определяющий *упругую фильтрацию* между точками 1 и 2 (см. рис. 13), выразится как

$$I_р = \frac{H_{р1} - H_{р2}}{l}. \qquad (1.16)$$

Процесс фильтрации в пласте можно вызвать изменением величины горного давления на его кровлю, например, уменьшить, сократив мощность вышележащих пород путем сооружения крупных глубоких карьеров, или увеличить его путем строительства крупных водохранилищ, плотин и т. п. В результате в водоносном пласте возникает перераспределение пластового давления и изменяется H_P.

В зоне аэрации наблюдается процесс *инфильтрации,* или *влагопереноса,* как механическое движение в условиях неполного насыщения пор свободной и физически связанной водой под действием гидростатического давления и молекулярно-капиллярных сил, которые оцениваются обобщенно величиной капиллярного потенциала всасывания $\varphi_к$. Последний существенно зависит от влажности пород. Физико-химические взаимодействия между горной породой и подземной водой не учитываются. Наиболее изучен процесс нормальной инфильтрации, который возникает в условиях, когда инфильтрующейся воды достаточно, чтобы в образующемся потоке заполнить все поры и трещины (см. рис. 6, *б*). В этом случае нисходящий поток образует единую, сплошную гидравлическую среду, внутри которой движение воды идет по механизму фильтрации, а на внешнем контуре этого потока, где он соприкасается с неводонасыщенными («сухими») породами зоны аэрации, возникают капиллярные силы. На нижней границе потока гравитационные и капиллярные силы действуют в одном вертикальном направлении, а на боковых его границах капиллярные силы всасывания направлены горизонтально и способствуют боковому растеканию потока.

Процесс нормальной инфильтрации характеризуется теми же гидродинамическими показателями, что и процесс фильтрации, но только они приобретают свое специфическое содержание. Рассмотрим рис. 6, *б*. Максимальная величина гидростатического напора H_1 создается столбом воды h_0, находящейся в ка-

нале, а также мощностью инфильтрационного потока h, численно равной его длине l (см. рис. 6). Минимальная величина напора H_2 определяется положением относительно плоскости сравнения нижней границы, отделяющей опускающийся инфильтрационный поток от «сухой» зоны. Разность этих значений определяет действие гидростатического напора. Величина капиллярного давления зависит от влажности пород зоны аэрации. Если ориентировочно принять начальную влажность пород неизменной и равной максимальной молекулярной влагоемкости, то, согласно Н. Н. Биндеману, величина капиллярного давления приближенно выразится как $h_к = 0{,}5\ H_к$, где $H_к$ — высота капиллярного поднятия пород, в которых идет инфильтрация.

Совместное действие сил инфильтрационного процесса можно выразить через градиент

$$I^w = \frac{\Delta H + h_к}{h} = \frac{h_0 + h + h_к}{h}, \qquad (1.17)$$

где $\Delta H = H_1 - H_2 = h_0 + h$.

Инфильтрационный поток характеризуется непрерывным изменением градиента напора, величина которого, как видно из формулы (1.17), постепенно уменьшается, но всегда больше единицы.

Обозначив расход инфильтрационного потока через Q^w, можно найти скорость инфильтрационного движения по формуле (1.12), в которой F^w есть площадь поперечного сечения инфильтрационного потока в плане, определяемая как

$$F^w = BL, \qquad (1.18)$$

где B — ширина нисходящего потока в вертикальной плоскости (см. рис. 6, *б*), а L — длина потока в плане (на рис. 6, *б* это длина канала в плане).

Задача 1.8.

Используя рис. 2, написать для точек B и C выражения пьезометрических уровней H_B и H_C.

Решение. 1. Согласно формуле (1.10) пьезометрический уровень в точке B, расположенной на водоупоре, определится как сумма двух составляющих: высоты положения точки B над плоскостью сравнения z_B и пьезометрической высоты $h_{в,\,B}$ как столба воды, отвечающего мощности водоносных пород $h_{в,\,B} = h$, имеем $H_B = h_{в,\,B} + z_B$.

2. Для точки C имеем: пьезометрическая высота $h_{в,\,C}$ равна нулю, так как точка находится на УГВ (наличием капиллярной зоны можно пренебречь и пьезометрический уровень H_C в точке C равен по величине геометрической высоте ее положения над плоскостью сравнения, т. е. $H_C = z_C$ при $h_{в,\,C} = 0$. По этому условию находят положение уровня грунтовых вод как свободной поверхности, на которой давление равно атмосферному и нет избыточного напора.

Задача 1.9.

Используя рис. 13, *а*, написать для точек A и B выражение для геостатических напоров $H_{A,\,P}$ и $H_{B,\,P}$, показать их составляющие.

Задача 1.10.

Пользуясь сведениями, изложенными в разд. 1.7, выполнить следующие задания: а) нарисовать в тетради рис. 5, *а*, показать плоскость сравнения; б) в сечениях *I*, *II*, *III* показать мощность водоносного слоя в точках *A*, *B*,

C; величину пьезометрического уровня *H*; в) записать величину напорного градиента между сечениями *I—II* и *II—III*; показать направление движения воды.

Задача 1.11.

Пользуясь сведениями, изложенными в разд. 1.7, выполнить следующие задания: а) нарисовать в тетради рис. 5, *б*, показать плоскость сравнения; б) в сечениях *I*, *II* показать мощность водоносного слоя и величину пьезометрического уровня *H* в точках *A*, *B*, *C*; в) записать величину напорного градиента между сечениями *I—II*, показать направление движения воды; г) установить, где наблюдается взаимодействие с внешней средой и поступление энергии в водоносный пласт (см. рис. 5), каким показателем может быть оценена общая величина этой энергии; д) определить величину избыточного напора в водоносном пласте в сечениях *I* и *II*.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение гидростатическому и геостатическому напору, укажите в чем их различие. 2. Что такое градиент напора, как он выражается для процессов фильтрации и инфильтрации? 3. Что относится к основным гидродинамическим характеристикам процессов фильтрации, инфильтрации? 4. Что такое пьезометрическая поверхность, пьезометрическая кривая, уровень грунтовых вод? 4. Что такое геостатическое пластовое давление? 6. Как выражается площадь поперечного сечения потока при горизонтальном и вертикальном его движении?

1.8. ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГГС

Рассмотрим две элементарные ГГС — пласты с грунтовыми и напорными водами, представленные на рис. 2 и 4.

Основными элементами, характерными для любой ГГС, являются: 1) внешние границы и область ее распространения; 2) область питания и создания напора; 3) область разгрузки (стока); 4) пьезометрическая поверхность.

Область распространения данной ГГС — геологическая среда (гидролитосферное пространство), которую она занимает в пределах принятых границ. Виды границ рассмотрены в разд. 1.3. Пользуясь этими данными, прокомментируем рис. 2 и 4. Для ГГС с грунтовыми водами границы представлены: контурами русел рек *А* и *Б* (боковые), уровнем грунтовых вод (верхняя) и кровлей подстилающих водоупорных глин (нижняя). В ГГС с напорными водами нижняя и верхняя границы представлены кровлей подстилающих и подошвой покрывающих водоносные пески водоупорных глин, а боковые — уровнем грунтовых вод в области выхода водоносных песков на поверхность земли.

Область питания и создания напора — площадь наивысшего гипсометрического положения выходов водосодержащих пород на поверхность земли (или под хорошо проницаемые породы другого состава и возраста), где в систему поступает питание (или энергия и масса вещества) и наблюдаются максимальные отметки пьезометрических уровней или напоров. В принятой постановке (когда не рассматриваются физико-химические взаимодействия, газы и органическое вещество) речь идет о поступлении массы воды и формировании гидростатических или геостатических напоров. Далее рассматриваются гидростатические напоры. Питание — это пополнение запасов подземных

вод, выражающееся в повышении их пьезометрического уровня или давления, а следовательно, и в увеличении их расхода. Это тождественно увеличению запасов потенциальной энергии в системе. Питание может осуществляться за счет инфильтрации атмосферных осадков или оросительных вод через зону аэрации, фильтрации речных вод в паводок, фильтрационных потерь из каналов, поступления воды из соседних ГГС и т. п. На рис. 2 область питания представлена контуром русла р. *Б*, через который осуществляется поступление речных вод в грунтовые и создается максимальный гидростатический уровень $H_{max}=H_2$. На рис. 4 область питания напорных вод представлена полосой выходов водосодержащих песков на поверхность земли. Здесь максимальные отметки гидростатического напора H_{max} создаются инфильтрацией атмосферных осадков, идущих на питание подземных вод. В области питания напорные воды переходят в грунтовые.

Область разгрузки — площадь с наинизшим гипсометрическим положением выходов водосодержащих пород на поверхность земли (или под хорошо проницаемые породы другого состава и возраста), где наблюдаются выходы воды (потеря энергии) из системы и создаются минимальные отметки пьезометрических уровней. Разгрузка (или сток) подземной воды ведет к понижению пьезометрического уровня или давления в системе, наблюдается расходование запасов подземных вод, а следовательно, уменьшение потенциальной энергии системы. Понятие «разгрузка» является более широким по содержанию, чем «сток», и представляет собой любое по виду и процессу расходование (вытекание) воды из ГГС. Это могут быть выходы подземной воды в виде источников (или родников), подземный сток в реки и озера, испарение с уровня грунтовых вод при неглубоком (до 3 м) их залегании от поверхности земли, перетекание через слабопроницаемые породы в подошве или кровле водоносных пластов путем вертикальной фильтрации, подземный перелив через внешние границы в соседние ГГС, откачка воды водозаборными или дренажными скважинами и т. п.

Понятие «сток» относят к разгрузке грунтовых вод и подразумевают выход подземных вод в виде нисходящих источников или их сток фильтрацией непосредственно в русло либо в отложения рек, озер и других поверхностных водоемов. На рис. 2 разгрузка представлена стоком грунтовых вод в русло р. *А*, где $H_{min}=H_1$, область разгрузки — контур русла р. *А*. На рис. 4 областью разгрузки напорных вод является выход на поверхность земли водосодержащих песков с напорными водами. Здесь они становятся грунтовыми с минимальными (по отношению ко всей системе) отметками пьезометрических уровней, а в понижениях рельефа наблюдаются выходы восходящих источников.

Питание и разгрузка могут быть сосредоточенными и рассеянными [6, 16, 31, 32]. В первом случае они идут по опреде-

ленным контурам (границам), во втором — на определенных площадках. По местоположению области питания и разгрузки в пределах ГГС делятся на внешние и внутренние. Внешние области располагаются по периферии ГГС и являются одновременно элементами соседних с ней систем. Чаще всего это основные области питания. Внутренние области находятся внутри данной системы и являются локальными областями питания и разгрузки. В системах с напорными водами, особенно для тех, которые залегают на больших глубинах, основная область создания геостатического напора может находиться внутри системы. В этих системах областью развития напора является та площадь, в пределах которой наблюдается избыточный напор над кровлей водоносного пласта.

Пьезометрическая поверхность характеризует распределение гидро- и геостатических напоров или давлений в пределах всей ГГС. Ее примерное положение определяется из соотношений отметок пьезометрических уровней в областях питания и разгрузки ГГС. При отсутствии этих данных для ориентировочной оценки могут быть использованы гипсометрические отметки рельефа в областях выхода водосодержащих пород на поверхность земли. Пьезометрическая поверхность графически в плане изображается в виде системы изолиний, соединяющих точки с одинаковыми значениями пьезометрических уровней. Для грунтовых вод такие линии носят название гидроизогипс, а для напорных — пьезоизогипс. На профиле (разрезе) распределение пьезометрических уровней в пределах системы изображается в виде линии — уровня грунтовых вод или пьезометрической кривой.

Для выделения областей питания и разгрузки ГГС в плане необходимо иметь: а) гидрогеологическую карту (или схему), на которой показана вся площадь распространения ГГС и выходы слагающих ее водосодержащих пород на поверхность земли; б) карту пьезометрической поверхности ГГС в виде карты гидроизогипс для грунтовых вод и пьезоизогипс — для напорных; в) карты глубин залегания от поверхности земли уровня грунтовых вод и кровли водоносных пород для ГГС с напорными водами; г) гидрогеологические разрезы.

1.9. ОСОБЕННОСТИ ГГС С ГРУНТОВЫМИ И НАПОРНЫМИ ВОДАМИ

Отметим кратко принципиальные различия ГГС с грунтовыми и напорными водами. В первых пьезометрическая поверхность всегда совпадает с верхней внешней границей системы, отделяющей водоносные породы от неводонасыщенных, вследствие чего уровень грунтовых вод является реальной поверхностью жидкости. При вскрытии его буровой скважиной в ней устанавливается вода практически на той же глубине от поверхности земли, что и в самой системе.

Изменение уровня воды на боковых границах системы ведет к изменению мощности водоносных пород. Этот процесс

сопровождается насыщением или осушением пород в зоне колебаний уровня. Скорость насыщения и осушения определяется величиной гравитационной емкости μ (системы). Эти процессы достаточно длительные, и колебания уровня грунтовых вод обладают некоторой инерционностью, т. е. запаздыванием.

В системах с напорными водами вследствие наличия в их кровле водоупорных пород пьезометрическая поверхность всегда располагается выше кровли и тем самым в воде создается избыточное давление или напор. В этом случае она является мнимой поверхностью, которая характеризует распределение гидро- и геостатического давления или напора в системе. Изменение пьезометрических уровней в областях питания и разгрузки вызывает изменение только давления или напора подземной воды, изменяется запас упругих сил в соответствии со свойствами упругой емкости μ^* системы. Гравитационного осушения или насыщения водоносных пород не наблюдается, мощность их остается неизменной. Колебания уровней происходят весьма быстро, во много раз скорее, чем в системах с грунтовыми водами. Показателем этого процесса является коэффициент уровне- или пьезопроводности a. В системах с грунтовыми водами он равен 10^2—10^3 м^2/сут, а в системах с напорными водами (при той же величине водопроводимости T) 10^5—10^6 м^2/сут. Следовательно, при одних и тех же воздействиях в системе с напорными водами скорость изменения пьезометрических уровней будет на три порядка выше, чем в аналогичной системе с грунтовыми водами.

1.10. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ ОБЛАСТЕЙ ПИТАНИЯ И РАЗГРУЗКИ

Согласно А. М. Овчинникову [32], области разгрузки могут быть открытыми и скрытыми. Развивая его идеи, разделим области питания и разгрузки на *открытые* и *закрытые*. Под первым будем понимать площади непосредственного выхода водоносных пластов на поверхность земли, где наблюдается пополнение или расходование запасов подземных вод. Эти площади хорошо картируются при гидрогеологических съемках путем прямого обследования. Вторые могут быть выявлены только по данным бурения, геофизических и гидрогеологических работ, так как в этом случае водоносные пласты на поверхность земли не выходят, а скрыты под хорошо проницаемыми водоносными или сухими породами другого состава и возраста. На этих площадях идет неявное (скрытое от непосредственного наблюдения) пополнение или расходование запасов подземных вод. Виды областей питания и разгрузки приведены в табл. 6. По размерам и конфигурации в плане выделены три типа областей: очаг, контур, зона. Первые два вида характерны для сосредоточенных питания и разгрузки, третий — для рассеянных.

Гидрогеологическое содержание областей питания и разгрузки разнообразно и определяется многими факторами.

Таблица 6. Систематизация областей питания и разгрузки

Виды областей питания и разгрузки			Примеры гидрогеологического содержания областей питания и разгрузки ГТС	
по отношению к земной поверхности	по происхождению	по размерам и конфигурации в плане	с грунтовыми водами	с напорными водами
Открытые	Естественные	Очаг	Источник, болото	Группа источников
		Контур	Контур русла реки, уреза озера	Линейный выход источников по зоне разлома, контур речной долины
		Зона	Зона выклинивания стока, зона испарения с УГВ, зона инфильтрационного питания	Выход пород на поверхность земли
	Искусственные	Очаг	Скважина, шахта	Группа скважин
		Контур	Канал, контур водохранилища, горизонтальная дрена	Ряд водозаборных, дренажных скважин
		Зона	Массив орошения, карьер, площадный дренаж	Дренирующая система горных выработок, площадной водозабор
Закрытые	Естественные	Очаг	Субаквальный источник, литолого-фациальное «окно»	Субмариниый источник, литолого-фациальное «окно», эрозионное «окно»
		Контур	Тектонический контур скрытого дренирования, внутренний литологический контур перелива	Тектонический, литолого-фациальный контур скрытого дренирования
		Зона	Зона скрытого поглощения речного стока, площадь, через которую идет глубинное перетекание	Тектоническая зона, погребенная речная долина, площадь слоя, через которую идет глубинное перетекание
	Искусственные	Очаг, контур, зона	Появляются в результате техногенного воздействия (участки трещин, разломы, зоны внутреннего обрушения и т. п.)	

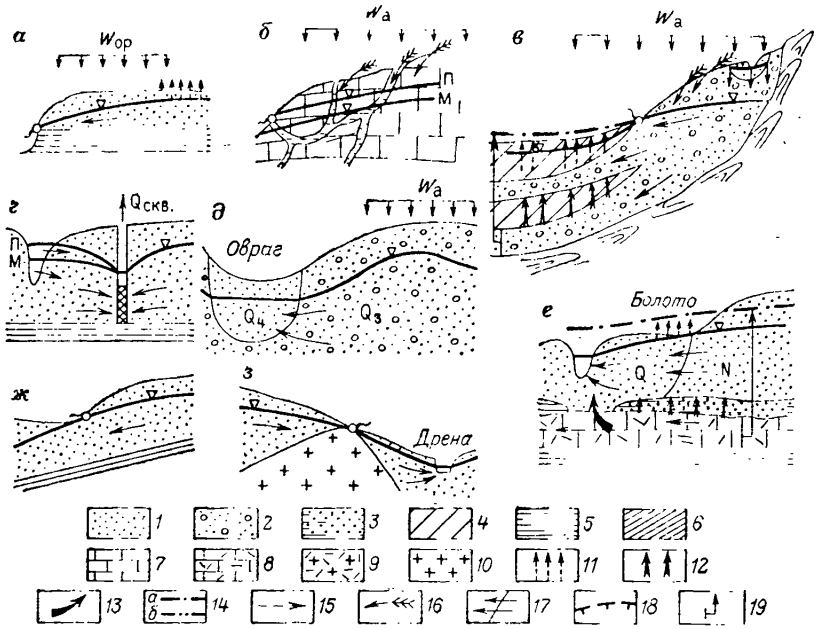


Рис. 14. Виды областей питания и разгрузки для ГГС с грунтовыми водами

Открытые области питания: а — рассеянное путем инфильтрации атмосферных осадков и оросительных вод; *б* — то же, с поглощением поверхностного и речного стока; *в* — то же, с поглощением поверхностного и речного стока; *г* — сосредоточенное питание путем фильтрации паводковых речных вод. *Закрытые области питания; д* — по геолого-литологическому контуру переливом вод из другого водоносного горизонта; *е* — кроме того, через «окно» размыва в водоупорном ложе и глубинным перетеканием через разделяющий слой из другого напорного водоносного горизонта. *Открытые области разгрузки; а* — сосредоточенная контактовым источником и рассеянная испарением с УГВ; *б* — сифонным источником; *в* — подпорно-эрозионная зона выклинивания подземного стока через систему источников; *г* — откачкой из водозаборной скважины. *Закрытые области разгрузки: д* — сосредоточенным переливом через геолого-литологический контур; *е* — то же, через «окно» размыва в водоупоре, рассеянным глубинным перетеканием и испарением с УГВ открытым стоком в русло реки; *ж* — транзитным подземным стоком и открытым стоком через эрозионный источник; *з* — открытым стоком в дрену или через барьерный источник; *1* — песок; *2* — гравийно-галечниковые отложения; *3* - слабопроницаемые опесчаненные глины; *4* — слабопроницаемые суглинки; *5* — водоупорные глины; *6* — непроницаемые породы; *7—8* — известняки (*7* — водоносные; *8* — сильнотрещиноватые); *9-10* — изверженные породы (*9* — трещиноватые водоносные; *10* — плотные); *11* — испарение с поверхности уровня грунтовых вод; *12* — глубинное перетекание через разделяющий слой; *13* — перелив через «окно» размыва; *14* — пьезометрические кривые напорных I(*а*) и II(*б*) водоносных горизонтов; *15* — направление движения подземных вод; *16* — поглощение поверхностного стока; *17* — перелив через геолого-литологический контур; *18* — граница зоны мерзлых водоносных пород; *19* — здесь и на следующих рисунках стрелка, показывающая напор в водоносном горизонте; $W_{ор}$ — инфильтрация от орошения

В табл. 7 приведены виды питания и разгрузки, которые наиболее характерны для ГГС с грунтовыми (ГВ) и напорными (НВ) водами, и дана их краткая характеристика. На рис. 14 показаны характерные виды и области питания и разгрузки, свойственные ГГС с грунтовыми водами, а на рис. 15 — с напорными водами.

В грунтовых водах питание за счет инфильтрации атмосферных осадков осуществляется практически на всей площади их распространения, а испарение с поверхности грунтовых вод

Таблица 7. Систематизация видов питания и разгрузки

Виды питания и разгрузки			Примеры гидрогеологического содержания			
			видов питания		видов разгрузки	
по отношению к земной поверхности	по происхождению	по проявлению	для ГВ	для НВ	для ГВ	для НВ
Открытые	Естественные	Сосредоточенные	Поглощение стока и фильтрация речных вод		Источники, сток в реки, озера	
		Рассеянные	Поглощение поверхностного стока, инфильтрации атмосферных осадков в области выходов водосодержащих пород		Испарение с УГВ, на болотах, в лиманах	Испарение с УГВ
	Искусственные	Сосредоточенные	Фильтрация воды из оросительных каналов, водохранилищ, нагнетание воды в скважины		Сток в открытые дрены, откачка скважинами	Разгрузка в дренажные, водозаборные скважины
		Рассеянные	Инфильтрация поливных вод на массивах орошения		Испарение в зоне подтопления от каналов, водохранилищ	—

Продолжение табл. 7

Виды питания и разгрузки			Примеры гидрогеологического содержания			
по отношению к земной поверхности	по происхождению	по проявлению	видов питания		видов разгрузки	
			для ГВ	для НВ	для ГВ	для НВ
Закрытые	Естественные	Сосредоточенные	Поглощение речного стока при глубоком залегании УГВ	Вертикальная фильтрация из соседних пластов через фациальные окна, разрывные нарушения	Перелив воды в соседний водоносный пласт по контакту причленения	Субмаринные источники, разгрузка в речные долины
		Рассеянные	Вертикальное перетекание из соседнего пласта		Испарение во впадинах, вертикальное перетекание в соседний водоносный пласт	
	Искусственные	Сосредоточенные	Глубинное питание через фациальные окна из нижележащего пласта при искусственном повышении уровня воды в нем		Глубинная разгрузка в соседний пласт через фациальные окна под влиянием эксплуатации подземных вод	
		Рассеянные	Перетекание через разделяющий слой из нижележащего пласта при повышении уровня воды в нем системой нагнетательных скважин		Перетекание через разделяющий слой в соседний пласт в условиях эксплуатации подземных вод	

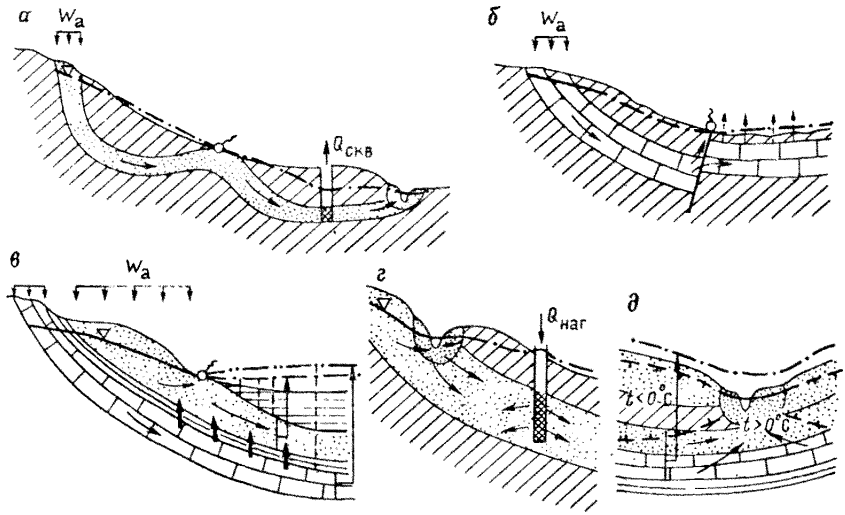


Рис. 15. Виды областей питания и разгрузки для ГГС с напорными водами

Открытые области питания: а, б — инфильтрация атмосферных осадков; *в* — то же, и поглощение поверхностного стока. *Закрытые области питания: г* — поглощение речного стока и нагнетание в скважину. *Открытые области разгрузки: а* — сосредоточенный восходящий эрозионный источник и откачка из скважины; *б* — барьерный источник на зоне разлома; *в* — линейная система (в плане) контактовых источников. *Закрытые области разгрузки: а* — подземный сток в речную долину; *б, в* — вертикальная фильтрация через кровлю пласта к испаряющей поверхности в аридном климате, а также рассеянное глубинное перетекание через разделяющий слой; *г* — частичный сток в речную долину (краевая зона разгрузки); *д* — подземный сток в речную долину через сквозной талик. Остальные условные обозначения см. на рис. 14

возможно при глубине до воды менее 3 м (см. рис. 14, *а, б, г*, 15, *в*). Искусственное инфильтрационное питание может быть связано с потерями оросительных вод на массивах орошения (см. рис. 14, *а*), утечками из водопроводов на территории городов и т. п. В напорных водах инфильтрационное питание наблюдается в областях выхода водоносных пород на поверхность земли. При небольших размерах выходов (по отношению ко всей ГГС) это питание может быть принято за сосредоточенное (см. рис. 15, *а, б*), при значительных размерах — за рассеянное (см. рис. 15, *в*). Испарение как скрытая разгрузка проявляется в днищах впадин, в понижениях рельефа (лиманах, сорах), где в аридном климате появляются солончаки (см. рис. 15, *б, в*).

Глубинное перетекание бывает двух видов: а) сосредоточенное через так называемые гидрогеологические «окна» (размыв в разделяющем слое, фациальное замещение глинистых пород на супесчаные и пески, тектонические нарушения и др.) (см. рис. 14, *е*, 15); рассеянное через разделяющие глинистые слои по всей площади их распространения, если значения вертикальных коэффициентов фильтрации более 10^{-5}—10^{-7} м/сут (см. рис. 14, *в, е*, 15, *в*).

Поглощение поверхностного и речного стока как питание грунтовых и напорных вод наблюдается на площадях, где зона аэрации сложена высокопроницаемыми породами, в которые врезаны долины, а уровень подземных вод располагается на значительной глубине (см. рис. 14, *в*, 15, *г*). В результате поверхностный сток переводится в подземный. Воды, заключенные в отложениях речной долины, оказываются «подвешенными» и через дно и борта долины скрыто инфильтруются до уровня грунтовых вод.

Задача 1.12.

Выявить на рис. 14, *а—д*: а) виды областей питания и разгрузки, представленные контурами и очагами; б) виды и области рассеянного питания и разгрузки. Использовать для этого текст разд. 1.8, 1.9, 1.10 и табл. 7.

Решение. 1. Области питания и разгрузки в виде контуров и очагов связаны с сосредоточенным питанием и разгрузкой. Выходы источников образуют внешний (см. рис. 14, *а*, *б*) и внутренний (см. рис. 14, *в*) очаги разгрузок. Искусственная область разгрузки в виде очага представлена водозаборной скважиной (см. рис. 14, *г*). Сосредоточенное питание представлено фильтрацией речных вод в паводок через контур русла реки, а разгрузка — подземным стоком скрытым перелывом через внутренний контур причленения пород разного возраста и состава, разделяющий водоносные горизонты в Q_{IV} и Q_{III} (см. рис. 14, *д*). В этом случае контуры уреза реки и оврага являются одновременно внешними границами водоносных горизонтов и областями их питания и разгрузки.

2. Рассеянное питание представлено инфильтрацией атмосферных осадков в пределах всей площади распространения грунтовых вод (см. рис. *а*, *б*), поглощением поверхностного стока через зону аэрации (см. рис. 14, *в*) и инфильтрацией поливных вод на массиве орошения (см. рис. 14, *а*). В последнем случае область питания представлена зоной орошения. Испарение с поверхности грунтовых вод наблюдается на участке с глубиной до воды менее 3 м (см. рис. 14, *в*). В этом случае область разгрузки определяется по карте глубин залегания грунтовых вод (УГВ от 0 до 3 м).

Задача 1.13.

Проанализировать гидрогеологические условия, показанные на рис. 14, *е*, *ж*, *з*. Выделить и охарактеризовать: а) виды и области скрытого сосредоточенного питания и разгрузки; б) виды и области открытого и закрытого рассеянного питания и разгрузки. Рис. 14, *е*, *ж*, *з* нарисовать в тетради. Использовать текст разд. 1.8, 1.9, 1.10 и табл. 6, 7.

Задача 1.14.

Проанализировать гидрогеологические условия, показанные на рис. 15. Выделить: а) внутренние и внешние области разгрузки; б) области, представленные как очаг, контур и зона; в) назвать все области питания и разгрузки, разделив их на открытые и закрытые, указать, на какой схеме область разгрузки может совпадать с площадью распространения водоносного пласта. Рис. 15 нарисовать в тетради. Использовать текст разд. 1.8, 1.9, 1.10 и табл. 6.7.

Задача 1.15.

Используя текст разд. 1.8, 1,9, 1.10 и табл. 6, 7, проанализировать гидрогеологические условия, показанные на рис. 16, *а*, и решить следующие задачи: 1) перерисовать рис. 16, *а* в тетрадь, дорисовать возможные виды питания и разгрузки, используя условные обозначения рис. 14, 15; 2) назвать все показанные на рис. 16 виды: а) сосредоточенного открытого питания и разгрузки; б) рассеянного питания и разгрузки; в) глубинного перетекания; выделить для грунтовых вод участки, где оно наблюдается как питание и как разгрузка; 3) назвать виды и области питания и разгрузки для грунтовых вод, приуроченных к отложениям первой террасы Q_{III}; 4) то же, для грунтовых вод второй террасы Q_{II}; 5) то же, для грунтовых вод междуреч-

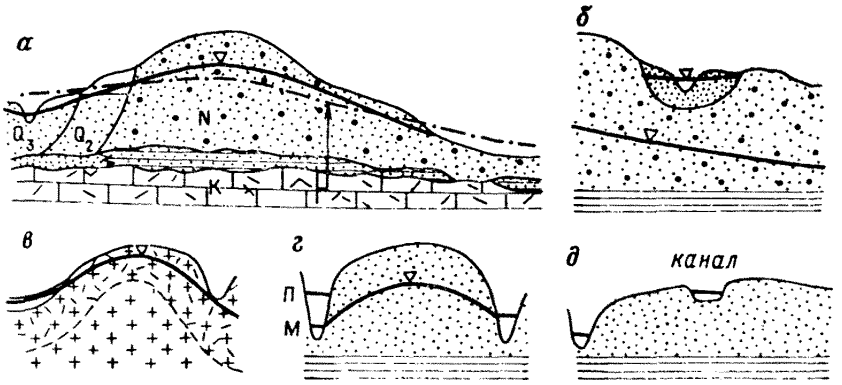


Рис. 16. Виды областей питания и разгрузки ГГС:
а — ГГС с грунтовыми водами в отложениях речной долины и междуречного пространства; *б* — грунтовые воды в головной части конуса выноса; *в—д* — ГГС с грунтовыми водами в междуречье, сложенном трещиноватыми изверженными породами *(в)* и рыхлыми осадочными *(г, д)*. Остальные условные обозначения см. на рис. 14

ного пространства, приуроченных к пескам неогена; 6) для напорных вод в меловых известняках выделить области питания и разгрузки; 7) нарисовать в пределах всей сложной ГГС новый уровень грунтовых вод так, чтобы появились дополнительные области разгрузки в виде очагов, изобразить искусственную область разгрузки.

Задача 1.16.

Используя текст разд. 1.8, 1.9, 1.10 и табл. 6, 7, проанализировать гидрогеологические условия, показанные на рис. 16, *б*, *в*, и решить следующие задачи: 1) перерисовать рис. 16, *б*, *в* в тетрадь и дорисовать все возможные виды питания и разгрузки, используя условные обозначения к рис. 14, 15; 2) назвать все области питания и разгрузки, разделив их на открытые и закрытые, представленные как очаг, контур и зона.

Задача 1.17.

Пользуясь текстом разд. 1.8, 1,9, 1.10 и табл. 6, 7, проанализировать гидрогеологические условия, показанные на рис. 16, *г*, *д*, и решить следующие задачи: 1) перерисовать рис. 16, *г*, *д* в тетрадь и дорисовать все возможные виды питания и разгрузки, используя условные обозначения к рис. 14, 15; предварительно нанести на рис. 16, *г* положение уровня грунтовых вод в паводок, а на рис. 16, *д* — положение уровня грунтовых вод на участке «река — канал» и справа от канала; 2) назвать все виды сосредоточенного питания и разгрузки и рассеянного питания; 3) назвать все области питания и разгрузки, разделив их на открытые, закрытые, представленные как линейный контур и в виде зон.

Контрольные вопросы

1. Что такое питание, разгрузка, сток подземных вод? 2. Что называется областью питания и создания напора? 3. Что называется областью разгрузки? 4. Перечислите основные элементы системы. 5. На какие основные виды можно разделить питание и разгрузку? 6. Какие области питания называют очагом, контуром, зоной? 7. Какие виды питания можно отнести к открытому, сосредоточенному и рассеянному, закрытому? 8. В чем отличие открытых областей питания и разгрузки от закрытых?

Тема 2

Основы гидрогеологической стратификации

2.1. ПОНЯТИЕ О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ

Разные авторы определяют гидрогеологическую стратификацию различно [5, 35, 37, 46], но все сходятся на том, что это расчленение геологического разреза на слои или объемы, существенно отличающиеся в гидрогеологическом отношении.

Следуя Г. Н. Каменскому, введем понятие *гидрогеологический элемент* (ГГЭ) — это некоторый объем геологической среды, выделенный на основе гидрогеологических признаков и не подвергающийся дальнейшему членению. Понятие это относительное, так как для ГГС различных уровней содержание ГГЭ будет различным. ГГЭ как подсистемы образуют иерархический ряд. Это означает, что в каждой последующей ГГС более низкого уровня ее ГГЭ строятся на основе предыдущей ГГС. Идет укрупнение ГГЭ и ГГС, развитие и усложнение ГГЭ, а вместе с ними и самих ГГС в геологическом пространстве. Таким образом, системы всех уровней оказываются связанными между собой. ГГС определенного уровня отвечают элементы своего гидрогеологического содержания. Назовем их *исходными элементами гидрогеологической стратификации* (ИЭГГС). Соотношение в пространстве гидрогеологических элементов определенного уровня образует гидрогеологическую структуру системы данного уровня.

Гидрогеологическая стратификация — выделение в гидролитосфере ГГС разных уровней и основных исходных элементов их гидрогеологических структур. При этом системой самого малого размера считаем согласно табл. 1 систему пятого уровня (слой, локальную трещиноватую зону, локальный разлом). Принимая во внимание приведенные определение и классификацию ГГС (см. табл. 1), выделим *локальную* (первичную) и *региональную* (вторичную) стратификации. Под первой понимают обоснование и выделение в разрезе и на площади исходных элементов гидрогеологической стратификации и ГГС среднего уровня, под второй — выделение ГГС макро- и мегауровней на основе различных типов простых бассейнов и гидрогеологических массивов. Структурная схема гидрогеологической стратификации показана в табл. 8.

Ряд ИЭГГС определим для двух типов геологической среды, существенно различающихся гидрогеологическими признаками, а именно: а) осадочных пород, преимущественно рыхлых и полускальных, способных образовывать геологические тела

в виде слоев, пластов, и б) изверженных метаморфических пород, твердых, разной степени трещиноватых, способных образовывать блоки, массивы, дайки и т. п. Рассмотрим принципы обоснования и выделения исходных гидрогеологических элементов при первичной стратификации. Основы региональной стратификации приведены в работе [35].

2.2. ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ

Стратиграфо - гидрогеологический подход в основных позициях разработан А. С. Рябченковым, М. Е. Альтовским и развит Н. И. Толстихиным, А. М. Овчинниковым, И. К. Зайцевым, Н. М. Фроловым и др. [5, 26, 35, 39]. Принцип гидрогеологической стратификации основан на учете стратиграфических и гидрогеологических признаков системы «порода—подземная вода». При этом основное расчленение геологического разреза выполняется с учетом геолого-структурных особенностей территории, а литолого-фациальный анализ рассматривается как база для определения исходных гидрогеологических свойств, а именно, степени водопроницаемости и водосодержания пород в пределах рассматриваемого разреза. По этим признакам в разрезе выделяют водонасыщенные и неводонасыщенные, проницаемые, относительно проницаемые и т. п. слои и пласты. Для такого деления разработаны количественные показатели этих свойств [5, 46]. Приведенные в теме 1 понятия ГГС и ее свойства показывают, что при расчленении разреза необходимо в качестве исходного использовать также гидродинамический

Таблица 8. Структурная схема гидрогеологической стратификации

Тип геологической среды	Стратификация										
	локальная						региональная			глобальная	
Осадочные породы	Слой	→	Горизонт	→	Комплекс	→	Простой гидрогеологический бассейн	→	Сложный гидрогеологический бассейн	Гидросфера суша — океан	
Изверженные и метаморфические породы	Локальные зоны, разломы	→	Региональные зоны, разломы	→	Совокупность региональных зон, разломов	→	Простой гидрогеологический массив	→	Сложный гидрогеологический массив		

признак — наличие и положение пьезометрической поверхности. Это дополнительное требование сводится к анализу элемента как целостной гидрогеологической системы, т. е. к рассмотрению его в пределах определенных пространственных границ. Это означает, в свою очередь, необходимость установления для этой ГГС областей питания и разгрузки, так как их положение и вид определяют общность условий формирования пьезометрической поверхности и проявления главных сил, обусловливающих движение воды в рассматриваемой системе и, как следствие, ее гидрогеохимические и другие особенности.

Отметим еще одно преимущество такой трактовки стратиграфо-гидрогеологического метода, построенного на более полном учете принципов системного подхода. По мере укрупнения ИЭГГС каждый последующий элемент стратификации включает предыдущий, но имеет свой основной гидрогеологический признак, по которому отличается от предыдущих и последующих. Принимая во внимание все эти требования, дадим определения основным ИЭГГС, которыми будем пользоваться при решении задач как в этой, так и в других темах данного пособия.

2.3. ИСХОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРАТИФИКАЦИИ

Для ГГС, сложенных рыхлыми и полускальными осадочными породами, самым мелким ГГЭ является *слой*. Как стратиграфическое понятие это одновозрастный слой пород, характеризующийся выдержанностью по мощности и распространению, обладающий относительной однородностью фильтрационных и емкостных свойств. Выделяют следующие типы слоев: водоносный; относительно водоупорный, водоупорный, неводонасыщенный проницаемый, слабопроницаемый, непроницаемый. Показатели их свойств приведены в табл. 3. Эти слои являются исходными «кирпичиками», на основе которых строятся собственно стратиграфические понятия, такие как водоносный горизонт и др. Линзы, не выдержанные по мощности и простиранию породы, не являются самостоятельными элементами гидрогеологической стратификации. Водоносный, водоупорный и относительно водоупорный (или разделяющий) слои используются для выделения стратиграфических элементов в насыщенной зоне ГЛС. Разной степени проницаемые неводонасыщенные слои используются при гидрогеологической стратификации зоны аэрации и верхней части разреза зоны насыщения для выделения сдренированных толщ пород, межпластовых грунтовых вод (рис. 17, *б*).

Водоносный горизонт — один или несколько водоносных слоев, характеризующихся общностью формирования и проявления в них движения воды и имеющих вследствие этого единую пьезометрическую поверхность. Общность формирования движения определяется единством условий возникновения и

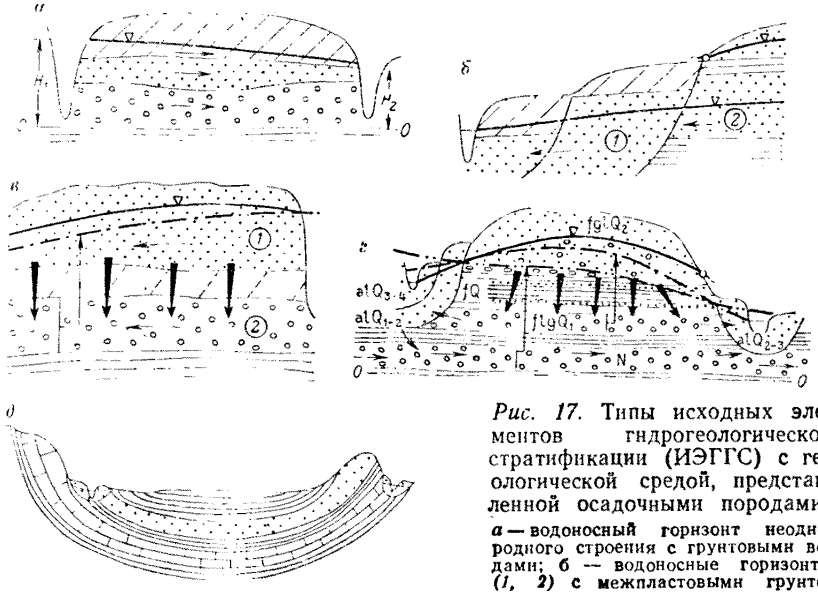


Рис. 17. Типы исходных элементов гидрогеологической стратификации (ИЭГГС) с геологической средой, представленной осадочными породами: *а* — водоносный горизонт неоднородного строения с грунтовыми водами; *б* — водоносные горизонты *(1, 2)* с межпластовыми грунтовыми водами; *в* — водоносный комплекс с грунтовыми *(1)* и напорными *(2)* водами в четвертичных отложениях; *г* — междуречный бассейн с межпластовыми напорными водами в неогеновых, четвертичных отложениях и грунтовыми водами в аллювиальных и флювиогляциальных отложениях; *д* — артезианский бассейн с напорными водами. Остальные условные обозначения см. на рис. 14

действия гидростатического или геостатического напоров во всех слоях. Общность проявления движения воды определяется одинаковостью расположения областей питания и разгрузки, что формирует одинаковую направленность движения воды.

Основными ГГЭ водоносного горизонта являются водоносные слои. Их число, форма, соотношение в пространстве образуют его гидрогеологическую структуру. Относительно проницаемые и водоупорные линзы и прослои имеют подчиненное значение. В совокупности они формируют водоносный горизонт. Например, он может быть слоистым, т. е. характеризоваться незакономерным размещением по разрезу и площади линз пород, разных по проницаемости, и т. п. Он может быть также разновозрастным, неоднородным по фильтрационным и емкостным свойствам, т. е. обладать пространственной изменчивостью коллекторских свойств, содержать грунтовые или напорные воды. Водоносный горизонт является самостоятельной гидродинамической единицей и тем самым отличается от водоносного слоя. Нередко вместо термина «водоносный горизонт» употребляют в качестве синонима термин «водоносный пласт». На рис. 17, *а* показан водоносный горизонт, содержащий три водоносных слоя, имеющих различные фильтрационные и емкостные свойства, но с одной и той же областью питания и разгрузки.

Водоупорный или *относительно водоупорный горизонт* — это один или несколько водоупорных или относительно водоупорных слоев, связанных общностью условий залегания и формирования в них внутрипорового давления (или напора). В последнем случае предполагается, что возникновение и распределение внутрипорового давления или пьезометрических напоров являются едиными.

Водоносный комплекс — это несколько гидравлически связанных водоносных горизонтов, разделенных слабопроницаемыми слоями или относительно водоупорными горизонтами, имеющих близкие пьезометрические поверхности и характеризующихся общностью формирования движения, ресурсов и качества вод. Общность формирования количества и качества подземных вод во всех горизонтах определяется одинаковостью их гидрогеологической истории развития.

Из определения следует, что все водоносные горизонты и разделяющие их слабопроницаемые слои образуют единую, самостоятельную гидравлическую систему. Она имеет общие области разгрузки, питания и создания напора, одинаковую направленность движения. В каждом водоносном горизонте и разделяющем слое существует своя пьезометрическая поверхность, но они одинаковы по форме и происхождению. Таким образом, одной из отличительных черт водоносного комплекса от горизонта является наличие среди водоносных пластов выдержанных по распространению разделяющих слабопроницаемых (относительно водоупорных) слоев. При этом движение в водоносных пластах идет в основном в горизонтальном направлении (вдоль пласта), а в разделяющих слоях — в вертикальном. Верхний водоносный горизонт комплекса может содержать грунтовые воды. На рис. 17, *в* представлен водоносный комплекс, приуроченный к разновозрастным ледниковым отложениям. Он состоит из двух водоносных горизонтов во флювиогляциальных песках, разделенных слоем песчанистых моренных суглинков, через которые осуществляется гидравлическая связь и наблюдается перетекание из грунтовых вод в напорный водоносный горизонт.

Обратим внимание на то, что в некоторых работах под водоносным комплексом понимают не выдержанную по разрезу и площади толщу водоносных и относительно водоупорных пород. С позиций последовательного укрупнения исходных стратиграфических элементов такое определение комплекса неприемлемо. В этом случае целесообразно пользоваться термином «толща» (в геологической стратификации «толща» также термин свободного пользования).

Относительно водоупорный (или водоупорный) *комплекс* — это несколько относительно водоупорных (или водоупорных) горизонтов, разделенных водоносными слоями небольшой мощности, образующих в целом систему, которая характеризуется преобладанием весьма низких фильтрационных и емкостных

свойств, имеет общность условий формирования в ней внутрипластовых давлений и распределения гидрогеологических показателей. Таким образом, основными ГГЭ комплекса являются водоносные и разделяющие их относительно водоупорные горизонты и слои. Их число, форма мощность, пространственное соотношение образуют гидрогеологическую структуру комплекса. Он может быть одно- и разновозрастным, горизонты и слои могут иметь одинаковые и различные фильтрационные и емкостные свойства.

В некоторых случаях число переслаивающихся водоносных и относительно водоупорных слоев может достигать десяти и более, образуется единая гидравлическая система большой мощности, т. е. водоносная серия.

Пользуются также понятием «водоносная формация», или «гидрогеологический этаж», понимая под этим некоторую совокупность из водоносных и относительно водоупорных комплексов, имеющих единую гидрогеологическую историю развития в пределах крупных тектонических циклов. Обычно к такому делению прибегают при характеристике сложного бассейна подземных вод. Понятие «гидрогеологический бассейн» подземных вод завершает иерархический ряд первичной стратификации и в то же время является начальным для другого ряда, характеризующего региональную стратификацию.

Гидрогеологический бассейн — это совокупность нескольких водоносных, водоупорных и относительно водоупорных горизонтов и (или) комплексов, характеризующихся в целом, как система, общностью геологического развития и формирования гидрогеодинамических, гидрогеохимических и гидрогеотермических процессов и, следовательно, единым типом гидрогеологической зональности.

Основными элементами гидрогеологического бассейна являются водоносные, водоупорные и относительно водоупорные горизонты и комплексы. Их число, форма и пространственное соотношение образуют гидрогеологическую структуру бассейна. Бассейны по размерам могут быть малыми, средними, крупными, содержать напорные и (или) грунтовые воды, что подчеркнуто в работах А. М. Овчинникова и Г. Н. Каменского. Водоносные и относительно водоупорные горизонты и комплексы, образующие гидрогеологический бассейн, могут иметь синклинальное, антиклинальное, моноклинальное или горизонтальное залегание, быть приурочены к одной или нескольким геологическим структурам, располагаться в пределах одного или нескольких геоморфологических элементов и ландшафтно-климатических зон. В зависимости от этого формируются бассейны, различные по строению и характеру проявления гидрогеологической зональности [35]. Они могут быть простыми и сложными. Далее будем рассматривать только простые типы гидрогеологических бассейнов подземных вод. *Простым* называется бассейн, имеющий достаточно четко выраженные гра-

ницы, содержащий не более двух-трех водоносных горизонтов и комплексов, характеризующихся однотипностью пространственной изменчивости всех свойств и взаимодействий. В основном это малые бассейны. На рис. 5 показан гидрогеологический бассейн, содержащий два водоносных горизонта — один с напорными водами, а другой — с грунтовыми,— приуроченных к отложениям речной долины, и два водоупорных горизонта. При этом нижняя граница водоупорного ложа бассейна не показана. На рис. 17, *г* показан междуречный бассейн, содержащий грунтовые и напорные воды в четвертичных отложениях.

Для трещиноватых изверженных и метаморфических пород характерны иные, чем для осадочных, условия залегания. Это в основном массивы, блоки, тела внедрения различных по форме и размерам изверженных пород (дайки, жилы и т. п.) разной степени трещиноватости, представленной следующими видами: 1) трещиноватостью выветривания, охватывающей верхнюю зону разреза мощностью до 100 м и более; 2) литогенетической, связанной с процессом внедрения магматических пород и их остыванием; 3) тектонической, в виде крупных глубоких разломов земной коры и других тектонических нарушений разного масштаба и характера (зоны разломов определенного направления, секущие, оперяющие разломы, системы трещин и т. п.). При этом образуются разные по форме и размерам в плане и разрезе зоны трещиноватости. Роль водоупоров во всех случаях играют те же изверженные и метаморфические породы, но плотные, практически нетрещиноватые. В таких условиях уже нельзя выделить водоносные и водоупорные слои. Можно говорить о водоносных, неводоносных, водоупорных жилах, разломах и зонах, выделить свой нерархический ряд ИЭГГС. Для этого следует принять несколько исходных посылок. Наличие различных по форме, размерам и раскрытости трещин создает предпосылки для существования гидравлической системы, где движение в основном подчиняется закону Дарси, хотя трещиноватые породы характеризуются существенной неравномерностью по водообильности и водоносности. Наличие среди крупных, мелких и мельчайших трещин, заполненных свободной физически связанной водой, создает единую гидравлическую систему, способную передать гидростатический напор и формировать на этих площадях единую пьезометрическую поверхность. Такие водоносные трещиноватые зоны и разломы можно рассматривать как своеобразные ГГС. Для них могут быть выделены области питания и создания напора, разгрузки (рис. 18).

Общепринятых понятий и терминов для ИЭГГС не существует, поэтому примем термины, которые употребляются в работах [31, 35, 43]: водоносные жила, разлом, зона, массив. Составим из них иерархический ряд. При этом понятия «зона», «разлом», «жила» будем считать одного ранга, но имеющими

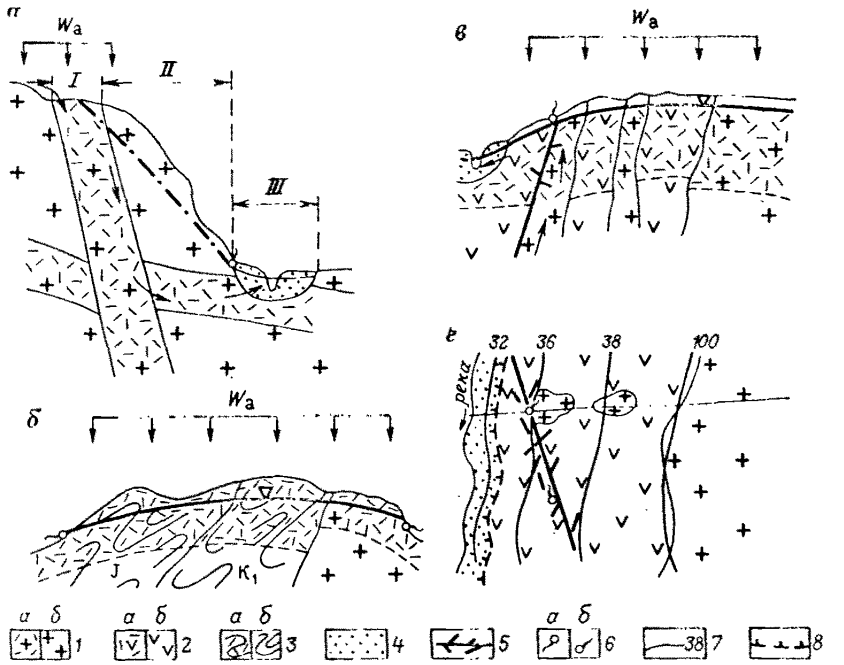


Рис. 18. Типы исходных элементов гидрогеологической стратификации для ГГС с геологической средой, представленной трещиноватыми изверженными и метаморфическими породами:

а — водоносная крупная зона разлома; *б* — совокупность трех водоносных зон, представленных разными по составу и возрасту трещиноватыми породами; *в, г* — гидрогеологический массив (соответственно в разрезе и в плане), представленный совокупностью водоносных зон, локальных водоносных жил и водоносных систем крупных трещин тектонического разлома;
1 — изверженные трещиноватые водоносные *(а)* и плотные водоупорные *(б)* породы; *2* — то же, эффузивные породы; *3* — то же, метаморфические породы; *4* — водоносные аллювиальные отложения; *5* — зона разлома; *6* — источники (*а* — нисходящие; *б* — восходящие); *7* — гидроизогипсы, м; *8* — граница террасы. Стрелками показано движение напорных вод

разное содержание в зависимости от генетического типа и характера трещиноватости. Понятие «зона» применяется к изверженным и метаморфическим породам, главным образом с трещиноватостью выветривания, «жила», «разлом» — с литогенетической и тектонической трещиноватостью. В первом случае горизонтальные размеры трещиноватой области значительно больше вертикальных, в остальных случаях — наоборот.

В качестве самых мелких гидрогеологических элементов примем *локальные водоносные зону, разлом* и *жилу*. Это область пород, в пределах которой развита соответственно локальная одновозрастная система литогенетических, тектонических трещин или трещин выветривания, полностью заполненных гравитационной водой. Каждая из них характеризуется своим знаком изменчивости фильтрационных свойств.

Региональные водоносные жила, разлом, зона — это выдержанные по площади, распространения области систем локаль-

ных водоносных соответственно жил, разломов или трещиноватых зон, характеризующихся общностью формирования и проявления в них движения воды и имеющие вследствие этого единую пьезометрическую поверхность. Каждая региональная водоносная система отличается от локальной наличием областей питания и разгрузки, пространственной изменчивостью фильтрационных свойств. Системы трещин и разломов могут быть приурочены к разновозрастным породам.

В таком определении локальные водоносные жила, разлом и зона эквивалентны понятию «водоносный слой», а региональные — понятию «водоносный горизонт». В этом случае формируется единая гидравлическая система, в которой наблюдаются свой характер и направленность движения. Системы проницаемых водоносных трещин и плотные нетрещиноватые локальные блоки и зоны пород формируют гидрогеологическую структуру региональных жил, разломов и региональных трещиноватых зон.

Можно выделить соответственно неводоносные локальные и региональные жилы, разломы, зоны. Как и водоносные, они могут быть хорошо и относительно проницаемыми. Неводоносные непроницаемые жилы и разломы полностью заполнены глинистым материалом и, так же как и нетрещиноватые породы, играют роль водоупоров.

Совокупность региональных и водоносных жил, разломов и зон представляет собой сложную систему, характеризующуюся единством формирования ресурсов, движения подземных вод и их качества. Образуется единый, сложный по структуре поток подземных вод. Он может быть приурочен к разновозрастным по происхождению и трещиноватости породам. Здесь наблюдаются некоторая аналогия с понятием «водоносного комплекса».

Гидрогеологический массив — это совокупность нескольких региональных водоносных и неводоносных жил, разломов, зон и областей плотных пород, образующих единую систему, которая характеризуется общностью геологического развития и формирования гидродинамических, гидрогеохимических, гидрогеотермических процессов и вследствие этого единым типом гидрогеологической зональности. Иными словами, гидрогеологический массив — это своеобразный бассейн трещинных подземных вод. Этим термином пользуются А. М. Овчинников, Г. Н. Каменский и др. Н. И. Толстихин, В. А. Кирюхин, Е. В. Пиннекер и др. используют термин «гидрогеологический массив». Он, так же как и бассейн, может быть мелким, средним, крупным, простым и сложным. На рис. 18, *в* показан гидрогеологический массив — несколько водоносных зон, жил и разломов, приуроченных к разновозрастным породам, все они образуют единый поток подземных вод в пределах всей площади распространения изверженных и метаморфических пород.

Изложенные выше понятия являются основными, но не ис-

черпывают возможный перечень исходных элементов гидрогеологической стратификации. Мы рассмотрели понятия, которые дают возможность подойти в следующем разделе к выделению типовых ГГС, содержащих грунтовые и напорные воды, развитых преимущественно в осадочном чехле платформ и выходов их фундамента. Для ГГС, свойственных складчатым горным сооружениям, гидрогеологическая стратификация недостаточно разработана, поэтому в данной работе они не рассматриваются.

Контрольные вопросы

1. Что такое гидрогеологическая стратификация? 2. Что такое гидрогеологический элемент и исходный элемент гидрогеологической стратификации? 3. Назовите иерархический ряд ИЭГГС для гидрогеологических систем, сложенных осадочными и метаморфическими породами. 4. Что такое водоносный горизонт, чем он отличается от водоносной зоны, водоносного комплекса? 5. Чем отличается водоносная зона от водоносного разлома? 6. Что такое простой гидрогеологический бассейн, массив?

2.4. РАСПОЗНАВАНИЕ ИЭГГС НА ОСНОВЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Вычленение ИЭГГС по материалам изысканий — это сложный процесс, требующий, глубоких профессиональных знаний. В данном разделе рассмотрим возможность распознавания их на разрезах на основе сопоставительного гидрогеологического анализа, используя для этого материал, изложенный в разд. 2.1—2.3, и типовые гидрогеологические разрезы (см. рис. 14—16, 17, 18), на которых приведены их основные признаки.

Последовательность анализа распознавания ИЭГГС следующая.

1. Для заданной ГГС и тех ИЭГГС, которые предлагается «распознать», согласно данным табл. 1 и 8 определяют уровень, иерархический ряд и их соподчиненность. Устанавливают отличительные признаки, которыми характеризуются «распознаваемые» ИЭГГС (см. разд. 2.1—2.3), уточняют те понятия и определения, которыми необходимо пользоваться при анализе (см. тему 1).

2. Из анализа гидрогеологического разреза определяют возможные внешние границы заданной ГГС, а также ее геоморфологические, геологические и гидрогеологические особенности. Устанавливают крупные геоморфологические и структурные элементы, показанные на разрезе, условия залегания и возраст пород, их литолого-фациальный состав, основные гидрогеологические свойства и состояния (см. табл. 3) и на этой основе выделяют водоносные горизонты.

3. Выделяют основные элементы, т. е. области питания и создания напора, области разгрузки, положение пьезометрической поверхности, и окончательно устанавливают типы ИЭГГС (см. разд. 2.1—2.3).

При анализе распознавания рассматриваются наиболее простые случаи. В качестве отличительных признаков гидрогеологических бассейнов и массивов принимаются: принадлежность к крупному геоморфологическому и геолого-структурному элементу, наличие нескольких водоносных комплексов, характеризующихся различно расположенными областями питания и разгрузки и разнонаправленным в них движением подземных вод, или совокупность нескольких региональных водоносных зон с наличием крупных тектонических нарушений, содержащих напорные воды.

Задача 2.1

На рис. 17, *г* показан гидрогеологический бассейн пластовых подземных вод, приуроченный к горизонтально залегающим четвертичным отложениям, слагающим крупное междуречье. Требуется: 1) выполнить гидрогеологический анализ по указанной выше последовательности; 2) определить, сколько водоносных горизонтов изображено на рис. 17, г; 3) выявить, имеются ли разделяющие слабопроницаемые слои; 4) сколько водоносных комплексов; 5) по каким признакам установлено наличие гидрогеологического бассейна.

Решение. 1. Определим, используя рис. 17, *г*, морфологическое строение территории, геолого-генетические типы отложений, виды заключенных в них подземных вод. На рис. 17, *г* показано крупное междуречное пространство, сложенное четвертичными отложениями. Оно ограничено слева речной долиной, имеющей две аккумулятивные, вложенные террасы. Справа речная долина имеет одну террасу. Долины крупные, так как прорезают мощную толщу ледниковых отложений, залегающих на отложениях неогена, а правая долина вскрывает кровлю этих отложений. На исследуемой территории развиты современные и древние аллювиальные отложения разного возраста, представленные песками, флювиогляциальные гравийно-песчаные отложения разного возраста, разделенные моренными, преимущественно суглинистыми, отложениями. В аллювиальных и верхних флювиогляциальных отложениях содержатся грунтовые воды, имеющие свободную поверхность и залегающие на выдержанных по разрезу суглинистых отложениях. Выше уровня грунтовых вод располагается зона аэрации. В нижележащих флювиогляциальных отложениях и в отделенных от них выдержанным слоем глин неогеновых песках заключены межпластовые напорные воды, пьезометрические поверхности которых в пределах речных долин располагаются выше уровня грунтовых вод, а на междуречном пространстве — ниже их уровня.

2. Определим число водоносных горизонтов, развитых на изучаемой территории. Водоносный горизонт как ИЭГГС в соответствии с определением должен обладать следующими признаками: а) включать один или несколько литолого-фациальных типов хорошо проницаемых водоносных отложений; б) иметь внешние границы, на которых располагаются его основные области питания, создания напора и разгрузки, формирующие единую пьезометрическую кривую. По этим признакам можно выделить пять водоносных горизонтов: два в аллювиальных отложениях террас, два во флювиогляциальных отложениях междуречья и один в неогеновых песках.

Действительно, в отложениях правой речной долины имеем водоносный горизонт. Его боковыми границами являются урез реки и контур причленения аллювиальной террасы к склону междуречья. Первой границей является область разгрузки, второй — область питания, о чем свидетельствует положение уровня грунтовых вод, имеющее падение к реке. Аналогичная картина наблюдается в левой речной долине. Аллювиальные отложения содержат единый поток грунтовых вод, направленный к реке. Питание этого водоносного горизонта осуществляется по контуру причленения второй террасы к склону междуречья, через который подземная вода из грунтовых и напорных вод поступает во флювиогляциальные отложения. В последнем случае пьезометрическая поверхность располагается выше уровня грунтовых вод аллювия.

Третьим водоносным горизонтом являются грунтовые воды флювиогляциальных отложений. Они получают основное питание за счет инфильтрации атмосферных осадков. Об этом свидетельствуют выпуклая форма уровня грунтовых вод и наличие подземного водораздела. Разгрузка осуществляется справа источниками, а слева — переливом в аллювиальный водоносный горизонт. Нижняя граница совпадает с кровлей моренных суглинков.

Четвертый водоносный горизонт представлен напорными водами флювиогляциальных отложений. В кровле горизонта залегают суглинистые отложения морены, а в подошве — глины неогена. Питание горизонта осуществляется за счет перетекания грунтовых вод через моренные суглинки, которые содержат прослои песков, что способствует фильтрации. Практически в пределах всего междуречья пьезометрическая кривая располагается ниже уровня грунтовых вод. Создаются разность напоров и нисходящее движение. Наличие такого питания подтверждается и характером пьезометрической кривой, которая аналогична кривой уровня грунтовых вод. В результате создается движение, направленное к правой и левой долинам.

Пятый водоносный горизонт приурочен к пескам неогена. Кровлей и подошвой его служат глины того же возраста. Боковых внешних границ на рисунке нет, показаны только локальные области питания за счет перетекания вод аллювия через опесчаненные глины неогена (слева) и разгрузки путем фильтрации вод неогена через гидрогеологическое «окно» размыва в аллювиальный водоносный горизонт (справа). Области питания и разгрузки подтверждаются соотношением пьезометрической кривой и кривой уровня грунтовых вод в аллювиальных отложениях. Движение в песках неогена направлено слева направо.

3. Выявим разделяющие слабопроницаемые слои, способные пропускать через себя гравитационную воду. Рассмотрим моренные суглинки и глины неогена. Первые имеют прослои песков, что создает условия для существования достаточно высокой ($k=10^{-2}$—10^{-3} м/сут) фильтрации в вертикальном направлении. Следовательно, опесчаненные моренные суглинки являются разделяющим слоем. Глины неогена опесчанены только на небольшом участке в зоне левой речной долины. На остальной площади они, по-видимому, плотные, жирные и могут быть приняты за водоупор. Об этом свидетельствует и форма пьезометрической поверхности неогенового водоносного горизонта с равномерным уклоном слева направо.

4. Определим число водоносных комплексов. Сходное расположение областей питания и разгрузки, а также однаковое положение пьезометрических кривых, наличие гидравлической связи через разделяющий слой свойственны подземным водам, заключенным во флювиогляциальных отложениях. Следовательно, можно считать, что грунтовые и напорные воды флювиогляциальных отложений образуют водоносный комплекс, а моренные суглинки играют роль разделяющих слоев.

5. В гидрогеологический бассейн можно объединить водоносные горизонты в аллювиальных отложениях и водоносный комплекс во флювиогляциальных песках. Они развиты в пределах одного междуречья (т. е. связаны морфологически), имеют один и тот же возраст, схожие условия питания и формирования напоров, тесную гидравлическую связь. Все это подчеркивает близость условий формирования ресурсов и качества содержащихся в них подземных вод. Этот бассейн наложен на бо́льший по размерам бассейн вод в неогеновых отложениях. «Наложенность» подтверждается не только различием в размерах, но и разной гидродинамикой, в частности направленностью движения в них воды, и, следовательно, разными условиями формирования напоров, ресурсов и, по-видимому, качества воды. Активная связь подземных вод в аллювиальных и флювиогляциальных отложениях с атмосферой и реками определяет их малую минерализацию и гидрокарбонатно-кальциевый состав, что характерно для пресных вод.

Задача 2.2.

На рис. 17, *д* показана небольшая синклиниальная структура, в которой залегают пласты водоупорных глин и водоносных песков, известняков разного возраста. Используя текст темы 1 и разд. 2.2 и 2.3, а также ход решения задачи 2.1, выполнить следующее: 1) выявить возможные источники

питания для подземных вод в песках и известняках, показать области питания и создания напора, а также положение в них уровня подземных вод; 2) найти области разгрузки и показать положение пьезометрических поверхностей; 3) установить число водоносных горизонтов и выявить, образуют ли они водоносный комплекс; 4) указать, по каким признакам можно считать, что на рис. 17, *д* изображен гидрогеологический бассейн.

Задача 2.3.

Выполнить условие, указанное в задаче 2.2, приняв, что глины, разделяющие водоносные пески и известняки, содержат прослои песков.

Задача 2.4.

Охарактеризовать виды питания и разгрузки водоносного горизонта, считая, что суглинки, залегающие в кровле водоносных песков, являются водоупорным (см. рис. 17, *а*). Указать, что изменилось в водоносном горизонте, когда он стал напорным. Назвать, какие признаки позволяют считать, что на рис. 17, *а* показан водоносный горизонт. Определить уровень ГГС, пользуясь табл. 1.

Задача 2.5.

Проанализировать рис. 17, *б* и ответить на следующие вопросы: 1) сколько водоносных горизонтов показано на нем и по каким признакам они могут быть выделены? 2) можно ли объединить их в один водоносный комплекс?

Задача 2.6.

Проанализировать рис. 18, *б* и выполнить следующие задания: 1) описать все характерные особенности залегания ГГС, назвать ее границы и связи с внешней средой; 2) охарактеризовать возможные условия питания и разгрузки; 3) назвать, пользуясь данными табл. 1, уровень данной ГГС и ее основные гидрогеологические элементы.

Задача 2.7.

Проанализировать рис. 18, *в* и выполнить следующие задания: 1) найти области питания и разгрузки подземных вод; 2) установить число водоносных зон, разломов и жил и определить, к какому типу (локальному или региональному) их можно отнести и какими при этой оценке признаками следует пользоваться; 3) можно ли считать (и по каким признакам), что на рисунке показана часть гидрогеологического массива?

Задача 2.8.

Проанализировать рис. 14, *е*, *в* и ответить на следующие вопросы: 1) сколько водоносных горизонтов на них показано? 2) есть ли водоносные комплексы и по каким признакам об этом можно судить? 3) можно ли считать (и по каким признакам), что на рис. 14, *в* показана часть гидрогеологического бассейна?

Задача 2.9.

Проанализировать рис. 15, *г*, *в* и ответить на следующие вопросы: 1) сколько водоносных горизонтов или водоносных комплексов приведено на этих рисунках? 2) по каким признакам можно считать, что показана часть гидрогеологического бассейна?

Задача 2.10.

Проанализировать рис. 16, *а* и определить: 1) сколько водоносных горизонтов или водоносных комплексов приведено на рисунке? 2) по каким признакам можно считать, что показано два гидрогеологических бассейна?

Задача 2.11.

Проанализировать рис. 16, *б*, *в*, *г* и указать, какие ИЭГГС на них показаны, к какому иерархическому ряду они относятся и по каким признакам это устанавливается.

2.5. ВЫДЕЛЕНИЕ ГГС ПО УСЛОВИЯМ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

Под *условиями залегания подземных вод* принято понимать совокупность показателей, определяющих в каком основном виде и в каких литолого-генетических типах отложений содержатся подземные воды, к какой морфологической и геологиче-

ской структуре эти в разной степени проницаемые и водонасыщенные породы приурочены, какими связями и взаимодействиями по механизму массо- и теплообмена и переноса подземные воды связаны с горными породами и внешней средой (атмосферой, наземной гидросферой, литосферой, биосферой, ноосферой). При этом всегда рассматривается единая система — пласты или массивы горных пород и насыщающие их в той или иной степени подземные воды. Это означает, что рассматриваются ГГС на уровне водоносных горизонтов или водоносных зон и разломов, водоносных или относительно водоносных комплексов, гидрогеологических бассейнов и гидрогеологических массивов. В таком содержании термин «условия залегания подземных вод» целесообразнее заменить на термин «условия залегания ГГС», которым будем далее пользоваться, имея в виду ГГС регионального уровня от четвертого до второго (см. табл. 1).

По условиям залегания в ГЛС выделяются два основных вида ГГС: а) с грунтовыми водами; б) с напорными. Промежуточными являются ГГС с грунтово-напорными водами. ГГС с грунтовыми и напорными водами определяют два существенно различных типа залегания подземных вод с толщах земной коры, каждый из которых характеризуется своими закономерностями и гидрогеологическими условиями.

Основными факторами, определяющими условия залегания, являются: 1) геологические, 2) геоморфологические и 3) физико-географические. В совокупности они формируют то разнообразие гидрогеологических условий, которыми характеризуются ГГС земной коры.

Геологическое строение участка земной коры, т. е. его структурные (тектонические) особенности, литолого-фациальные и генетические типы отложений, история геологического развития, определяют размеры и структурные формы ГГС, их гидрогеологическую структуру (число и соотношение в них в пространстве водоносных горизонтов, зон и т. п.), фильтрационные и емкостные свойства, положение и вид областей питания и разгрузки.

Геоморфологические условия, и в первую очередь тип и формы рельефа, характер и степень его эрозионной расчлененности, влияют на условия питания и разгрузку водоносных горизонтов и зон, особенно с грунтовыми водами. Высокая степень расчленения рельефа способствует увеличению поверхностного стока и, следовательно, при прочих равных условиях ведет к уменьшению инфильтрационного питания, способствует осушению (дренированности) водоносных пород.

Физико-географические, или ландшафтные, условия во многом определяют характер связи подземных вод с атмосферой, реками и т. п., величину питания и режим подземных вод, их запасы и ресурсы, качество подземных вод, особенно грунтовых.

Роль этих факторов неодинакова для ГГС с грунтовыми и напорными водами. Так, геологический фактор является определяющим в условиях залегания ГГС с напорными водами, геоморфологический — в значительной мере влияет на условия залегания ГГС с грунтовыми водами, ландшафтный — сильнее проявляется на ГГС с грунтовыми водами, чем с напорными.

Принципы выделения ГГС по условиям залегания. Решается вопрос: какие следует выбирать факторы, в какой последовательности вести их сравнительный анализ? Системный подход дает некоторое общее правило, основанное на понятии «система» (см. тему 1). Воспользуемся этим правилом и наметим следующую последовательность процесса выделения ГГС: уровень и тип системы как предмет исследования→→структура системы и ее элементы→свойства системы→виды связей и взаимодействий. На основе первых трех действий изучаемая ГГС выделяется из внешней среды, определяются ее границы, внутреннее строение и основные свойства, последние два определяют конкретный характер связей ГГС с внешней средой и механизм ее функционирования (т. е. виды ее энерго- и массообмена со средой). Это позволяет установить главные действующие гидрогеологические процессы. Приведенная выше последовательность позволяет сформулировать следующие основные пять признаков, на основе которых выделяется ГГС: 1) гидрогеологический; 2) структурный; 3) морфологический; 4) литолого-генетический; 5) гидротермодинамический.

Гидрогеологический признак определяет объект и предмет гидрогеологических исследований, устанавливает основные формы залегания ГГС. Водоносные горизонты, комплексы, зоны, гидрогеологические бассейны и массивы в зависимости от свойственных им морфологических особенностей и типов геологических структур, литолого-генетических типов отложений могут иметь три основные формы залегания: поток, бассейн, склон. Под *потоком* понимается вытянутой формы ГГС, в которой ширина намного меньше ее длины и движение подземных вод имеет четко выраженную однонаправленность. *Бассейн* — это ГГС, характеризующаяся изометрической формой и разнонаправленным веерообразным центробежным и центростремительным движением подземных вод. *Склон,* согласно А. М. Овчинникову,— это резко асимметричная структура с поступательно-возвратным характером движения подземных вод. Это согласуется с принципами гидрогеологической стратификации ГГС, описанными в разд. 2.2, в которых важным при членении разреза на гидрогеологические элементы является гидродинамический признак, а именно положение пьезометрической поверхности в совокупности с расположением областей создания напора, питания и разгрузки. Динамический признак позволяет обобщить конкретные и разнообразные формы залегания водоносных горизонтов, зон, гидрогеологических бассейнов и массивов, а также формирующиеся в них подземные воды и выде-

лить главные формы, которые используются в систематизации.

Структурный признак определяет геологические условия залегания, тип тектонической структуры, с которой связана ГГС, вид и соотношение в пространстве слагающих ее геологических элементов.

Морфологический признак выявляет форму, размеры и положение в пространстве самой системы, условия ее питания и разгрузки (особенно для ГГС с грунтовыми водами).

Литолого-генетический признак характеризует состав, строение горных пород и их пустотное пространство, предопределяет гидрогеологические свойства и характер их изменчивости в пространстве (неоднородность).

Гидротермодинамический признак выявляет ведущие взаимодействия и связи ГГС с внешней средой (в том числе с другими ГГС) и внутренние, характерные для данной ГГС. Иными словами, он устанавливает главные виды энерго-, массо- и теплообмена и переноса, свойственные ГГС, т. е. основные гидрогеологические процессы.

На основании такого подхода в табл. 9 приведена систематизация основных факторов, при анализе которых выделяются ГГС по условиям залегания, а в табл. 10 приведены основные виды ГГС с грунтовыми и напорными водами. В табл. 9 по положению в разрезе ГЛС, степени и характеру водонасыщенности выделены три зоны: неполного, полного насыщения капельно-жидкой водой и диссипации, в которой вода может находиться в диссоциированном состоянии. Для каждой зоны приведены преобладающие виды подземной воды по условиям нахождения и движения ее в горных породах: в зоне неполного насыщения — инфильтрационная и физически связанная, в зоне насыщения — свободная гравитационная в виде грунтовых и напорных вод с активным и замедленным водообменом, передвигающаяся под действием гидро- и геостатического напоров. К глубинным отнесены воды, залегающие на глубине более 5 км в зоне весьма замедленного водообмена, где под действием высоких температур и давлений на ведущее место выходят процессы взаимного перехода свободной воды в физически и химически связанную воду. В качестве основных гидрогеологических процессов приняты фильтрация, инфильтрация (влагоперенос), миграция подземных вод. В табл. 9 приведены также некоторые конкретные виды структур, геоморфологических элементов, типы пород, формаций, генетических отложений, используемые при анализе.

В табл. 10 приведены два вида ГГС с грунтовыми и напорными водами. В качестве основных форм залегания приняты бассейны и потоки подземных вод, а для напорных вод дополнительно склоны. Применительно к ГГС с грунтовыми водами выделено три провинции (*А*, *Б*, *В*), различающиеся физико-географическими условиями. В каждой провинции выделены четыре основных типа ГГС по условиям залегания (I—IV).

Таблица 9. Факторы, определяющие выделение ГГС в гидролитосфере по усло

Зона	Вид подземной воды	Приз	
		гидрогеологический	структурный
Аэрации	Инфильтрационная, физически связанная	Локальные зоны, потоки	—
Насыщения	Грунтовая (гравитационная)	Бассейны, потоки	Платформы, геосинклинали Впадины, прогибы, щиты, синклинали, антиклинали, разрывные структуры и др.
	Напорная (гравитационная)	Бассейны, склоны, потоки	Платформы, геосинклинали Впадины, прогибы, щиты, синклинали, антиклинали, разрывные структуры и др.
	Глубинная (физически и химически связанная, свободная)	Потоки	Крупные разломы линеаменты и др.
Диссипации	Мономолекулярная	»	Системы глобальных разломов

В зависимости от свойственных каждому из них сочетаний структурного, морфологического, литологического признаков, определяющих их характерные особенности, выделено различное число подтипов залегания, различающихся связями и взаимодействиями. В провинции *А* дополнительно выделены бассейны и потоки с линзами пресных вод (V).

Для ГГС с напорными водами выделено пять (I—V) основных типов залеганий. Общее понятие «напорные воды», означает приуроченность подземных вод к регионально выдержанному водоносному пласту, залегающему между двух относи-

виям залегания

наки

морфологический	литолого-генетический	гидротермодинамический (тип процесса)
—	—	Влагоперенос
Речные долины, междуречья, конусы выноса, предгорные равнины, мелкосопочник, озы, камы	Осадочные породы, метаморфические и изверженные породы Недислоцированные, дислоцированные Терригенные, карбонатные Аллювий, пролювий, делювий и др.	1. Фильтрация 2. Миграция: а) конвекция, б) гидродисперсия, в) диффузия, г) сорбция, д) растворение и др.
Виды складчатых структур Виды разрывных нарушений	Осадочные породы, метаморфические и изверженные породы Недислоцированные, дислоцированные Терригенные, карбонатные Аллювий, пролювий, делювий и др.	1. Фильтрация 2. Миграция: а) конвекция, б) гидродисперсия, в) диффузия, г) сорбция, д) растворение и др.
—	Осадочные породы, метаморфические и изверженные породы	Миграция
—	—	

тельно водоупорных слоев, обеспечивающих сохранение избыточного давления над его кровлей. В зависимости от структурных условий залегания пластов, характера и степени взаимодействия подземных вод с атмосферой и наземной гидросферой напорные воды подразделяем на: артезианские, субартезианские, межпластовые и жильные. Первые и вторые характеризуются приуроченностью к породам, слагающим отрицательные структуры (синклинальное залегание), третьи — к пластам с практически горизонтальным залеганием, четвертые — к тектоническим зонам разломов с системой крупных, глубоких

Таблица 10. Систематизация ГГС по условиям залегания

Зоны ГЛС	Виды подземных вод	Виды ГГС по ус		
Неполного насыщения	Инфильтрационная, капиллярная и гравитационная	Инфильтрующаяся вода Зона с капилярно- Верховодка (локаль		
		А. Грунтовые потоки и бассейны вне криолито деятельности		
Полного насыщения	Грунтовые (гравитационные)	I. Потоки речных долин: 1) потоки в аллювии равнинных рек, 2) подрусловые потоки, 3) потоки в погребенных долинах	II. Бассейны и потоки междуречных пространств: 1) в осадочных отложениях, недислоцированных, 2) то же, дислоцированных 3) в изверженных и метаморфических породах, 4) то же, с зонами разломов, 5) в вулканических лавах	III. Потоки конусов выноса, предгорных равнин: 1) поток грунтовых вод головной части конуса выноса, 2) поток грунтово-напорных вод слоистых толщ
	Напорные (гравитационные)	I. Артезианские бассейны: 1) платформ, 2) межгорных впадин, краевых прогибов, 3) наложенные бассейны, 4) бассейны горных сооружений в осадочных отложениях, лавах, вулканогенах	II. Артезианские склоны: 1) моноклиналей, 2) асимметричных структур, 3) выклинивания	III. Субартезианские бассейны: 1) в осадочных отложениях на щитах, 2) в осадочных породах на платформах, 3) в дислоцированных породах горных сооружений
Диссипации	Глубинные (химически и физически связанные, гравитационные)	Сосредоточенные потоки напорных вод систем гло		

ловиям залегания

(локальные потоки)
подвешенной водой
ный бассейн)

зоны и молодой вулканической		Б. Грунтовые бассейны и потоки криолитозоны	В. Грунтовые бассейны и потоки зон молодой вулканической деятельности
IV. Бассейны синклинальных структур: 1) горных сооружений, 2) мелкосопочника	V. Бассейны и потоки с линзами пресных вод: 1) подпесчаными, 2) подтакырными, 3) приканальными, приречными	С наличием зон высокотемпературных полей, гейзеров, фумарол и др. в отложениях речных долин, междуречных пространств синклинальных структур, горных сооружений	С наличием зон многолетних мерзлых пород в отложениях речных долин, междуречных пространств, синклинальных структур горных сооружений
IV. Бассейны междуречных пространств с межпластовыми напорными водами: 1) в четвертичных ледниковых отложениях, 2) в горизонтально залегающих четвертичных и более древнего возраста осадочных отложениях	V. Потоки напорных вод крупных зон разломов: 1) вне криолитозоны и молодой вулканической деятельности, 2) в криолитозоне, 3) в зоне молодой вулканической деятельности		

бальных нарушений

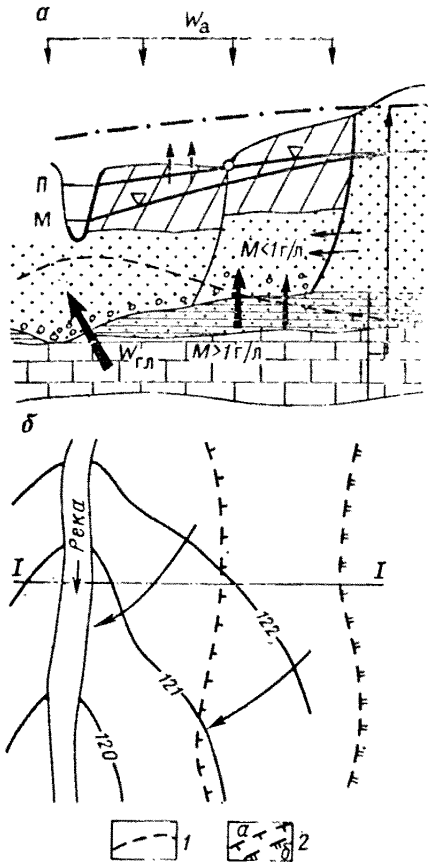


Рис. 19. Поток грунтовых вод в аллювии равнинной реки:

а — разрез по линии I—I; *б* — план потока грунтовых вод;
1 — контур минерализованных вод, поступающих через внижнюю границу ГГС; *2* — границы I(*а*) и II(*б*) надпойменных террас. Остальные условные обозначения см. на рис. 14

водопроводящих трещин. ГГС с глубинными водами из-за слабой изученности не рассматриваются.

Задача 2.12.

На основе анализа рис. 19, 20 и табл. 9 выявить характерные особенности грунтовых потоков речных долин равнинных рек и подрусловых потоков горных рек, установить их отличие и сходство.

Решение. 1. Выявим характерные особенности потока грунтовых вод, приуроченного к аллювию равнинных рек как ГГС. Главными особенностями являются форма и строение потока, т. е. его Геологическая и гидродинамическая структуры, определяемые генетическим типом террас (аккумулятивные) и условиями формирования речной долины. Для потока подземных вод аккумулятивных террас характерно двухслойное строение аллювия: сверху — суглинки (пойменная фация), снизу — пески (русловая фация). Гидродинамическая форма (в общем случае пространственная) зависит от конфигурации русла реки и долины, глубины вреза реки в водоносный горизонт, характера внешней боковой границы (тыловой шов) с междуречным пространством. Вследствие этого поток в основном направлен от истоков к устью и всегда обладает поперечным движением от внешних боковых границ к осиовной внутренней границе (река). Поток взаимодействует с напорными водами в инжележащей ГГС. Активность связи зависит от строения дна речной долины, мощности и фильтрационных свойств слоев, разделяющих эти системы, характера вреза долины в нижележащие породы.

Характерными видами разгрузки являются: дренирование рекой, испарение с поверхности грунтовых вод, выходы источников у тыловых швов террас. Режим и питание определяются в первую очередь режимом реки (речной сток) и затем метеорологическими факторами (осадки, испарение и т. д.). Это ведет к тому, что грунтовые воды имеют активный горизонтальный водообмеи с рекой и соседней ГГС междуречья и вертикальный — с атмосферой. Воды обычно пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, холодные. Наличие связи с нижележащими напорными водами оказывает воздействие главным образом на расход потока, минерализацию и химический состав грунтовых вод, особенно если эти воды минерализованные.

2. Подрусловые потоки свойственны горным рекам и в отличие от пре-

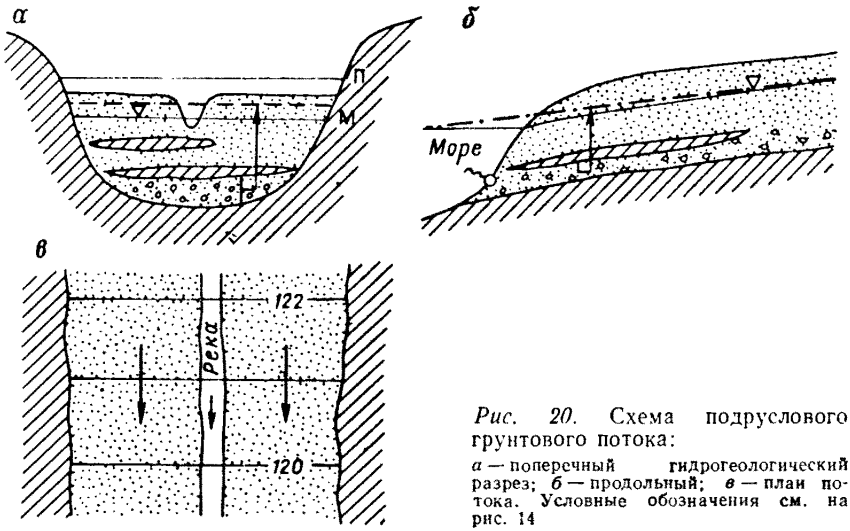


Рис. 20. Схема подруслового грунтового потока:
а — поперечный гидрогеологический разрез; *б* — продольный; *в* — план потока. Условные обозначения см. на рис. 14

дыдущих характеризуются отсутствием связи и взаимодействий с другими ГГС по внешним боковым и нижней границам вследствие того, что русловой аллювий вложен в непроницаемые коренные породы. В результате для подрусловых потоков характерны наличие движения только от истоков к устью (полное совпадение с движением речных вод), однородное или слоистое строение, что приводит к появлению избыточных напоров в нижней части потока. Питание практически полностью определяется режимом реки и осуществляется в периоды подъема ее уровня и разлива, разгрузка — путем скрытого перелива вод в зоне устья реки в другую систему через субаквальные или субмаринные источники (в донной части рек и морей).

3. Сходство рассмотренных потоков определяется наличием взаимодействия с рекой и атмосферой, но характер связей с ними, гидрогеологическая структура потоков, их гидродинамические особенности существенно различны.

Задача 2.13.

Проанализировать рис. 17, *г*, 18, *б*, *в*, 14, *ж*, 16, табл. 10 и выявить характерные отличительные особенности ГГС с грунтовыми водами, приуроченными к отложениям междуречных пространств, конусам выноса и предгорным равнинам. Использовать материал, изложенный в темах 1, 7, 8.

Решение. 1. Бассейны и потоки междуречных пространств в зависимости от слагающих их генетических типов отложений подразделяются на пять подвидов, различающихся гидрогеологической структурой, фильтрационными свойствами и условиями движения воды. На рисунках представлены первый (см. рис. 16, *а*, 17, *г*), третий (см. рис. 16, *в*, 18, *б*) и четвертый (см. рис. 18, *в*) подвиды. Первый характеризуется горизонтально залегающими слоями, относительной однородностью фильтрационных свойств. Рыхлые отложения являются пористой средой с достаточно высокими значениями коэффициентов фильтрации и гравитационной водоотдачи. При наличии по нижней границе гидравлической связи с нижележащими напорными водами взаимодействие осуществляется путем глубинного перетекания. Воды преимущественно пресные, гидрокарбонатно-кальциевые, холодные, при наличии соленосных пород — минерализованные, вплоть до рассолов.

Третий и четвертый подвиды приурочены к изверженным и метаморфическим породам, характеризующимся относительно равномерной трещиноватостью выветривания, интенсивность которой убывает с глубиной. Создается среда, похожая на пористую, с фильтрационными свойствами, ухудшаю-

щимися с глубиной. Наличие тектонических трещин в четвертом подвиде создает среду с двойной трещиноватостью (разбитой на трещиноватые блоки крупными трещинами). Фильтрационные свойства такой среды определяются проницаемостью крупных трещин, а емкостные — степенью трещиноватости блоков. Нижняя граница как водоупор представлена плотными породами. Зоны разломов могут представлять самостоятельные ГГС. Обычно воды пресные, гидрокарбонатные, катионный состав существенно зависит от состава пород.

2. Характерными особенностями всех ГГС междуречных пространств являются: питание главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков (вертикальный водообмен с атмосферой), разгрузка источниками и путем скрытого перелива через боковые внешние границы в ГГС речных долин, сходство в гидродинамической структуре потоков (на карте гидроизогипс наблюдаются подземные водоразделы, радиально-расходящаяся форма потока).

3. Грунтовые потоки конусов выноса и предгорных равнин имеют следующие отличительные особенности (см. рис. 14, *в*): 1) значительную зону выклинивания подземного стока в средней части всей системы в основном в виде групп источников; 2) зону поглощения речного и поверхностного стоков в головной части конуса, где весь разрез представлен достаточно однородной толщей гравийно-галечниковых отложений. Здесь наблюдается весьма глубокое (>50 м) залегание уровня грунтовых вод, поглощение речного и поверхностного стока, а реки оказываются «подвешенными». В нижней части конуса выноса отложения образуют многопластовую толщу, в верхней части которой развиты неглубоко залегающие грунтовые воды, а в нижней — напорные воды, образующие единую гидравлически связанную систему. Дренируется вся система обычно мелкими реками, имеющими сток вдоль системы и существующими за счет зоны выклинивания стока. Крупная река перехватывает речной сток в замыкающем створе. Близкое залегание уровня грунтовых вод и аридный климат способствуют разгрузке путем испарения с поверхности грунтовых вод и, как следствие, здесь существуют минерализованные воды. Вся система в целом характеризуется интенсивным горизонтальным стоком и вертикальным инфильтрационным водообменом. Отмечается закономерность в изменении фильтрационных свойств: водопроводимость постепенно уменьшается вдоль конуса выноса, от предгорий к дренирующей реке. Соответственно в головной части конуса уклоны потока малы и увеличиваются от предгорий к равнине. Существенное различие гидрогеологических условий в головной и периферической частях конуса выноса позволяет выделить в этой системе соответственно две подсистемы.

Задача 2.14.

Проанализировать рис. 17, провести сравнительный анализ представленных ГГС и, используя данные табл. 9, установить отличительные черты бассейна грунтовых вод, показанного на рис. 21.

Решение. Бассейны с грунтовыми водами в синклинальных структурах характерны для горных сооружений и отличаются от всех предыдущих тем, что водоносные породы приурочены к отрицательным структурам, образуют складки, но не имеют в кровле относительно водоупорных пород. В результате этого избыточный напор отсутствует, наблюдается активная связь с атмосферой в виде инфильтрации атмосферных осадков и поглощения поверхностного стока, а также активный горизонтальный сток в дренирующие реки или источники. Последние за счет резких перепадов гипсометрических высот часто имеют вид восходящих источников. Активный водообмен с внешней средой способствует формированию пресных, слабоминерализованных

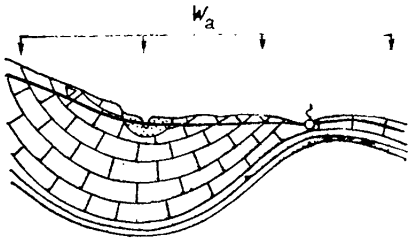


Рис. 21. Грунтовый бассейн синклинальной структуры

Условные обозначения см. на рис. 14

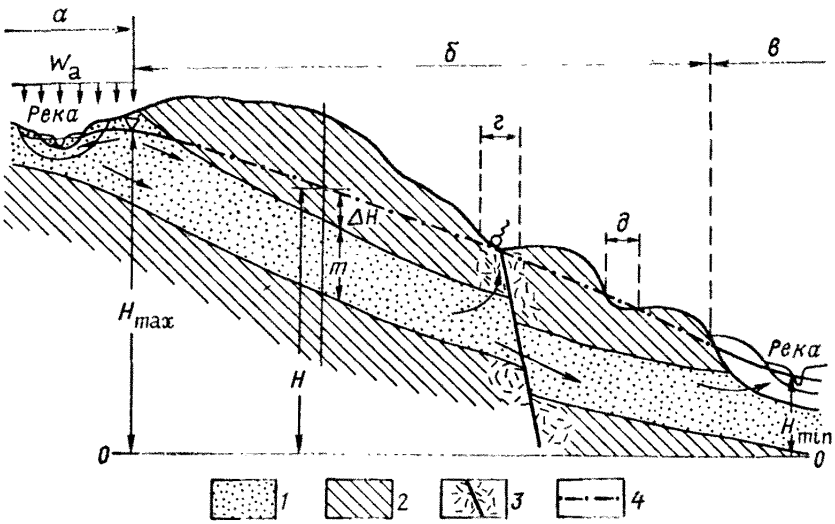


Рис. 22. Субартезианский бассейн (один водоносный горизонт):
а — основная область питания и создания гидростатического напора H_{max} (инфильтрация атмосферных осадков, поглощение речного стока); *б* — область развития избыточного напора ΔH; *в* — основная область разгрузки H_{min} (речная долина); *г* — локальный очаг разгрузки (бараяиные источники); *д* — зона возможного самоизлива; *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы кровли и подошвы; *3* — зона нарушения; *4* — пьезометрическая поверхность

вод. Нередко несколько бассейнов, каждый из которых приурочен к одной крупной синклинальной складке, разделенной антиклиналями, образуют систему сопряженных (или сочлененных) бассейнов грунтовых вод.

Задача 2.15.

Выявить особенности залегания артезианских бассейнов и склонов.

Проанализировать рис. 15, 22, 23 и, пользуясь данными табл. 9, установить главные особенности залегания, движения, питания, разгрузки, гидрогеологической зональности, свойственные артезианским бассейнам и склонам. Отметить их различие и сходство.

Решение. 1. Особенностями артезианских бассейнов являются: а) приуроченность напорных вод к отрицательным геологическим структурам (синеклизам, впадинам, межгорным прогибам, синклиналям, грабенам и т. п.); б) наличие в зависимости от размеров бассейна и его геологической истории нескольких водоносных горизонтов или водоносных комплексов, имеющих в кровле и подошве слабопроницаемые относительно водоупорные или водоупорные слои, которые способствуют сохранению избыточных напоров в водоносных пластах; в) созданне гидростатических напоров в области питания, где водоносные породы выходят на поверхность, и геостатических напоров на внутренних участках бассейна в результате изменения нагрузок на кровлю водоносных горизонтов под влиянием техногенных и естественных факторов, например землетрясений, а в молодых бассейнах вследствие остаточного действия от уплотнения глинистых пород из-за возрастания мощности залегающих выше пород в процессе их формирования; г) наличие гидравлической связи между водоносными горизонтами и комплексами и, следовательно, глубинного вертикального водообмена, а в верхних горизонтах, связанных с крупными речными долинами,— латерального (бокового), транзитного стока по пластам от областей питания к областям разгрузки. В нижних горизонтах связь с атмосферой и наземной гидросферой практически отсутствует и региональный сток по водоносным горизонтам весьма замедлен.

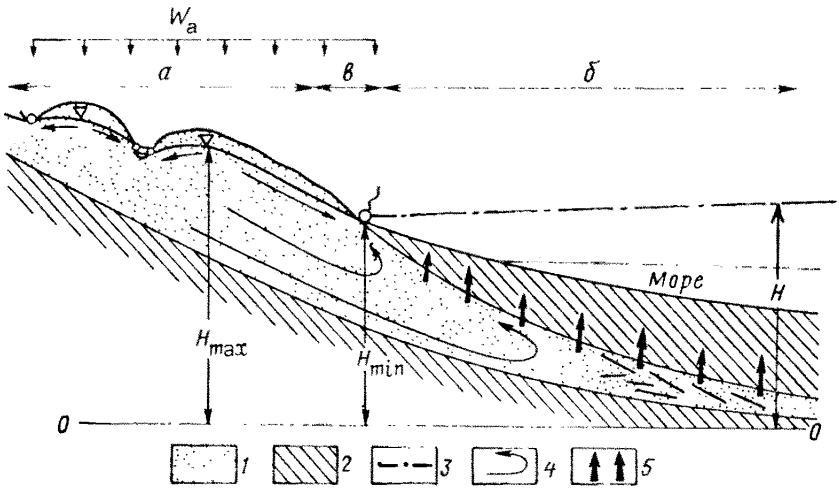


Рис. 23. Артезианский склон (краевая разгрузка):
а — основная область питания и создание гидростатического напора (H_{max}) с частичным выклиниванием глубинного подземного стока; *б* — область развития избыточного напора, где $H_{max} > H > H_{min}$ (зона вертикальной разгрузки); *в* — область линейной краевой разгрузки (контактовые восходящие источники) H_{min}; *1* — водоносные породы; *2* — слабопроницаемые породы кровли и подошвы; *3* — пьезометрическая поверхность; *4* — возвратно-поступательное движение потока напорных вод; *5* — глубинное перетекание через слабопроницаемые породы кровли

Интенсивность и разновидность гидравлических связей и транзитного стока зависят от строения и размеров бассейна, возраста и истории его развития Крупные древние бассейны платформ характеризуются весьма медленным движением подземных вод, им свойственна вертикальная гидрогеодинамическая, гидрогеохимическая и гидрогеотермическая зональности. Первая выражена в уменьшении интенсивности горизонтального водообмена с глубиной от активного до весьма замедленного, вторая и третья — в увеличении с глубиной температуры и минерализации напорных вод от холодных, пресных и слабосолоноватых гидрокарбонатно-кальциевых до горячих соленых вод и рассолов хлоридно-натриевого состава, залегающих на значительных глубинах. Возможны также температурная и гидрохимическая зональности, которые наблюдаются в водоносном горизонте или комплексе и проявляются в смене холодных пресных вод горячими солеными и рассолами по мере движения от областей их питания к областям разгрузки. В молодых наложенных артезианских бассейнах зональность может быть иной, так как интенсивность водообмена в них возрастает.

В криолитозоне появляются свои существенные особенности (см. рис. 15, *в*), связанные с наличием многолетних мерзлых пород, играющих роль водоупора. Это обусловливает существование под-, меж- и надмерзлотных вод, сквозных таликов, наледей как очагов разгрузки и т. п.

2. Артезианские склоны — это резко асимметричные структуры (см. рис. 23), имеющие четко выраженное одно крыло, что связано с их геологическим строением [19, 31]. По падению пласта наблюдаются фациальное замещение хорошо проницаемых пород на слабопроницаемые и погружение на значительную глубину или под уровень моря. Такие условия залегания приводят к тому, что основная область сосредоточенной разгрузки находится вблизи области питания и создания гидростатического напора. Вследствие этого возникает поступательно-возвратное движение, при котором отметки пьезометрических уровней распределяются по падению пластов в такой по-

следовательности: максимальные H_{max} — в области их выходов на поверхность, где наблюдается интенсивное питание за счет атмосферных осадков и фильтрации речных вод, минимальные H_{min} — в области, где наблюдается погружение водоносных пород под водоупорные и где располагается региональная область разгрузки напорных вод, и средние $H_н$ — в области развития избыточных напоров. Вследствие разности отметок H_{max} и $H_н$ формируется региональное движение по падению водоносных пластов, из-за разности отметок $H_н$ и H_{min} в верхней части водоносного пласта возникает обратное движение. При таком характере движения образуются отличные от артезианских бассейнов платформ гидрогеохимические и гидрогеотермические зональности в распределении минерализации, химического состава вод и их температур.

Задача 2.16.

Провести сравнительный анализ бассейна междуречного пространства с напорными водами (см. рис. 17, *г*), субартезианского бассейна с потоком напорных вод крупных зон тектонических разломов (см. рис. 15, *б*), а также, пользуясь данными табл. 9, указать главные особенности каждой ГГС, их отличительные черты и сходство.

Р е ш е н и е. 1. Субартезианский бассейн имеет черты сходства с артезианским бассейном и ГГС с грунтовыми водами, что связано с условиями их залегания. Субартезианские бассейны приурочены к относительно небольшим наложенным отрицательным структурам в пределах платформ, к эрозионным впадинам щитов, заполненных рыхлыми осадочными породами, к небольшим синклинальным структурам (в горных сооружениях), в которых наблюдается переслаивание хорошо и слабо проницаемых пород. Отличительными их особенностями являются: а) синклинальное залегание водоносных и относительно водоупорных пород; б) достаточно активная связь напорных вод с атмосферой и наземной гидросферой, что отражается в сезонных изменениях их уровней от осадков, колебаний уровней реки и т. п.; в) обычно пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды; г) транзитное движение от областей современного питания и создания гидростатических напоров к областям разгрузки; д) горизонтальный и вертикальный водообмен вследствие глубинного перетекания.

2. Бассейны междуречных пространств с межпластовыми напорными водами имеют следующие отличительные черты: а) неглубокое и практически горизонтальное залегание пластов; б) приуроченность к крупным водораздельным пространствам; в) активная связь с атмосферой и реками через ГГС грунтовых вод речных долин и междуречных пространств, что проявляется в режиме их уровня, расхода, температуры, минерализации; г) горизонтальный водообмен осуществляется подземным стоком по границе причленения террас к водоразделам, а вертикальный восходящий водообмен — перетеканием части или всего расхода напорных вод через дно речной долины в ее грунтовые воды; вертикальный нисходящий водообмен формируется в пределах водоразделов в результате инфильтрации атмосферных осадков в грунтовые воды, а затем часть их расхода поступает в нижележащие напорные воды; д) активный водообмен, обусловливающий наличие пресных гидрокарбонатно-кальциевых холодных вод.

3. Сходство напорных вод междуречных пространств с субартезианскими обусловливается небольшой глубиной их залегания от поверхности земли и проявляется в их режиме, условиях питания, степени взаимодействия с атмосферой и реками, в характере водообмена, минерализации вод. Отличаются они структурными и морфологическими условиями, характером движения, видами взаимосвязи с реками, особенностями разгрузки.

4. Потоки напорных вод крупных зон разломов имеют существенные отличия от предыдущих видов ГГС, а именно: а) линейная вытянутость системы в плане, что создает по форме подземный поток (а не бассейн); б) сложные режим и питание; в) направленное движение осуществляется по системам крупных трещин, среда характеризуется наличием двойной трещиноватости; г) значительная глубина циркуляции часто обеспечивает появление высокотермальных вод с разным и специфическим химическим и газовым составом.

Задача 2.17.

Изучить схемы строения ГГС с грунтовыми водами, представленные на рис. 14, 16, 17—21, и, пользуясь данными табл. 9 и 10, решить следующие задачи: 1) выделить основные виды и подвиды ГГС, сгруппировав их соответственно номерам перечисленных рисунков; 2) указать для каждой группы перечень основных признаков, по которым выполнена систематизация ГГС; 3) назвать признаки, которые характерны каждому виду ГГС, изображенных на изученных рисунках; 4) назвать признаки, которыми отличаются выявленные подвиды каждого из установленных видов ГГС; 5) сгруппировать ГГС, показанные на рисунках, соответственно по схожести горизонтального и вертикального водообменов; 6) указать, какие виды связи и типы взаимодействий изображены на рисунках и какими процессами они представлены.

Задача 2.18.

Изучить схемы строения ГГС с напорными водами, представленные на рис. 15, 17, 22, 23, и, пользуясь данными табл. 9 и 10, ответить на вопросы, аналогичные позициям 1—6 задачи 2.17; назвать сходства ГГС междуречных пространств с грунтовыми и напорными водами.

Контрольные вопросы

1. Что понимают под условиями залегания подземных вод? 2. Назовите основные факторы, определяющие условия залегания подземных вод в земной коре. 3. Какие особенности подземных вод определяются физико-географическими и структурными условиями? 4. Назовите пять осиовных признаков, по которым выделяются ГГС. 5. Назовите последовательность процесса выделения ГГС в соответствии с системным подходом.

Тема 3

Взаимосвязь поверхностных и подземных вод

3.1. ПОНЯТИЕ О ВЗАИМОСВЯЗИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Проблема взаимосвязи поверхностных и подземных вод представляет научный интерес и имеет большое значение в практике гидрогеологических работ [10, 14, 27].

Исследование взаимосвязи подземных и поверхностных вод — это изучение процессов обмена энергией и веществом, происходящих как на границах гидрогеосферы с атмосферой и гидросферой, так и внутри самой гидросферы, когда взаимосвязь осуществляется между водоносными комплексами и горизонтами. Так как основным источником питания подземных вод являются поверхностные воды, существующий в природе водообмен в значительной степени определяется характером и особенностями процессов взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Поэтому для оценки процессов водообмена должны быть известны не только гидрогеологические условия объекта, но и метеорологические, климатические и гидрологические особенности территории. Изменение метеорологических, климатических и гидрологических факторов во времени и пространстве совместно с гидрогеологическим состоянием объекта (см. тему 2) определяют условия на верхней границе гидрогеологической системы (ГГС); строение и структура самой геологической среды, гидрогеологические особенности изучаемого объекта (или гидрогеологическое состояние) определяют условия взаимосвязи подземных вод внутри ГГС.

Типы взаимосвязи поверхностных и подземных вод. В соответствии с основными гидрогеологическими процессами движения подземных вод (см. тему 2) выделяются фильтрационный и инфильтрационный типы. Каждый тип взаимосвязи имеет определенный характер, направленность и интенсивность. Под характером понимают процесс движения влаги в толще пород, примыкающей к границам раздела между гидрогеосферой и гидросферой или атмосферой. Направленность взаимосвязи определяется основным направлением потока подземных вод по отношению к границам раздела гидрогеосферы с гидросферой или атмосферой; интенсивность — скорость протекания процесса водообмена в ГГС. В теме 2 было показано, что основой фильтрационного и инфильтрационного процессов является изменение гравитационного (гидродинамического или гидростатического) напора; при инфильтрации напор суммиру-

ется с влиянием молекулярно-капиллярных сил, действующих на границах влажной и сухой породы.

В зависимости от механизма инфильтрационного процесса Г. И. Каменский выделяет два вида инфильтрационной взаимосвязи, происходящих путем: 1) свободного просачивания, когда из гидросферы или атмосферы в породу поступает вода в небольших количествах и ее движение происходит при неполном заполнении пор водой под влиянием силы тяжести («подземное дождевание»); 2) нормальной инфильтрации, когда просачивание воды протекает при полном насыщении пор и трещин с одновременным влиянием капиллярных сил на нижней границе потока.

Кратко охарактеризуем каждый вид связи.

Инфильтрационный вид проявляется в зоне аэрации как процесс влагопереноса атмосферных осадков до уровня грунтовых вод. Проявление этого процесса отмечается на площадях развития грунтовых вод и в областях питания напорных вод. Основными определяющими факторами являются метеоролого-климатические, в первую очередь пространственно-временное распределение и характер атмосферных осадков, а также строение, гидрогеологические свойства и мощность зоны аэрации.

В многолетнем разрезе характер региональной инфильтрационной взаимосвязи обычно принимается установившимся во времени; но при учете изменения взаимосвязи во времени принимается во внимание характер многолетней изменчивости метеорологических факторов.

Количественным показателем этого вида связи является *коэффициент подземного стока,* который определяется как отношение величины подземного стока к сумме атмосферных осадков (см. разд. 3.4). При учете многолетних или внутригодовых колебаний атмосферных осадков этот коэффициент имеет определенную обеспеченность. При изучении взаимосвязи на локальных участках в определенные интервалы времени выявляется наличие внутригодовых и сезонных изменений, что особенно характерно для районов с небольшой глубиной залегания уровней грунтовых вод. Направление движения влаги зависит от глубины залегания грунтовых вод: 2,5—3 м — восходящее движение подземных вод; при бóльшей глубине — нисходящее; восходящее движение обусловливается испарением или транспирацией растениями грунтовых вод (рис. 24).

Интенсивность и особенности проявления этого типа взаимосвязи зависят от климатических факторов, характера растительности, мощности и строения зоны аэрации.

Связь подземных и поверхностных вод в виде свободной инфильтрации (дождевания) встречается в природе реже, проявления ее приурочены к водотокам и водоемам. Этот процесс обычно имеет место при наличии в русле водоема или водотока слоя слабопроницаемых глинистых отложений, создающего раз-

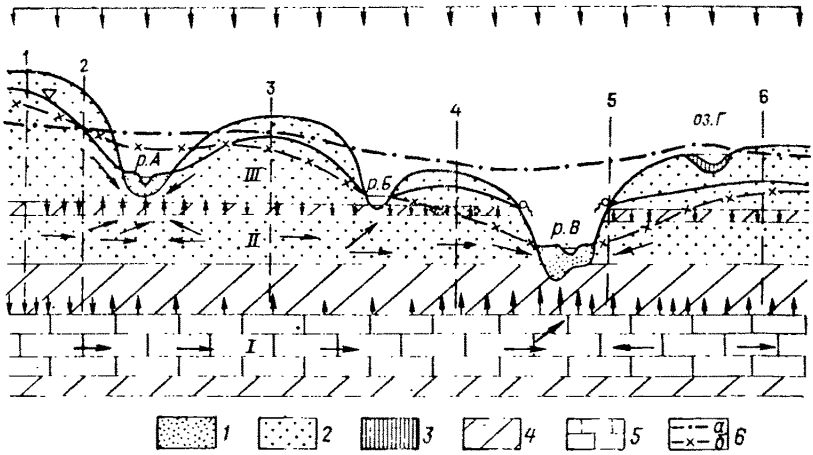


Рис. 24. Схема условий взаимосвязи поверхностных и подземных вод:
1 — аллювиальные пески; *2* — разновозрастные пески; *3* — озерные суглинки; *4* — относительно водоупорные глины; *5* — известняки; *6* — пьезометрические уровни (*а* — первого, *б* — второго водоносных горизонтов). Стрелками показано направление движения подземных вод (при вертикальном направлении размер стрелки характеризует интенсивность перетекания); *I—III* — номера водоносных горизонтов; цифры на разрезе (1—6)— номера сечений

рыв гидравлической сплошности стока (см. рис. 24, оз. *Г*). Направление взаимосвязи в этом случае постоянно нисходящее; поверхностные воды — источник восполнения подземных вод.

Для фильтрационного типа взаимосвязи также выделяются два вида. Первый вид характеризует взаимосвязь, осуществляемую под влиянием разности уровней поверхностных и грунтовых вод в речных долинах, озерах, болотах; второй вид проявляется на больших площадях и представлен перетеканием внутри водоносных горизонтов. Выделенные виды фильтрационного типа взаимосвязи можно назвать: 1) зональным (вдоль водоемов и водотоков) и 2) площадным (в области развития этажно расположенных водоносных горизонтов) (см. рис. 24, сечения 1—6).

Зональный вид фильтрационного типа связи приурочен к долинам рек, зависит от их гидрологического режима (особенности которого определяют характер внутригодовой и многолетней изменчивости связи) от строения, мощности и гидрогеологических свойств водоносных комплексов и разделяющих их слабопроницаемых пластов в долине. Рядом исследователей во многих случаях выявлена приуроченность речных долин к тектоническим зонам, вызывающих часто создание под долинами рек участков связи речных вод с глубокими напорными горизонтами, что подтверждается наличием в долинах температурных и гидрохимических аномалий.

Особенности взаимосвязи подземных и поверхностных вод зонального вида в зависимости от глубины вреза реки в водоносный горизонт подробно рассматриваются в работах Б. И. Куделина. По степени вреза реки выделяются: 1) гидравлически несовершенная связь, когда первый от поверхности водоносный горизонт лишь частично вскрывается речной долиной (см. рис. 24, р. *А* и III водоносный горизонт); 2) гидравлически совершенная связь, когда первый от поверхности водоносный горизонт практически на всю его мощность вскрыт долиной до подстилающего водоупора (см. рис. 24, р. *Б*); 3) глубокая гидравлическая связь, когда влияние долины сказывается не только на первый горизонт грунтовых вод, но и на нижележащий напорный горизонт, отделенный от верхнего разделяющим слабонапорным пластом (см. рис. 24, р. *В*); 4) участки отсутствия связи подземных и речных вод, когда положение наивысшей отметки уреза реки ниже зоны выхода подземных вод, фиксируемое выходом источников на склоне долины реки (см. рис. 24, р. *В*, III).

В зависимости от соотношения уровней подземных вод и положения уреза реки определяется направленность гидравлической связи поверхностных и подземных вод: а) «прямая» (нисходящая), когда уклон грунтовых вод направлен к реке и наблюдается дренирование подземных вод речными (см. рис. 24, р. *А*, *Б*); б) «обратная», когда уклон подземных вод направлен от реки и последняя является областью питания грунтовых вод (см. рис. 24, II, левый берег р. *Б*); в) сложнонаправленная, когда изменение уровня грунтовых вод и уреза реки по знаку не совпадает с изменением напоров грунтовых и напорных вод, дренируемых рекой. Так, например, возможны наличие «обратной» гидравлической связи грунтовых и речных вод и восходящий поток напорных вод в долину реки (см. рис. 25, *г*).

Так как уровень рек испытывает колебания, особенно значительные в внутригодовом разрезе, то и характер гидравлической связи во времени может изменяться — прямая связь в период низкого уровня реки (в межень) сменяется на обратную (в паводок); процесс насыщения пород водой в паводок и осушения их в межень создает так называемое «береговое регулирование» речных вод.

Количественная характеристика зонального гидравлического вида взаимосвязи оценивается соотношением между подземным стоком и стоком реки и называется *коэффициентом подземного питания* реки (см. разд. 3.4).

Площадный вид фильтрационного типа водообмена широко развит в артезианских бассейнах, межгорных впадинах, где водоносные горизонты представлены многослойными системами, разделенными относительно водоупорными породами. Благодаря относительной водопроницаемости этих пород в вертикальном направлении (при $K_0 > 10^{-7}$ м/сут) и наличию разности напоров в смежных горизонтах взаимосвязь между ними осуществляется путем регионального перетекания [33]. При снижении напоров по

направлению к более глубокозалегающим водоносным горизонтам отмечается нисходящий характер взаимосвязи; обратное соотношение, напротив, определяет восходящий вид движения. На рис. 24 показаны в схематическом виде основные виды и типы связи поверхностных и подземных вод и взаимосвязи последних друг с другом.

Хозяйственное воздействие на водные ресурсы, как правило, вызывает нарушение направленности, интенсивности, а иногда и вида взаимосвязи, что проявляется в изменении соотношений уровней подземных и поверхностных вод, расходов и составляющих водного баланса.

Задача 3.1.

Пользуясь данными о строении участка и соотношении напоров и уровней I, II и III горизонтов, показанных на рис. 24, охарактеризовать тип взаимосвязи в долине р. *А*. Отметить направленность взаимосвязи.

Решение. 1. Сопоставляем положение уровней грунтовых вод (*III* водоносный горизонт) и уреза реки *А*. Так как уровень грунтовых вод понижается к реке, река дренирует грунтовые воды, т. е. связь грунтовых вод и р. *А* фильтрационного типа, прямая, несовершенная, гидравлическая, зонального типа, направление связи — нисходящее.

2. Из аналогичного рассмотрения положения уровня грунтовых вод и изменения напора *II* водоносного горизонта видим, что напор по обоим берегам к долине реки снижается, что говорит о влиянии речной долины на положение пьезометрического уровня, величина напора *II* горизонта по сравнению с уровнем грунтовых вод больше, следовательно, связь его с грунтовым потоком фильтрационная, глубокая путем перетекания через слабопроницаемый пласт, направление связи — восходящее.

3. *I* и *II* водоносные горизонты в долине р. *А* не связаны, так как на пьезометрический уровень *I* горизонта долина р. *А* не влияет; учитывая, что положение пьезометрической кривой *I* горизонта выше, чем *II*, на значительном протяжении разреза возможна глубокая восходящая площадная фильтрационная разгрузка из *I* горизонта во *II* путем перетекания. Для подтверждения этого необходимо иметь сведения о фильтрационных свойствах разделяющего водоносные горизонты относительного водоупора.

Задача 3.2.

Пользуясь данными о строении участка и соотношении напоров и уровней, описать отличие условий взаимосвязи горизонта (III) грунтовых вод с реками *Б* и *В* (см. рис. 24).

Задача 3.3.

Используя данные рис. 24, описать характер взаимосвязи для участков между сечениями 1—3, 3—4, 4—6.

Задача 3.4.

Какой процесс характеризует взаимосвязь поверхностных вод оз. *Г* с подземными водами (см. рис. 24)? Какова направленность взаимосвязи?

Задача 3.5.

В долине р. Терека на основе буровых и опытных работ изучены гидрогеологические условия по ряду створов, расположенных на типичных участках от верховьев реки до ее дельты. Гидрогеологический разрез *I—I* (рис. 25, *а*) заложен в верховьях долины, приурочена к горной части, где долина узкая, сложена валунно-галечниковыми отложениями и крупнозернистыми песками, врезана в толщу относительно водоупорных меловых и юрских отложений. Разрез *II—II* (см. рис. 25, *б*) заложен в зоне сочленения горной области и предгорной равнины, где долина заложена в толще крупнозернистых песков с включением валунов и гальки; толща аллювиальных отложений отделяется от нижележащих подземных вод неоген-четвертичного возраста толщей глин, мощность которых составляет 9—12 м. Глубина грунтовых вод колеблется от 7 до 40 м. Разрез *III—III* (см. рис. 25, *в*) приурочен к низменной части бассейна, аллювиальные отложения представлены

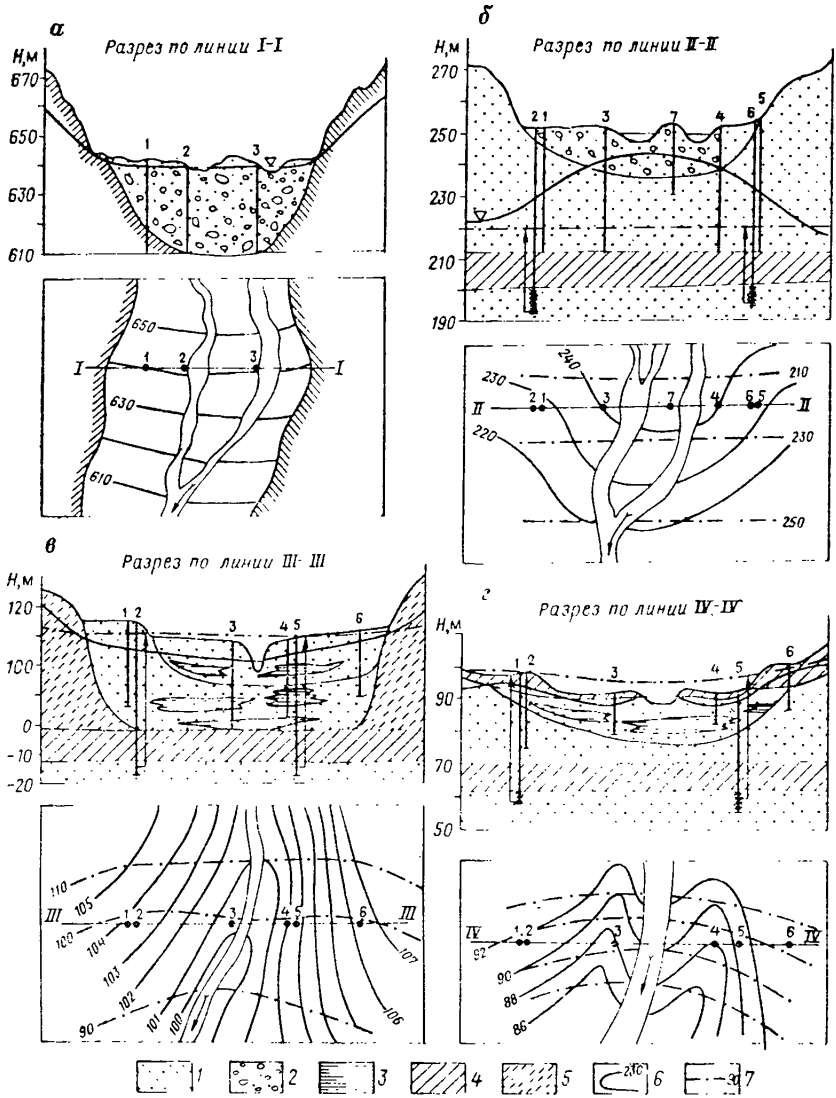


Рис. 25. Гидрогеологические разрезы по линиям *I—I (а)*, *II—II (б)*, *III—III (в)*, *IV—IV (г)* и схемы участков в долине р. Терека:

1 — пески разной крупности; *2* — валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем; *3* — песчано-глинистые отложения; *4* — глины; *5* — лёссовидные суглинки; *6* — гидроизогипсы, м; *7* — пьезоизогипсы, м. Цифры на рисунках — номера скважин

среднезернистыми песками с линзами глин и суглинков; они вложены в лёссовидные суглинки и отделены от нижележащего водоносного комплекса толщей слабопроницаемых глинистых пород мощностью 10—15 м. Уровни грунтовых вод в долине находятся на глубине от 2 до 5 м. Разрез *IV—IV* (см. рис. 25, *г*) находится в нижней части долины. Аллювий сложен мелкозерни-

стым песком с прослоями и линзами суглинков и глин. Грунтовые воды залегают на глубине от 0,5 до 1,5 м.

Соотношение уровней подземных и поверхностных вод показано на рисунках; требуется для каждого из четырех створов: 1) описать характер связи поверхностных и подземных вод и взаимосвязи последних с напорными; показать направленность взаимосвязи; 2) составить буквенное уравнение баланса подземных вод; 3) объяснить причины изменения условий взаимосвязи по створам.

Контрольные вопросы

1. Путем каких процессов осуществляется взаимосвязь подземных вод с атмосферой и гидросферой? 2. Что понимается под направленностью взаимосвязи? 3. Назовите основные факторы при фильтрационном и инфильтрационном типах взаимосвязи.

3.2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЗАИМОСВЯЗИ

При изучении взаимосвязи используют различные гидрологические и гидрогеологические методы. Инфильтрационный тип питания изучается путем натурных наблюдений за перемещением влаги в зоне аэрации, слежением за передвижением индикаторов, оценкой элементов баланса на специальных балансовых площадях, на лизиметрах. Использование этих методов позволяет понять физическую картину перемещения влаги до уровня грунтовых вод. Суммарное количество влаги, поступившее на уровень грунтовых вод, определяется с помощью наблюдений за режимом подземных вод (см. тему 8), гидрогеологическим анализом изменения расхода подземного потока по мере его движения на основе имеющихся карт гидроизогипс и гидрогеологических характеристик потока (см. тему 2). Все эти данные позволяют определять коэффициент подземного стока (см. разд. 3.4).

Фильтрационный тип взаимосвязи и его количественная оценка определяются также комплексом методов. Одним из основных является прямой гидрометрический замер потерь (или приращения) расходов рек на типовых участках. Проведению этих гидрологических работ должно предшествовать изучение гидрогеологических условий долин рек, что позволяет обоснованно наметить размещение створов замера уровней с учетом изменений условий взаимосвязи. Помимо этого, широко используется гидродинамическое и гидрохимическое расчленение гидрографов рек, которое позволяет определить одновременно подземную и поверхностную составляющие речного стока (см. разд. 3.6), ту же цель учета всех генетических составляющих водных ресурсов преследуют методы составления общего водного и руслового балансов для характерных периодов наблюдений (см. разд. 3.8).

По многолетним данным широко используются методы среднемноголетнего баланса, которые позволяют количественно оценить среднюю по бассейну величину глубокого питания или разгрузки напорных вод и сопоставить эту величину с речным

стоком. Наряду с перечисленными гидрологическими методами для оценки подземной составляющей используются также гидрогеологические методы, основанные на определении расхода подземного потока в реки, изучении соотношений пьезометрических кривых и кривых уровня, совместном анализе карт гидроизогипс и изопьез. При известных гидрогеологических параметрах потока определяются составляющие уравнения баланса подземных вод (см. тему 8). Совместное рассмотрение балансов поверхностных и подземных вод дает возможность установить соотношение между поверхностным и подземным стоком, выявить источники формирования ресурсов подземных вод и определить коэффициент подземного питания рек. Каждая из составляющих баланса характеризует определенные условия взаимосвязи гидрогеосферы с атмосферой и гидросферой. Ниже приведены основные методы оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

I. Гидрологические методы:
   1) гидрометрический,
   2) расчленение гидрографов рек,
   3) изучение гидрохимической составляющей гидрографа,
   4) лизиметрический,
   5) составление водного баланса,
   6) построение кривых зависимостей подземного стока от гидрометеорологических факторов.

II. Гидрогеологические методы:
   1) анализ и оценка соотношений пьезометрических кривых грунтовых и напорных вод,
   2) анализ режима поверхностных и подземных вод,
   3) опытно-фильтрационные работы,
   4) составление баланса подземных вод,
   5) изучение изменения температур в водоносных и слабопроницаемых толщах,
   6) изучение изменения состава и минерализации подземных вод,
   7) использование индикаторов (красителей, изотопов, химических и микробиологических реагентов и т. п.),
   8) дешифрирование аэрокосмических данных.

Наиболее полно характеристику взаимосвязи подземных вод получают на основе применения методов аналогового или цифрового моделирования, что рассматривается в курсе «Динамика подземных вод».

Контрольные вопросы

1. Назовите типы взаимодействия поверхностных и подземных вод. 2. Какими показателями характеризуется взаимосвязь поверхностных и подземных вод? 3. В каких природных условиях необходима оценка перетекания как показателя взаимосвязи? 4. Охарактеризуйте гидрологические и гидрогеологические методы оценки взаимосвязи.

3.3. ОСНОВНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Рассмотрим основные метеорологические элементы (осадки, влажность, испарение с поверхности суши), являющиеся главными факторами при рассмотрении взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

Осадки. В результате конденсации водяного пара на земную поверхность выпадают осадки в виде дождя и снега. Часть конденсационной влаги осаждается на земной поверхности в виде росы, инея, измороси и гололеда. Осадки в виде снега накапливаются в бассейне с начала зимы, и к концу ее создаются большие запасы влаги, определяющие объем весеннего половодья. По данным снегомерных съемок измеряется высота снежного покрова, а с учетом плотности снега определяется запас воды в нем. Накопление, распределение и таяние снежного покрова зависят от комплекса атмосферных явлений, рельефа и температурного режима в изучаемой местности.

Дождевые осадки могут выпадать в виде ливней и обложных дождей. Ливнем называется дождь большой интенсивности с небольшой площадью распространения, причем интенсивность ливня находится в обратной зависимости от его продолжительности. Влага от ливневых дождей мало влияет на уровень грунтовых вод, стекая в виде поверхностного стока. Обильные осадки, особенно при большой их продолжительности и охвате обширных площадей, воздействуют на пополнение запасов воды и инфильтрационного питания подземных вод.

На метеорологических станциях проводятся ежедневные наблюдения за количеством выпавших осадков, которые в результате специальной обработки (с введением ряда поправок) могут быть представлены в виде слоя осадков, рассчитанного для каждого дня наблюдения. Слой атмосферных осадков — это суммарное количество осадков, выпавших за сутки, год, и равномерно распределенное по площади.

На рис. 26 приведено среднемноголетнее годовое распределение осадков по территории СССР. Если возникает необходимость приближенно определить количество осадков за год для какого-либо речного бассейна, то, зная координаты его центра, можно, пользуясь рис. 26, методом интерполяции получить эту величину. Точные методы определения осадков на водосборе приведены в работе [23].

В последнее время большое внимание уделяется изучению химического состава атмосферных осадков, взаимосвязанного с химическим составом поверхностных и подземных вод.

Влажность воздуха. Испарившийся пар с водной, снежной и земной поверхностей, попадая в атмосферу, определяет влажность воздуха. Она может быть измерена массой водяного пара, содержащейся в 1 м^3 воздуха, или в виде давления пара. Давление пара, находящегося в воздухе, называется

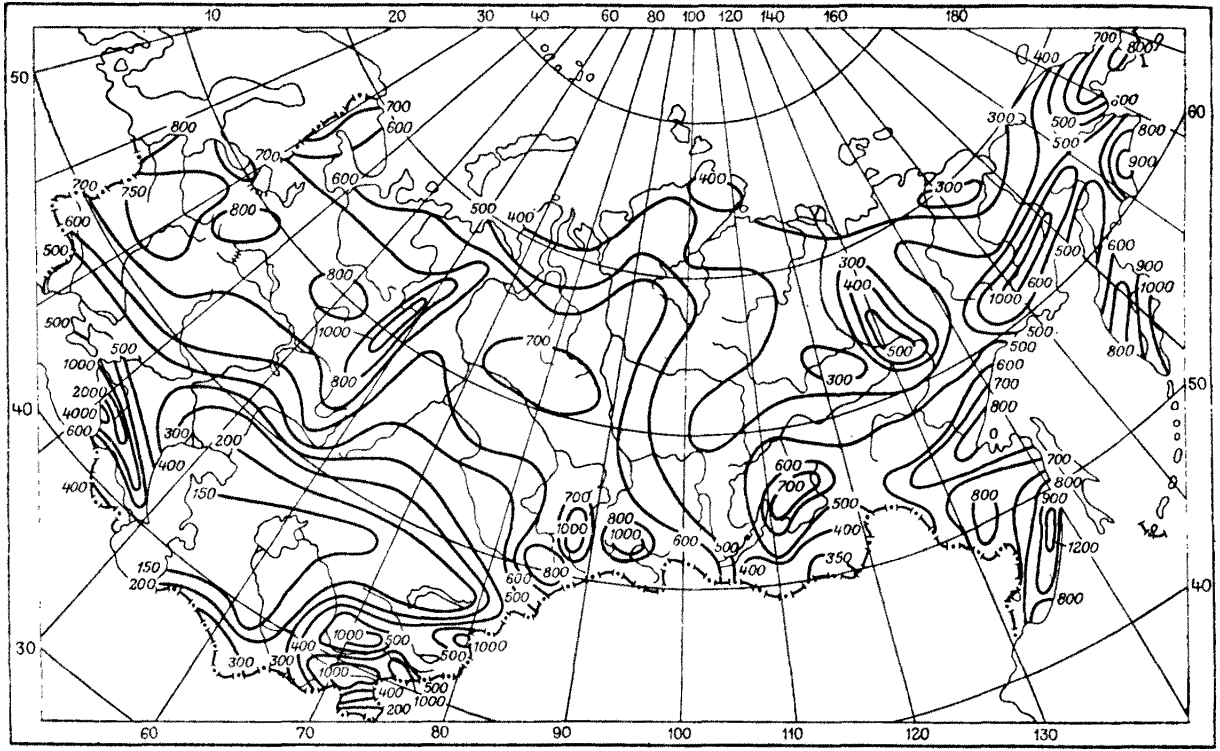


Рис. 26. Среднее годовое количество осадков на территории СССР, мм

абсолютной влажностью e. Относительная влажность e_1 есть отношение абсолютной влажности к упругости пара E, необходимого для полного насыщения, т. е. $e_1 = (e/E) \cdot 100\ \%$.

Если, например, относительная влажность равна 90 %, то это значит, что в воздухе содержится 90 % от того количества паров, которое необходимо для полного насыщения при данной температуре.

Большое значение при испарении имеет дефицит влажности (недостаток насыщения), который вычисляется по формуле

$$D = E - e. \tag{3.1}$$

Величины E и e определяются в зависимости от температуры по специальным таблицам.

Испарение. Процесс испарения состоит в переходе воды из жидкого или твердого состояния в парообразное. Испарение с поверхности суши и речных бассейнов — это суммарное испарение за год с разнородных участков, характер поверхности которых изменяется в пространстве и во времени. Величина испарения складывается из величин испарения с поверхности почвы, воды, уровня грунтовых вод, снега, осадков, задержанных растительностью, и транспирации растений. Оно зависит от радиационного баланса (прихода — расхода лучистой солнечной энергии). Процесс испарения зависит также от температуры, дефицита влажности, скорости ветра, запасов влаги в почвогрунтах и минерализации. *Испаряемостью* называется максимально возможное испарение при данных метеорологических условиях с достаточно увлажненной подстилающей поверхности. Практически за испаряемость принимается испарение с водной поверхности или поверхности грунта при полном его увлажнении.

Суммарное испарение с поверхности суши и речных бассейнов, включающее все виды испарения, определяется за год и по месяцам. Испарение за год рассчитывается по карте годового испарения (рис. 27). Погрешность определения составляет для горных районов от 20 до 40 %, а для равнинных — 12 %. Расчет испарения за месяц можно проводить двумя методами: по процентным отношениям и комплексным.

Метод процентных отношений заключается в применении разработанных для различных геоботанических зон СССР схем процентного от годовой суммы соотношения испарения по месяцам. Определив по карте годовую сумму испарения, можно по специальным таблицам, приведенным в работе [23], найти процент и получить величину испарения за месяц.

Комплексный метод основан на определении количества осадков X, стока Y, температуры воздуха $t_{ср}$, влажности воздуха и влагозапасов в мертвом слое почвы. Методика расчета приведена в работе [23].

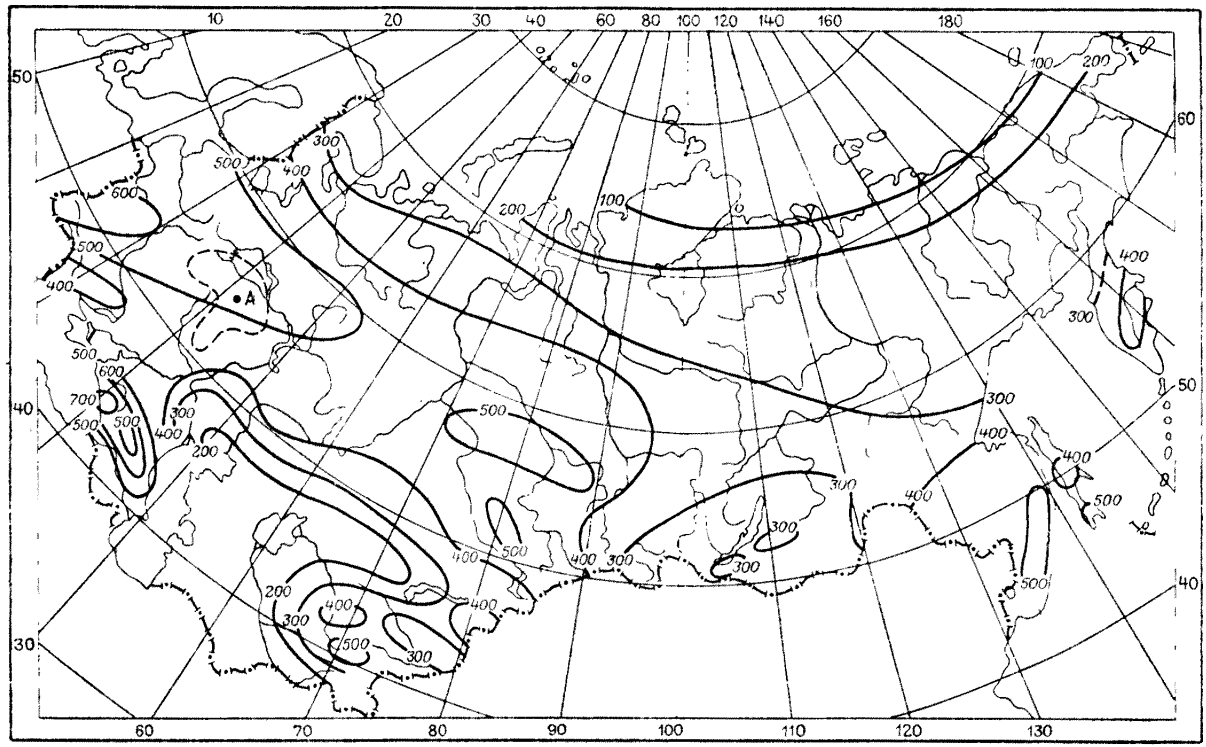


Рис. 27. Среднее годовое испарение с поверхности суши, мм

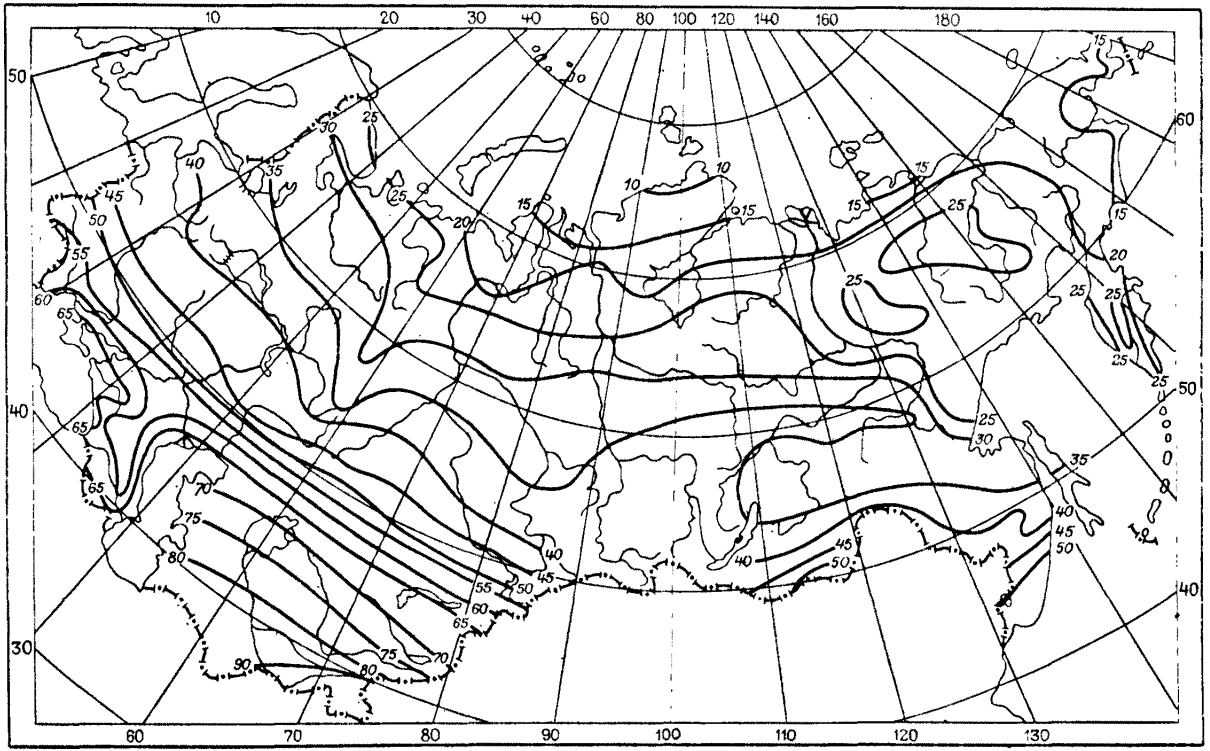


Рис. 28. Карта радиационного баланса СССР увлажненной поверхности, 41,9 МДж/м² (ккал/см²)

Среднее годовое испарение Z можно вычислить по уравнению связи М. И. Будыко [23]

$$Z = \sqrt{\frac{RX}{l}\left(1 - l^{-\frac{R}{Xl}}\right) th\frac{Xl}{R}}, \qquad (3.2)$$

где X — годовая норма осадков; R — средний многолетний радиационный баланс для увлажненной поверхности; l — удельная теплота парообразования (скрытая теплота испарения). Величина R определяется по карте (рис. 28). В работе [23] приведена номограмма, составленная по уравнению (3.2).

При определении по картам осадков, испарения и радиационного баланса для водосборов значительных размеров следует использовать указания к определению модулей стока, приведенные в разд. 3.4; для небольших водосборов — по координатам центра водосбора.

3.4. РАСЧЕТ ОСНОВНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОВЕРХНОСТНОГО И ПОДЗЕМНОГО СТОКОВ

Бассейном реки (или речной системы) называется часть земной поверхности, включая толщу почвогрунтов, с которой данная река (или речная система) получает водное питание.

Бассейн реки включает в себя поверхностный и подземный водосборы. Поверхностным водосбором называется участок земной поверхности, с которого поступает вода в данную речную систему. Подземный водосбор образует толщи почвогрунтов, из которых вода поступает в речную сеть.

Поверхностный и подземный водосборы в общем случае не совпадают. Границы подземного водосбора выделяются по карте гидроизогипс с учетом гидрогеологических условий.

Для равнинных рек в зонах активного водообмена площади водосборов поверхностных и подземных вод с некоторым допущением принимаются равными.

При определении взаимодействия поверхностных и подземных вод необходимо рассчитывать основные характеристики стока, отнесенные к выделенным водосборам, причем эти расчеты различны при наличии наблюдений и отсутствии их. Ниже рассмотрим методику и примеры расчета.

3.4.1. Оценка поверхностного стока при наличии данных наблюдений

1. Расход воды Q — это количество воды, протекающее через поперечное сечение потока ω в единицу времени при средней скорости $v_{ср}$

$$Q = v_{ср}\omega. \qquad (3.3)$$

2. Средний годовой расход по данным гидрометрических наблюдений вычисляется по формуле

$$Q_{ср} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_i}{n}, \tag{3.4}$$

где Q_i — среднесуточный расход; n — число суток в году.

Если рассчитывается средний многолетний расход Q_0, то в формуле (3.4) Q_i — средний годовой расход, n — число лет гидрометрических наблюдений.

Для оценки точности Q_0 вычисляется средняя квадратическая погрешность

$$\varepsilon_{Q_0} = \pm \frac{C_v}{\sqrt{n}}, \tag{3.5}$$

где C_v — коэффициент вариации (изменчивости) годового стока (методика определения C_v изложена в задаче 3.11); n — число лет наблюдений. Длина ряда считается достаточной для определения Q_0, если $\varepsilon_{Q_0} \leqslant 5$—$10\%$. Величина среднего многолетнего расхода при этом условии считается нормой. Для гидрологических характеристик нормой считается среднее арифметическое их значение за многолетний период такой продолжительности, при увеличении которой полученное среднее значение существенно не меняется. Для получения более надежного значения средней многолетней величины стока следует в расчетный ряд включить многоводные и маловодные ряды.

3. Модуль стока M_0 — количество воды в литрах или кубических метрах q_0, стекающее с 1 км^2 площади водосбора F в 1 с:

$$M_0 = \frac{Q_0 10^3}{F}; \qquad q = \frac{Q_0}{F}. \tag{3.6}$$

4. Средний многолетний объем стока W_0 — количество воды (в кубических метрах), стекающее с водосбора за год (сутки, декаду, месяц),

$$W_0 = Q_0 T, \tag{3.7}$$

где T — число секунд в году, равное $86\,400 \cdot 365 = 31{,}54 \cdot 10^6$. ($86\,400$ — число секунд в одних сутках). Объем стока можно выразить через модуль стока $W_0 = M_0 F\ 31{,}54 \cdot 10^3$.

5. Средний многолетний слой стока Y_0 получают при равномерном распределении всего объема стока за год по площади водосбора. В гидрологических и гидрогеологических расчетах рассматривается уравнение водного баланса для какого-либо бассейна, в которое входит значение стока, выраженное в миллиметрах слоя, как стекшее количество воды для данной площади водосбора.

Средний многолетний слой стока вычисляется по формуле

$$Y_0 = \frac{W_0 10^3}{F 10^6} = \frac{W_0}{F 10^3}. \quad (3.8)$$

Между слоем, модулем и объемом стока за год существует следующая зависимость $Y_0 = 31{,}54\ M_0$ мм/год.

Из этой формулы можно получить соотношение, которое используется при пересчетах модуля стока через величину слоя,

$$M_0 = 0{,}0317 Y_0 \text{ л/(с·км}^2\text{)}. \quad (3.9)$$

Объем стока, выраженный через слой стока, равен

$$W_0 = M_0 F 31{,}54 \cdot 10^3 = Y_0 F 10^3. \quad (3.10)$$

6. Средний многолетний коэффициент стока K_0 определяется как отношение высоты слоя Y_0 за какой-либо период (год, весну, зиму, лето) к количеству осадков X_0 за тот же период

$$K_0 = Y_0 / X_0. \quad (3.10а)$$

Коэффициент стока колеблется от 0 до 1, причем на его значение большое влияние оказывают величина испарения, характер водопроницаемости поверхности водосбора, почвенный покров и геоморфологические факторы.

7. Модульный коэффициент K_i получают из соотношений

$$K_i = \frac{Q_i}{Q_0}; \quad \frac{M_i}{M_0}; \quad \frac{W_i}{W_0}; \quad \frac{Y_i}{Y_0}, \quad (3.11)$$

где Q_i, M_i, W_i, Y_i — сток за какой-либо определенный период; Q_0, M_0, W_0, Y_0 — то же, за многолетний период.

Значение K_i в многоводный год больше единицы, в маловодный год — меньше единицы. Среднее значение модульного коэффициента за ряд лет равно единице.

3.4.2. Оценка поверхностного стока при отсутствии данных наблюдений

1. При отсутствии ряда гидрометеорологических наблюдений для расчета среднемноголетних характеристик поверхностного стока используются карты годового стока (рис. 29, 30) и карта коэффициента изменчивости (вариации) годового стока C_v рек СССР (рис. 31). По картам можно определить сток для рек с площадью бассейна до 50 000 км^2, а при отсутствии резких изменений рельефа и климатических условий — для бо́льших площадей.

При определении какого-либо элемента по картам изолиний применяются приближенный и точный способы. Так, например, на рис. 32 приведена схема бассейна реки с замыкающим створом A, который пересекает ряд изолиний модулей стока. Для приближенного определения среднего значения модуля отме-

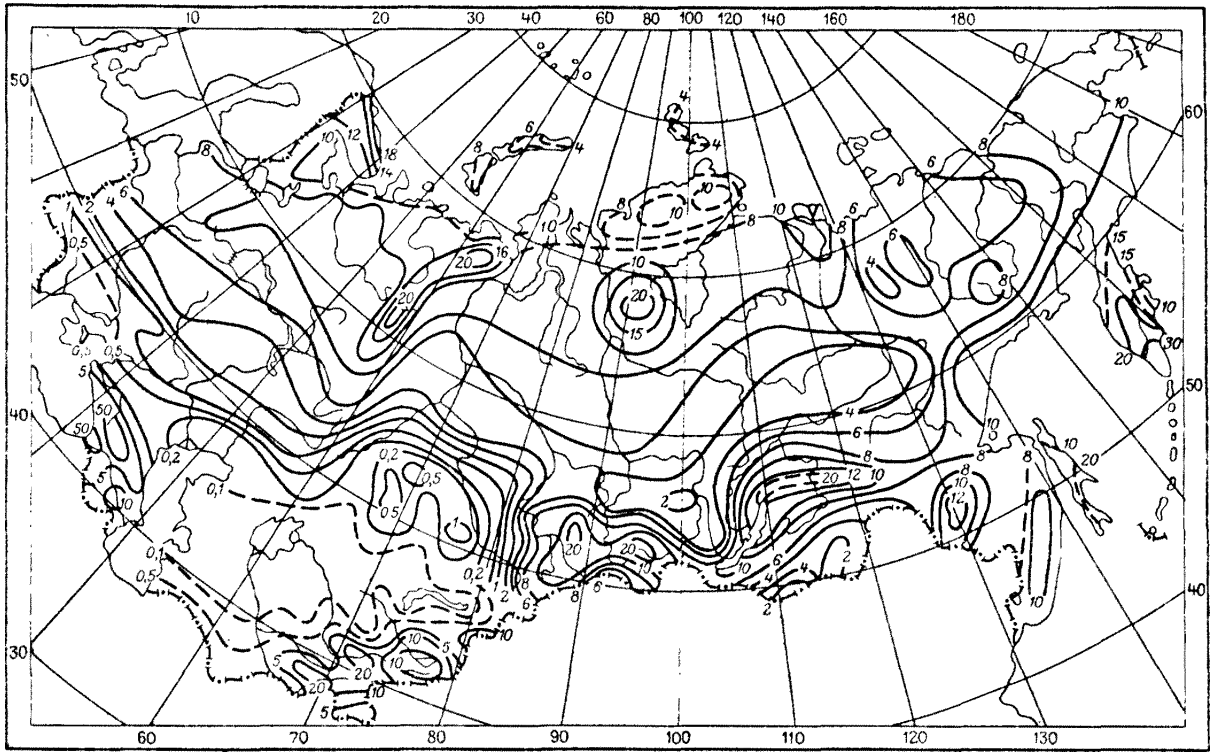


Рис. 29. Средний годовой сток рек СССР в л/(с · км²)

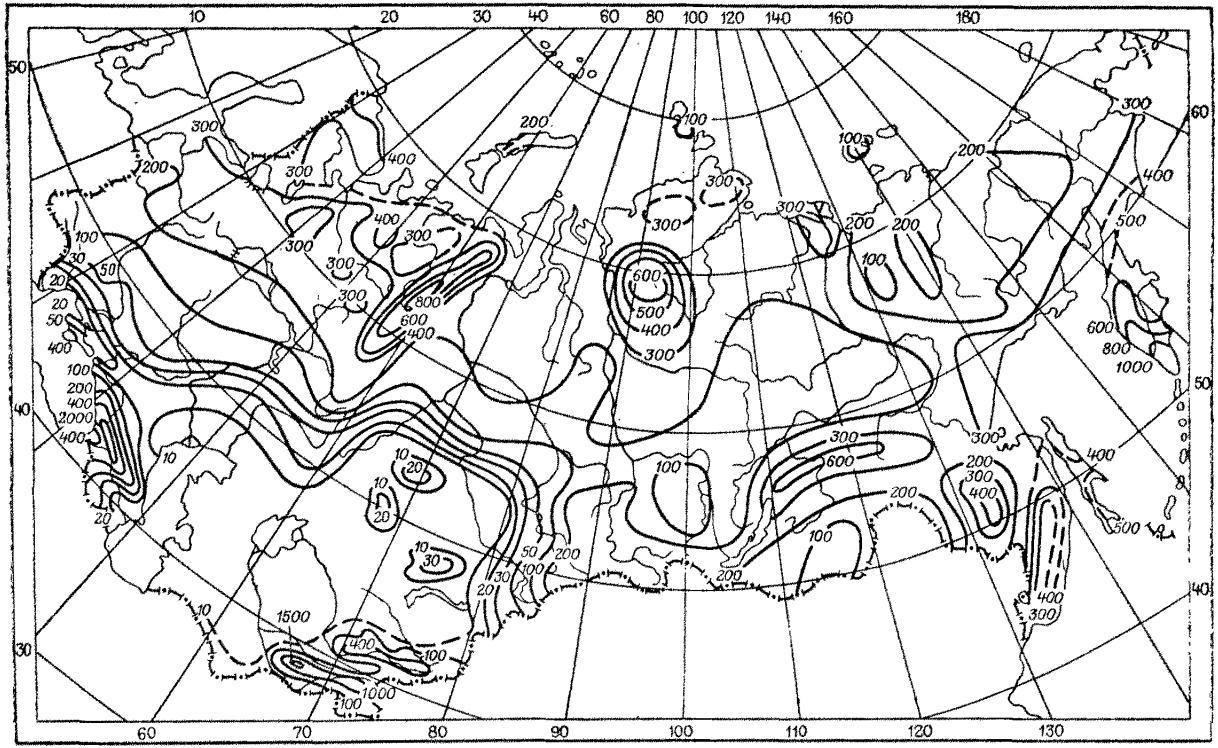


Рис. 30. Средний годовой сток рек СССР, мм

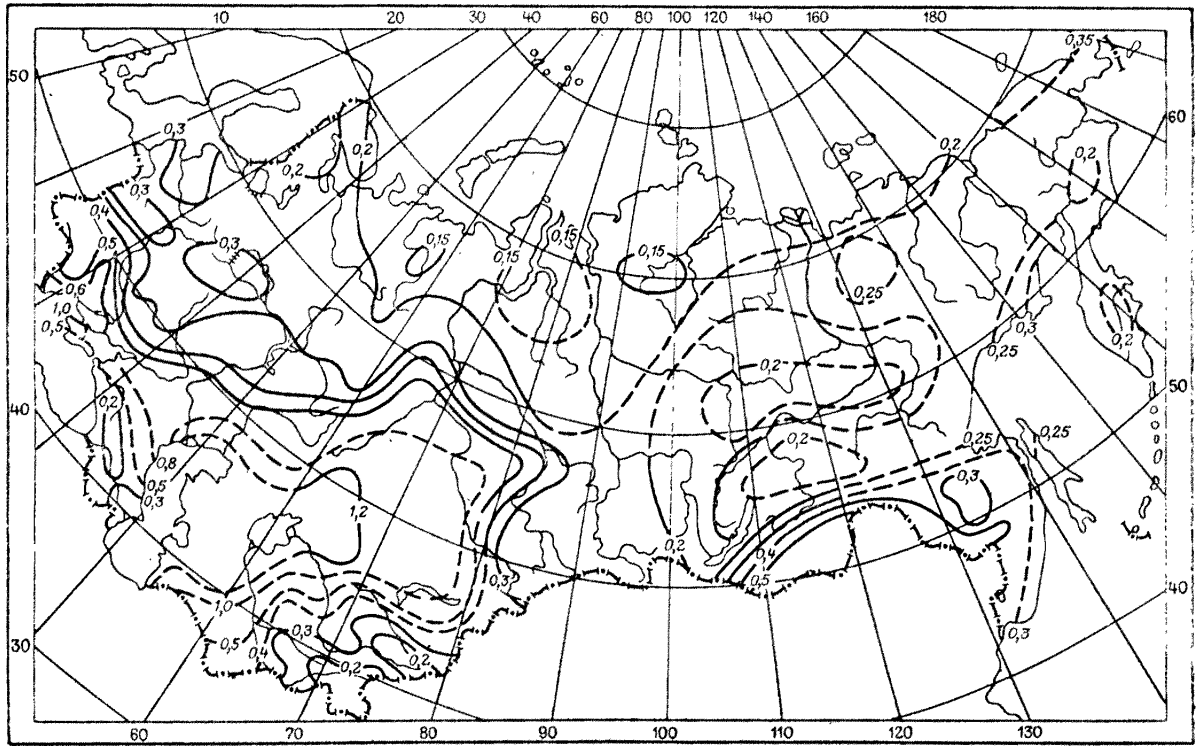


Рис. 31. Коэффициент вариации изменчивости годового стока рек

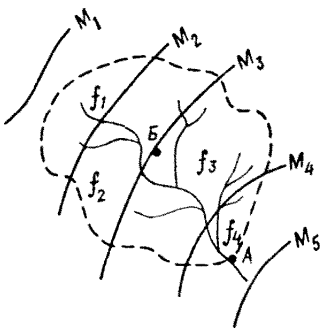


Рис. 32. Схема бассейна реки с изолиниями модуля стока

Таблица 11. Оценка точности определения среднего многолетнего стока по карте ГГИ

Коэффициент изменчивости C_v	Средняя погрешность, %
0,15—0,20	8
0,4—0,5	10
0,6—0,7	15
1,0—1,5	25

чают центр бассейна (точка *Б*). Если точку *Б* пересекает изолиния стока, то значение этой изолинии и следует принять за среднее многолетнее для всего бассейна. Если точка *Б* находится между изолиниями, то модуль стока определяют интерполяцией.

При точном определении модуля стока, когда несколько изолиний пересекают бассейн (см. рис. 32), средний модуль стока определяется как средневзвешенное значение

$$M_{ср} = \frac{M_1 f_1 + M_2 f_2 + \ldots + M_n f_n}{f_1 + f_2 + \ldots + f_n}, \qquad (3.12)$$

где $M_1, M_2, \ldots, M_n$ — средние значения стока между соседними изолиниями, пересекающими водосбор; $f_1, f_2, \ldots, f_n$ — площади водосбора между изолиниями и водоразделом (площади могут быть выражены в квадратных километрах или в делениях планиметра).

При определении значений осадков и испарения по картам изолиний следует применять приближенный или точный способ в зависимости от заданной точности. При точном определении следует пользоваться формулой (3.12), заменив значения M_1, $M_2, \ldots, M_n$ значением соответствующего элемента.

2. Получив по карте изолиний значения среднего многолетнего модуля стока и зная площадь водосбора, следует определить основные характеристики стока по приведенным выше формулам.

3. Точность расчета среднего годового стока оценивается по табл. 11 в зависимости от коэффициента изменчивости годового стока C_v, который при отсутствии данных наблюдений определяется по карте (см. рис. 31).

При отсутствии данных гидрометрических наблюдений годовой сток можно рассчитать по данным наблюдений на метеорологических станциях, по эмпирическим формулам М. А. Вели-

канова, Д. Л. Соколовского, П. С. Кузина, С. Н. Крицкого, М. Ф. Менкеля и др., приведенным в работе [23], а также по уравнению водного баланса (см. ниже).

3.4.3. Оценка подземного стока при наличии данных наблюдений

1. Подземное питание на 1 км протяженности реки вычисляется по формуле (3.49), которую можно применять при условии отсутствия осадков в летнюю межень или в зимний период. Если расстояние между створами значительно, то время измерения расходов сдвигается на величину времени добегания, равного

$$t = L/v, \tag{3.13}$$

где v — средняя скорость течения реки; L — расстояние между створами.

2. Модуль подземного стока $M_{\text{подз}}$ вычисляется по формуле (3.17). Зная модуль подземного стока, можно определить расход подземного потока

$$Q_{\text{п}} = 0{,}001 M_{\text{подз}} F. \tag{3.14}$$

3. Объем подземного стока $W_{\text{подз}}$, т. е. общий подземный сток в регионе бассейна, вычисляется по формулам:

$$\left.\begin{aligned} W_{\text{подз}} &= Q 31{,}54 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}; \\ W_{\text{подз}} &= M_{\text{подз}} F 31{,}54 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}; \\ W_{\text{подз}} &= M_{\text{подз}} F 31{,}54 \cdot 10^{-6} \text{ км}^3/\text{год}. \end{aligned}\right\} \tag{3.15}$$

4. Высота слоя подземного стока $Y_{\text{подз}}$ (в мм) за год вычисляется по формулам:

$$\left.\begin{aligned} Y_{\text{подз}} &= 31{,}54\, M_{\text{подз}}, \\ Y_{\text{подз}} &= \frac{W_{\text{подз}}}{F} \cdot 0{,}001. \end{aligned}\right\} \tag{3.16}$$

Из формулы (3.16) можно получить значение модуля подземного стока

$$M_{\text{подз}} = 0{,}0317 Y_{\text{подз}}. \tag{3.17}$$

Большое значение при оценке подземного стока имеют коэффициенты:

1) подземного питания реки

$$K_{\text{пп}} = \frac{M_{\text{подз}}}{M} 100\ \%, \tag{3.18}$$

где M — модуль поверхностного стока;

2) подземного стока

$$K_{\text{п}} = \frac{Y_{\text{подз}}}{X} 100\ \%, \tag{3.19}$$

где X — количество осадков в бассейне за год.

Коэффициент подземного стока показывает, какая часть атмосферных осадков, выпадающих на данной территории, идет на формирование подземного стока. Значение его определяется условиями трансформации атмосферных осадков в подземный сток, зависящими от гидрогеологических условий данного водосбора.

5. Естественные ресурсы подземных вод есть величина подземного питания (расход подземного стока в реку). Оценка естественных ресурсов имеет большое практическое значение в связи с проектированием водозаборов. При расчетах обеспечения эксплуатационных запасов подземных вод необходимо проверять их восполнимость за счет естественных ресурсов.

Количество естественных ресурсов подземных вод (в м³/сут.) для зоны интенсивного водообмена можно вычислить по формулам:

$$\left.\begin{aligned} W_{\text{е}} &= 2{,}74 Y_{\text{подз}} F, \\ W_{\text{е}} &= 86{,}4 M_{\text{подз}} F, \\ W_{\text{е}} &= 0{,}0274 X_0 K_{\text{п}} F, \end{aligned}\right\} \tag{3.20}$$

где X_0 — среднее многолетнее количество осадков.

При расчете естественных ресурсов подземных вод в засушливые годы следует использовать минимальный модуль подземного стока.

3.4.4. Оценка подземного стока при отсутствии данных наблюдений

1. В этих случаях для расчета средних многолетних характеристик подземного стока используется карта распределения подземного стока в реки на территории СССР, составленная по результатам расчленения большого числа гидрографов зон интенсивного водообмена. Результаты исследований по региональной оценке подземного стока в реки на территории СССР и принципы составления карты опубликованы в работах Б. И. Куделина и О. В. Попова.

Прежде чем определить модуль подземного стока по карте (рис. 33), следует для заданного водосбора найти его центр на карте крупного масштаба, затем по координатам найти эту точку на рис. 33 и по интерполяции между изолиниями определить значение модуля. Если рассматриваемый водосбор пересекается большим числом изолиний, то следует применять формулу (3.12). Для определения коэффициента вариации подземного стока C_v используют карту, представленную на рис. 34.

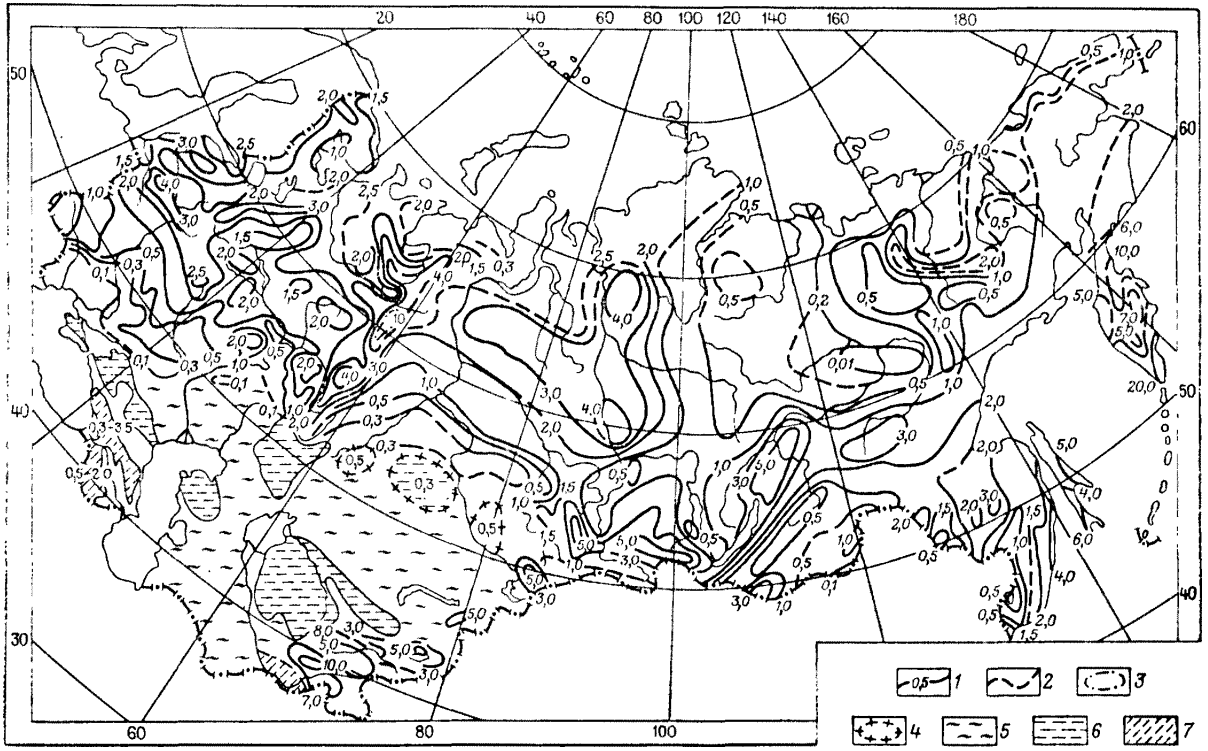


Рис. 33. Распределение подземного стока в реки, л/(с · км²):

1 — изолинии модулей подземного стока; *2* — то же, рассчитанных приближенно; *3* — участки особых условий формирования стока под влиянием карста; *4* — участки, для которых сток рассчитан по водному балансу озер; *5* — области спорадического распространения пресных грунтовых вод; *6* — области распространения грунтовых вод с пестрой минерализацией и наличием стока пресных артезианских вод; *7* — области с колебанием стока в больших пределах

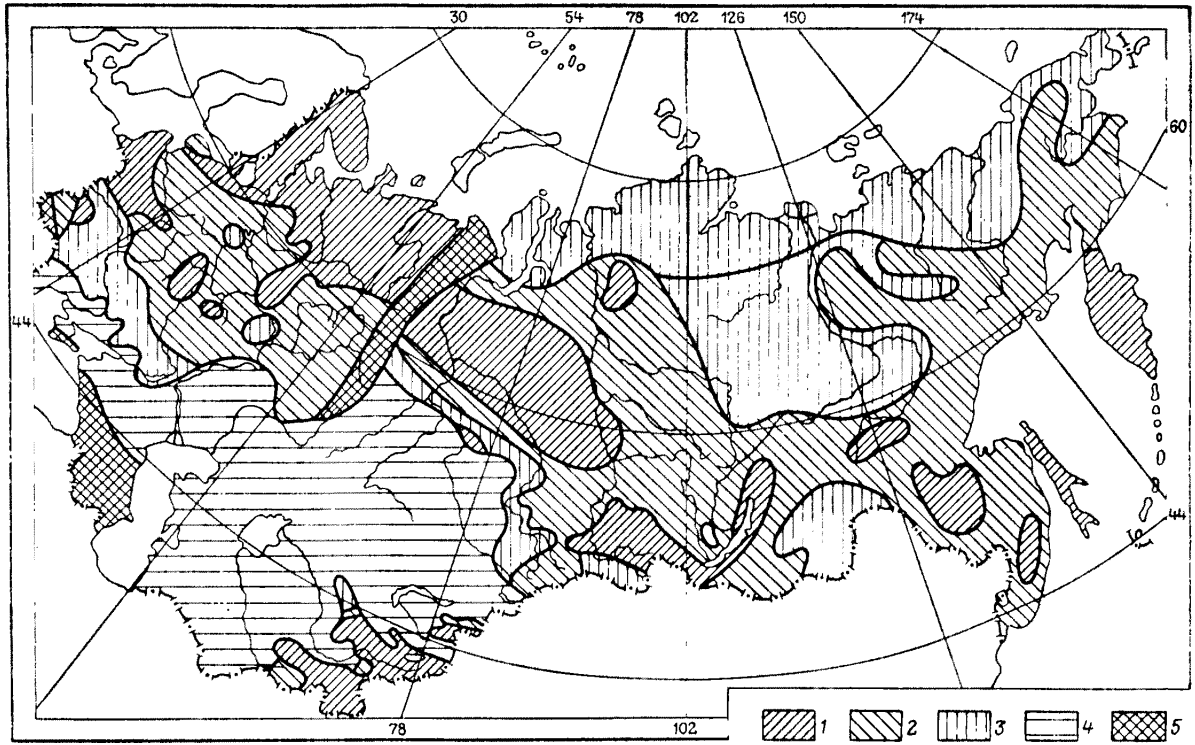


Рис. 34. Распределение коэффициентов варнации подземного стока в реках СССР:
1 — 0,1—0,2; *2* — 0,2—0,3; *3* — 0,3—0,4; *4* — более 0,4; *5* — 0,1—0,4 (нерасчлененные)

Получив по карте изолиний значение модуля и зная площадь водосбора F, количество осадков X_0, можно по формулам (3.14)—(3.16), (3.18), (3.19) рассчитать все основные характеристики подземного стока.

Задача 3.6.

Рассчитать характеристики поверхностного и подземного стока при наличии данных наблюдений в зоне интенсивного водообмена Азово-Кубанского бассейна для р. Кубани у г. Краснодара. Коэффициент вариации поверхностного стока равен 0,6, подземного — 0,38.

Решение. На территории Азово-Кубанского бассейна по 46 гидрометрическим створам основных рек бассейна за продолжительный период наблюдений проводилось расчленение гидрографов, в результате чего получены величины общего поверхностного и подземного стока. Сведения по трем бассейнам приведены в табл. 12.

1. *Поверхностный сток.* В табл. 12 исходной величиной общего стока (в которую входят поверхностный и подземный стоки) является значение слоя стока $Y_0=273$ мм. По формуле (3.9) модуль стока $M_0=0{,}0317\cdot 273=8{,}66$ л/(с·км²).

Из формулы (3.6) расход $Q_0=\dfrac{8{,}66\cdot 45900}{10^3}=397$ м³/с. Погрешность вычисления Q_0 по формуле (3.5) равна $\varepsilon_{Q_0}=\pm\dfrac{0{,}60}{\sqrt{49}}\cdot 100\%=8{,}5\%$. Полученная величина погрешности находится в допустимых пределах. Средний многолетний объем стока W_0 по формуле (3.7) равен $397\cdot 31{,}54\cdot 10^6=12521\cdot 10^6$ м³/год. Средний многолетний коэффициент стока K_0 по формуле (3.10а) равен $\dfrac{273}{538}\cdot 100=45{,}7$ %. Модульные коэффициенты не рассчитываются в этом приборе, так как отсутствуют данные по годам. В табл. 12 для р. Кубани у г. Краснодара приведена величина поверхностного стока за вычетом подземного стока ($Y_{пов}=206$ мм). Используя формулы (3.7), (3.9) и (3.10а), получим для поверхностного стока значения модуля, расхода, объема и коэффициента стока: $M=6{,}52$ л/(с·км²), $Q=299$ м³/см, $W=9451\cdot 10^6$ м³/год и $K=34{,}4$ %. Отметим, что характеристики общего стока приведены с индексом «ноль» (Y_0, M_0, W_0, Q_0 и K_0), характеристики поверхностного стока обозначены без индекса (Y, M, Q, W и K), а далее при расчетах подземного стока введен индекс «подз». Используя уравнение водного баланса, получим значение испарения $Z_0=598-273=325$ мм.

2. *Подземный сток.* Слой подземного стока можно определить по разности $Y_{подз}=Y_0-Y=273-206=67$ мм. По формуле (3.17) модуль подземного стока $M_{подз}=0{,}0317\cdot 67=2{,}13$ л/(с·км²). Расход подземных вод по формуле (3.14) равен $Q_{подз}=0{,}001\cdot 2{,}13\cdot 45\,900=97{,}8$ м³/с, а объем подземного стока за год по формуле (3.15) $W_{подз}=97{,}8\cdot 31{,}54\cdot 10^6=3084\cdot 10^6$ м³/год. Проверив значение слоя подземного стока по формуле (3.16), получим: $Y_{подз}=31{,}54\times\times 2{,}13=67{,}4$ мм.

Коэффициент подземного питания по формуле (3.18) равен

$$K_{пп}=\frac{2{,}13}{6{,}52}\cdot 100=32{,}7\ \%,$$

коэффициент подземного питания от общего годового стока

$$K_{пп}=\frac{2{,}13}{8{,}66}\cdot 100=24{,}6\ \%,$$

а коэффициент подземного стока по формуле (3.19)

$$K_п=\frac{67{,}4}{598}100=11{,}2\ \%\quad\text{или}\quad\frac{67{,}4}{598}=0{,}112.$$

Таблица 12. Среднегодовой сток подземных вод на территории Азово-Кубан

Река	Место впадения	Пункт наблюдения	Длина реки L, км	Площадь водосбора F, км²	Число лет наблюдений	Период наблюдений, годы
Кубань	Азовское море	г. Краснодар	715	45 900	49	1911—1942; 1944—1960
Лаба	Р. Кубань	Пос. Догужнев	265	12 000	28	1930, 1932—1942
Уруп	Р. Кубань	Пос. Стеблицкий	175	3 190	15	1945—1960; 1946—1960

Естественные ресурсы подземных вод для зоны интенсивного водообмена в бассейне р. Кубани у г. Краснодара по формулам (3.20) равны: $W_e = 2{,}74 \cdot 67{,}3 \cdot 45\,900 = 8{,}46 \cdot 10^6$ м³/сут; $W_e = 86{,}4 \cdot 2{,}13 \cdot 45\,900 = 8{,}46 \cdot 10^6$ м³/сут; $W_e = 0{,}0274 \cdot 598 \cdot 0{,}112 \cdot 459\,000 = 8{,}46 \cdot 10^6$ м³/сут. Следовательно, по всем формулам получены равные значения.

Рассчитанные изложенными выше методами характеристики подземного стока по всему Азово-Кубанскому бассейну использовались для составления карты-схемы.

На рис. 35 приведена только южная часть Азово-Кубанского бассейна, включающая бассейн р. Кубани, который составляет примерно 42 % от всей

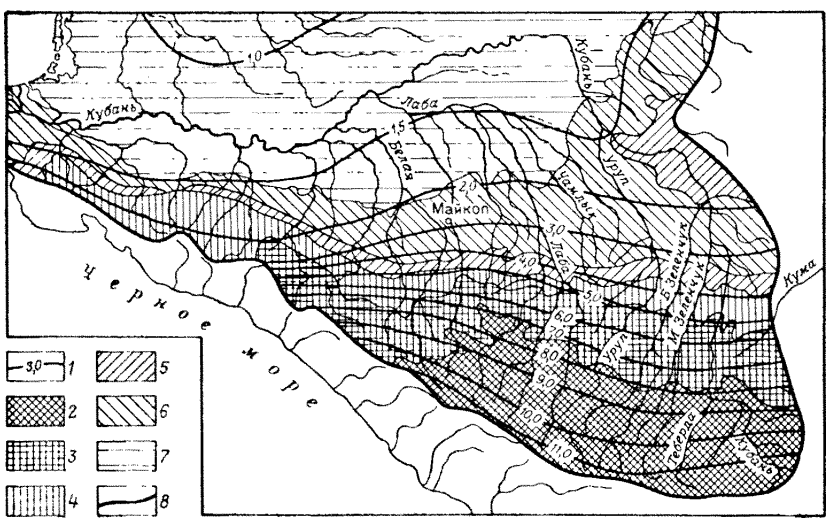


Рис. 35. Схема среднемноголетних среднегодовых модулей подземного стока зоны интенсивного водообмена:

1 — изолинии среднегодового модуля подземного стока, л/(с · км²). *2—7* — водоносные комплексы (*2* — палеозойский; *3* — юрский; *4* — меловой; *5* — палеогеновый; *6* — неогеновый; *7* — четвертичный); *8* — границы водоносных комплексов

ской области (по В. И. Клименко)

Слой осадков X_0, мм/год	Общий сток		Поверхностный сток		Подземный сток		Подземный сток от общего $K_{пп}$, %	Модуль подземного стока $M_{подз}$, л/с·км²		
	Y_0, мм	K, %	$Y_{пов}$, мм	$K_{пов}$, %	$Y_{подз}$, мм	$K_{подз}$, %		среднегодовой	минимальный	максимальный
538	273	45,7	205,9	34,4	67	11,2	24,6	2,13	0,03	2,40
828	255		197,9						0,50	4,03
665	185		138,1						0,17	2,11

площади. Приведенная карта дает возможность сделать вывод о закономерностях формирования, распределения подземного стока и естественных ресурсов воды зоны интенсивного обмена по водоносным комплексам и позволяет планировать в региональном масштабе использование подземных вод по территории бассейна.

Задача 3.7.

Произвести расчеты всех характеристик поверхностного и подземного стоков для р. Лабы у пос. Догужнев (см. табл. 12). Для этой и следующей задачи значения коэффициентов вариации см. в условии задачи 3.6.

Задача 3.8.

Произвести расчеты всех характеристик поверхностного и подземного стоков для р. Уруп у пос. Стеблицкий (см. табл. 12).

Задача 3.9.

Рассчитать характеристики поверхностного и подземного стока р. Гауя у г. Валмиера при отсутствии данных наблюдений. Площади поверхностного и подземного водосборов принимаются равными 6150 км². Расход воды за маловодный 1964 г. равен 22,7 м³/с и многоводный 1966 г.— 45,4 м³/с.

Р е ш е н и е. При отсутствии данных наблюдений для расчета среднемноголетних характеристик стока используются карты осадков, годового стока и коэффициентов вариации (см. рис. 26, 29—31). Для данной задачи применяется приближенный способ использования карт. Для поверхностного стока (см. рис. 29, 31) $M_{пов}=8{,}0$ л/(с·км²), $C_{v(пов)}=0{,}3$, для подземного стока (см. рис. 33,34) $M_{подз}=2{,}5$ л/(с·км²) и $C_{v(подз)}=0{,}15$. Величина количества осадков (см. рис. 26) $X_0=700$ мм.

Характеристики поверхностного стока имеют следующие значения; расход воды $Q_0=\frac{MF}{10^3}=\frac{8\cdot 1650}{10^3}=49{,}2$ м³/с; объем стока $W_0=Q_0T=49{,}2\times$ $\times 31{,}5\cdot 10^6=1549{,}8\cdot 10^6$ м³/год; слой стока $Y_0=31{,}5$ $M_0=31{,}5\cdot 8=252$ мм; коэффициент стока $K=\frac{252}{700}=0{,}36$; модульный коэффициент за 1964 г. $K_{1964}=$ $=\frac{22{,}7}{49{,}2}=0{,}46$; модульный коэффициент за 1966 г. $K_{1966}=\frac{45{,}4}{49{,}2}=$ $=0{,}92$.

Характеристики подземного стока имеют следующие значения: расход подземного потока $Q_{подз}=0{,}001\,M_{подз}F=0{,}001\cdot 2{,}5\cdot 1650=15{,}4$ м³/с; объем подземного стока $W_{подз}=Q_{подз}31{,}5\cdot 10^6=485\cdot 10^6$ м³/год; слой подземного стока $Y_{подз}=\frac{0{,}001W_{подз}}{F}=\frac{0{,}001\cdot 485\cdot 10^6}{6150}=77$ мм; коэффициент подземного питания

$K_{пп} = \frac{2,5}{8,0} \cdot 100 = 31,2$ %; коэффициент подземного стока

$K_{п} = \frac{77}{700} \cdot 100 = 11$ %; естественные ресурсы $W_{е} = 2,74 \cdot 77 \cdot 6150 = 12,9 \cdot 10^{6}$ м³/сут.

3.5. СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Гидрологические, климатические и гидрогеологические явления обусловлены многофакторными зональными условиями. Поверхностный и подземный сток, являясь переменной величиной, зависит от нескольких факторов и является их функцией. Характеристики гидрологического и гидрогеологического режимов представляют собой последовательность случайных величин, обладают статистической закономерностью и подчиняются законам вероятностного процесса. Для исследования законов пространственного распределения, а также выявления зависимостей между природными явлениями, факторами стока и повторяемостью их во времени применяются методы математической статистики. При использовании статистических методов следует иметь в виду следующее: ограниченность ряда наблюдений, неоднородность ряда во времени и пространстве, а также чередование многоводных и маловодных лет.

Прежде чем приступить к использованию статистических методов и получить количественную оценку связи между явлениями, необходимо провести анализ табличных данных, выяснить, имеет ли выбранный ряд периоды с маловодными и многоводными значениями. Из большого числа статистических методов рассмотрим следующие: корреляционные линейные зависимости между двумя переменными и расчеты обеспеченности и вероятности явлений.

Корреляционные зависимости. Корреляция — способ выявления статистических связей между несколькими переменными величинами. Под статистическими связями подразумеваются такие, в которых каждому значению одной величины соответствует несколько значений другой. К ним относятся связи между природными и, в частности, гидрологическими, метеорологическими и гидрогеологическими показателями. Например, инфильтрационное питание связано с осадками, испарением и величиной поверхностного стока; максимальные уровни в реках в период весеннего половодья зависят одновременно от запасов воды в снеге к моменту снеготаяния, от температуры воздуха в период снеготаяния, грунтов поверхности водосборов и других факторов.

Связи между природными явлениями имеют и множественный характер, поэтому возникает необходимость в анализе их между несколькими переменными и эта задача решается корреляционными расчетами между тремя и более переменными. Кор-

реляционные зависимости могут быть нелинейными. Использование корреляционных зависимостей применяется для исследования взаимосвязи поверхностного и подземного стока и выявления связей с источниками их формирования по данным наблюдений.

Для оценки характера связи между исследуемыми значениями вычисляется коэффициент корреляции r, который изменяется от 0 до ± 1. Чем больше абсолютное значение коэффициента корреляции, тем теснее связь между рассматриваемыми величинами. При значении коэффициента корреляции, равном или близком к нулю, связи между величинами отсутствуют; при близком к ± 1 связь очень тесная; при равном ± 1 — функциональная. Положительные значения коэффициента корреляции указывают на наличие прямой связи между явлениями. Отрицательные значения коэффициента корреляции соответствуют обратной связи.

Для практических целей теснота связи определяется значениями коэффициента корреляции не менее $\pm 0{,}75$. При более низких значениях r использовать связи для расчетов не рекомендуется. Надежность полученного значения коэффициента корреляции зависит от величины погрешности E_r, с которой он определен. Одновременно с коэффициентом корреляции вычисляются также уравнения регрессии. Независимо от того, между какими двумя элементами определяется связь, необходимо соблюдать следующий порядок обработки данных. 1. Нанести значения y и x на график связи. Для этого выбираются система координат, масштаб нанесения данных наблюдений. Для предварительной оценки характера связи желательно провести медианную проверку связи. 2. Оценить тесноту связи в следующем порядке: а) определить коэффициент корреляции и его предельную погрешность; б) составить уравнения регрессии y по x и x по y и вычислить средние квадратические погрешности; в) провести прямые по полученным уравнениям и рассмотреть пример их использования.

Задача 3.10.

Установить корреляционную связь между модулями грунтового и поверхностного стока (табл. 13), для чего необходимо: 1) нанести значения модулей стока y и x на график связи; 2) произвести графическую медианную проверку связи; 3) оценить тесноту связи между модулями грунтового и поверхностного стока (определить коэффициент корреляции и его предельную погрешность E_r, составить уравнения регрессии x и y и y по x и вычислить средние квадратические погрешности уравнений); 4) провести прямые регрессии по полученным уравнениям.

Решение. 1. На рис. 36 нанесены значения модулей по данным табл. 13. По рассеянию точек на графике видим, что связь между точками имеет линейный корреляционный характер; с увеличением y увеличивается x; сильно отклоняющихся точек нет, так что можно приступить к корреляционным расчетам.

2. Графическая медианная проверка производится следующим образом. Вычисляется среднее значение модулей стока за исследуемый ряд лет: $y_{ср}=2{,}46$ л/(с·км²), $x_{ср}=5{,}76$ л/(с·км²) (см. табл. 13). По этим значениям на рис. 36 определяют точку A, через которую проводят две взаимно пер-

Таблица 13. Годовые модули стока (р. Сож — г. Гомель)

Год	Модуль стока, л/(с·км²)		Год	Модуль стока, л/(с·км²)	
	грунтовый y	поверхностный x		грунтовый y	поверхностный x
1922	1,3	3,8	1935	2,6	6,0
1923	1,5	4,1	1936	3,1	5,7
1924	1,6	3,3	1937	3,3	5,9
1925	1,7	4,1	1938	3,1	6,7
1926	2,0	4,3	1939	2,7	6,7
1927	2,1	4,2	1940	2,8	7,7
1928	2,4	4,5	1946	3,4	7,7
1929	2,3	5,2	1947	3,5	7,9
1930	2,4	5,2	1948	3,7	8,9
1931	1,7	5,4	1949	3,7	9,2
1932	1,4	5,5			
1933	1,6	5,7			
1934	2,6	5,7	Сумма	56,5	132,6
			Среднее	2,46	5,76

пендикулярные медианные линии. Если связь между явлениями прямая, то точки расположатся в квадрантах B и B'. Если связь обратная,— в квадрантах $Б$ и $Б'$. Подсчитывают число точек в одном из квадрантов, содержащих наибольшее их число. В данном примере наибольшее число точек (десять) оказалось в квадранте B'. Точки, которые попадают на линии aa' и $бб'$, не учитываются. Можно задать вероятность связи, например, 1 и 5 %. Вывод о существовании корреляционной связи можно сделать, если наибольшее чи-

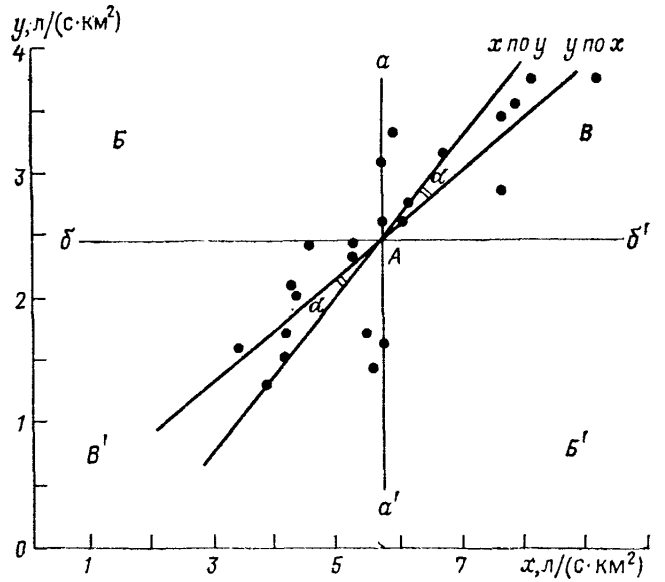


Рис. 36. График корреляционной связи модулей грунтового и поверхностного стока. $y=0{,}42x+0{,}8$; $x=1{,}57y+1{,}80$; $r=0{,}81\pm0{,}05$

Таблица 14. Пределы числа точек n, попадающих в любой квадрант

Общее число точек	Квадранты			
	Нижний предел		Верхний предел	
	5 %	1 %	5 %	1 %
8—9	0	—	4	—
10—11	0	0	5	5
12—13	0	0	6	6
14—15	1	0	6	7
16—17	1	0	7	8
18—19	1	1	8	8
20—21	2	1	8	9
22—23	2	2	9	9
. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .	. . . . .

сло точек в квадранте больше, чем предел при заданной вероятности, приведенный в табл. 14. В данном примере подтверждается наличие корреляционной связи, так как полученное наибольшее число точек (десять) в квадранте больше предела при заданной вероятности (девять), приведенного для общего числа точек ($N=23$).

Наличие корреляционной связи проверяется по коэффициенту срединной корреляции, который определяется по формуле

$$r_{тс} = \frac{4\,(\text{общее число точек в любом квадранте})}{N} - 1, \qquad (3.21)$$

где N — общее число точек.

Для данного случая в квадранте B число точек $n=8$, $N=23$ и по формуле (3.21) получим $r_{тс}=(4\cdot 8/23)-1=1{,}39-1=0{,}39$.

Значимость коэффициента срединной корреляции проверяется по абсолютному значению $r_{тс}$ и данным табл. 15. В рассматриваемом случае критические пределы значимости равны при 5 %-ной обеспеченности 0,508 и при 1 %-ной — 0,640. Следовательно, значимость $r_{тс}=0{,}39$, меньшая 0,508 и 0,640, удовлетворяет заданным условиям.

3. Для оценки тесноты связи между модулями следует провести ряд расчетов (табл. 16).

При вычислении $\Sigma\Delta y$ и $\Sigma\Delta x$ должны стремиться к нулю. В данном случае получены небольшие (—0,02 и —0,01) отклонения. По мере вычисления следует производить построчный контроль по формуле

$$(\Delta y + \Delta x)^2 = \Delta y^2 + 2\Delta y\Delta x + \Delta x^2. \qquad (3.22)$$

Таблица 15. Пределы значимости для коэффициента срединной корреляции

N	5 %	1 %	N	5 %	1 %
8—9	0,943	—	18—19	0,573	0,718
10—11	0,820	1,000	20—21	0,538	0,676
12—13	0,732	0,910	22—23	0,508	0,640
14—15	0,667	0,831	24—25	0,483	0,608
16—17	0,615	0,759	. . . . .	. . . . .	. . . . .

Таблица 16. Определение корреляционной связи между модулями грунтового и

№ п/п	Год	Модуль, л/(с·км²)		$\Delta y = (y - y_0)$	$\Delta x = (x - x_0)$
		y	x		
1	1922	1,3	3,8	—1,16	—1,87
2	1923	1,5	4,1	—0,96	—1,57
. . .	. . .	. . .	. . .	. . .	. . .
23	1949	3,2	9,2	1,24	3,53
Сумма		56,5	132,6	—0,02	—0,01
Среднее		2,46	5,76		

Для первой строчки (см. табл. 16) построчный контроль равен 1,34+ +(2·2,17)+3,49=9,17. Общий контроль производится по итоговым данным (см. графу «Сумма»)

$$\sum \Delta y^2 + 2 \sum \Delta y \Delta x + \sum \Delta x^2 = \sum (\Delta y + \Delta x)^2 \qquad (3.23)$$

и равен 13,17+(2·21,50)+49,59=105,76. Совпадение результатов свидетельствует о том, что вычисления были выполнены правильно. Коэффициент корреляции вычисляется по формулам:

$$r_{xy} = \frac{\sum \Delta y \Delta x}{\sqrt{\sum \Delta y^2 \Delta x^2}}; \qquad (3.24)$$

$$r_{xy} = \frac{\sum \Delta y \Delta x}{n \sigma_y \sigma_x}, \qquad (3.25)$$

где Δy и Δx — отклонения отдельных значений модуля стока y и x от их средних многолетних значений y_0 и x_0; n — число лет наблюдений; σ_y и σ_x — средние квадратические отклонения, вычисленные по формулам:

$$\sigma_y = \sqrt{\sum \Delta y^2/(n-1)}; \qquad (3.26)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\sum \Delta x^2/(n-1)}. \qquad (3.27)$$

Подставив приведенные в табл. 16 значения в эти формулы, получим: $\sigma_x = \sqrt{49,59/22} = \sqrt{2,25} = 1,5$ л/(с·км²); $\sigma_y = \sqrt{13,17/22} = \sqrt{0,5986} = 0,77$ л/(с·км²). Коэффициент корреляции определим по формуле (3.24): $r_{xy} = 21,50/\sqrt{13,17} \cdot \sqrt{49,59} = 0,81$. Проверим полученный результат по формуле (3.25): $r_{xy} = 21,50/(23 \cdot 1,5 \cdot 0,77) = 21,50/26,6 = 0,81$. Значения r_{xy} получились равными.

Для оценки достоверности полученного значения коэффициента корреляции вероятная погрешность вычисляется по формуле

$$E_r = \pm \frac{0,674\,(1 - r^2)}{\sqrt{n}}; \qquad (3.28)$$

$$E_r = \pm 0,674\,(1 - 0,81^2)/\sqrt{23} = \pm 0,05.$$

Таким образом, значение коэффициента корреляции r, равное 0,81±0,05, свидетельствует о достаточно тесной связи между модулями грунтового и поверхностного стока.

поверхностного стоков (р. Сож — г. Гомель)

Δy^2	Δx^2	$\Delta y \Delta x = (y - y_0)(x - x_0)$	$\Delta y + \Delta x = (y - y_0) + (x - x_0)$	$(\Delta y + \Delta x)^2 = \Delta y^2 + 2\Delta y \Delta x + \Delta x^2$
1,34	3,49	2,17	—3,03	9,17
0,92	2,45	1,51	—2,53	6,39
. . .	. . .	. . .	. . .	. . .
1,54	12,4	4,38	4,77	22,7
13,17	49,59	21,50	—	105,76

Уравнения регрессни имеют вид:

$$y - y_0 = R_{y/x}(x - x_0); \tag{3.29}$$

$$x - x_0 = R_{x/y}(y - y_0), \tag{3.30}$$

где $R_{x/y}$ и $R_{y/x}$ — коэффициенты регрессии, определенные по формулам:

$$R_{x/y} = r_{xy}\frac{\sigma_x}{\sigma_y}; \tag{3.31}$$

$$R_{y/x} = r_{xy}\frac{\sigma_y}{\sigma_x}. \tag{3.32}$$

В данном случае $R_{x/y} = 0{,}81 \cdot 1{,}5/0{,}77 = 1{,}57$ и $R_{y/x} = 0{,}81 \cdot 0{,}77/1{,}5 = 0{,}42$. Подставив полученные значения x_0, y_0, $R_{x/y}$ и $R_{y/x}$ в формулы (3.29) и (3.30), получим $y - 2{,}46 = 0{,}42(x - 5{,}67)$; $x - 6{,}67 = 1{,}57(y - 2{,}46)$.

Решая эти уравнения относнтельно x и y, нмеем: $y = 0{,}42x + 0{,}08$; $x = 1{,}57y + 1{,}80$.

Средние квадратические погрешности уравнений регрессии вычисляются по формулам

$$\sigma_{x,y} = \pm \sigma_x \sqrt{1 + r_{xy}^2}; \tag{3.33}$$

$$\sigma_{y/x} = \pm \sigma_y \sqrt{1 - r_{xy}^2}. \tag{3.34}$$

Подставив известные значения, получим $\sigma_{x/y} = \pm 1{,}5\sqrt{1 - 0{,}81^2} = 0{,}84$ и $\sigma_{y/x} = \pm 0{,}77\sqrt{1 - 0{,}81^2} = 0{,}46$.

4. Прямые регрессии проводятся по полученным уравнениям обычным способом. Уравнение прямой регрессии y по x имеет вид $y = 0{,}42x + 0{,}08$. Зададимся двумя произвольными значениями $x_1 = 2$ л/(с·км²), $x_2 = 8$ л/(с·км²), подставив их в уравнения, получнм $y_1 = 0{,}42 \cdot 2 + 0{,}08 = 0{,}92$ л/(с·км²) и $y_2 = 0{,}42 \cdot 8{,}0 + 0{,}08 = 3{,}44$ л/(с·км²). На рис. 36 по полученным точкам проводим прямую y по x.

Уравнение прямой регрессии x по y имеет вид $x = 1{,}57y + 1{,}8$. Зададимся произвольными значениями $y_1 = 1{,}5$ л/(с·км²); $y_2 = 3{,}3$ л/(с·км²), подставив их в уравнения, получим $x_1 = 1{,}57 \cdot 1{,}5 + 1{,}8 = 4{,}16$ л/(с·км²); $x_2 = 1{,}57 \cdot 3{,}3 + 1{,}8 = 6{,}98$ л/(с·км²). На рис. 36 по полученным точкам проводим прямую x и y.

Линиями регрессии являются две прямые, пересекающиеся под некоторым углом. Угол α между линиями регрессин будет больше, если точки связи

располагаются более широкой полосой, и уменьшается с увеличением тесноты связи. Две линии регрессии сольются в случае функциональной связи. Чем меньше угол между линиями регрессии, тем выше коэффициент корреляции.

Рассмотренный в данной задаче метод установления корреляционной связи может быть использован для восстановления пропусков наблюдений, удлинения ряда наблюдений по одному из известных элементов. Например, наблюдения за грунтовым стоком в 1944—1945 гг. не производились. Значения поверхностного стока за эти годы восстановлены методом аналогии с учетом уравнений водного баланса: 1944 г. 5,4 л/(с·км²) и 1945 г. 4,9 л/(с·км²).

Подставив эти значения в уравнение $y_{1944}=0{,}42x+0{,}08$, получим $0{,}42\cdot 5{,}4+0{,}08=2{,}35$ л/(с·км²); $y_{1945}=0{,}42\cdot 4{,}9+0{,}08=2{,}14$ л/(с·км²). Учитываем погрешность уравнения $\sigma_{x/y}=0{,}46$. Следовательно, $y_{1944}=2{,}35\pm 0{,}46$ л/(с·км²); $y_{1945}=2{,}14+0{,}46$ л/(с·км²).

3.5.1. Расчет подземного стока различной обеспеченности при наличии и отсутствии данных наблюдений

Величина годового подземного стока (или инфильтрационного питания) обусловлена влиянием большого числа метеорологических, гидрологических и гидрогеологических факторов и является случайной переменной величиной. Имеющиеся ряды наблюдений над стоком и другими факторами не настолько продолжительны, чтобы непосредственно из них можно было бы установить величины стока редкой повторяемости. Производя количественную оценку подземного стока, необходимо установить статистическую закономерность колебания стока во времени (внутри ряда наблюдений), применяя методы теории вероятности.

Рассмотрим ряд лет n, в течение которых при соблюдении некоторых условий изучаемое явление A (например, инфильтрационное питание или модуль подземного стока) может наблюдаться, не наблюдаться или повторяться несколько раз.

Вероятность — мера оценки достоверности появления того или иного события. Вероятность появления рассматриваемой величины $P(A)$ равна отношению числа случаев, благоприятствующих появлению рассматриваемого события m, к общему числу случаев n

$$P(A)=m/n. \tag{3.35}$$

Различают вероятность теоретическую $\lim m/n=P$ и эмпирическую m/n, выявляемую из наблюдаемой частоты появления благоприятных случаев.

Вероятность появления достоверного события изменяется от 1 до 100 %, вероятность невозможного события равна нулю.

Обеспеченностью какой-либо величины исследуемого ряда называется вероятность того, что рассматриваемое значение может быть превышено среди совокупности всех возможных ее значений.

Обеспеченностью годового стока P может быть названо среднее число лет (выраженное в процентах или долях от общего

Таблица 17

Обеспеченность, %	Характеристика года	Повторяемость, один раз в N лет	Обеспеченность, %	Характеристика года	Повторяемость, один раз в N лет
0,01	Катастрофически многоводный	10 000	75	Средний маловодный	4
0,1	То же	1 000	90	То же	10
1	Очень многоводный	100	95	Маловодный	20
3	Многоводный	33	97	То же	33
5	То же	20	99	Очень маловодный	100
10	Средний многоводный	10	99,9	Катастрофически маловодный	1 000
25	То же	4	99,99	То же	10 000
50	Средний	2			

числа лет), в течение которых годовой сток будет равен данному или больше его.

Повторяемостью какой-либо величины, например годового подземного стока, называется число лет N, в течение которых годовой сток повторяется в среднем один раз. Связь между обеспеченностью и повторяемостью может быть представлена следующими соотношениями:

а) при обеспеченности $P \leqslant 50$ %

$$N = \frac{100}{P}; \tag{3.36}$$

б) при обеспеченности $P > 50$ %

$$N = \frac{100}{100 - P}. \tag{3.37}$$

Повторяемость годового стока при обеспеченности, например, $P = 90$ % будет $N = 100/(100-90) = 10$, т. е. один раз в 10 лет.

Для определения повторяемости, а также характеристики года можно воспользоваться данными табл. 17, составленной по формулам (3.36) и (3.37).

Как видно из табл. 17, при высоких и низких (0,1 и 99,9 %) значениях обеспеченности повторяемость одинакова и равна 1000, только в первом случае она характеризует катастрофически многоводный год, во втором — катастрофически маловодный. Объясняется это тем, что вероятность появления лет с большими и малыми расходами одинакова.

Таблица 18

Год	$Q_{подз}$, м³/с	Год	$Q_{подз}$, м³/с	Год	$Q_{подз}$, м³/с
1965	17,1	1971	14,9	1977	17,2
1966	7,4	1972	20,2	1978	16,8
1967	9,8	1973	18,9	1979	22,7
1968	15,4	1974	21,9	1980	14,9
1969	17,0	1975	14,2	1981	16,4
1970	15,1	1976	13,5		

При достаточно продолжительных и репрезентативных* рядах расчеты годового стока заданной обеспеченности рекомендуется производить по кривым обеспеченности.

Кривая обеспеченности (вероятности превышения) — интегральная кривая, показывающая обеспеченность превышения (в процентах или долях единицы) данной величины среди общей совокупности ряда. При расчетах параметров кривой обеспеченности значения исследуемой величины рассматриваются в виде статистического ряда, т. е. ряда, расположенного в убывающем порядке.

Кривые обеспеченности или кривые вероятности превышения могут быть построены в виде эмпирических (наблюденных) и аналитических (теоретических) кривых. Эмпирические кривые всегда ограничены коротким рядом наблюдений, поэтому для определения значений редкой обеспеченности необходимо провести расчеты для построения аналитической кривой на основе данных фактического ряда. Далее следует сопоставить эмпирические значения с аналитическими. Если эмпирические значения обеспеченности хорошо согласуются с аналитической кривой, то можно использовать значения редкой повторяемости для окончательного расчета.

Приведенные выше пояснения к кривым обеспеченности подземного стока относятся и к кривым обеспеченности поверхностного стока.

Рассмотрим методику расчета подземного стока различной обеспеченности при наличии (задача 3.11) и отсутствии (задача 3.12) данных наблюдений. В табл. 18 приведен ряд наблюдений за период 1965—1981 гг.

Задача 3.11.

Вычислить расход подземных вод в бассейне р. Луговой (с. Красное) с обеспеченностью 0,1 и 99,9 %, для чего: 1) построить эмпирическую кривую на клетчатке вероятности; 2) вычислить параметры аналитической кривой обеспеченности расходов подземных вод с оценкой точности их определения; 3) вычислить ординаты аналитической кривой; 4) построить аналитическую

* Репрезентативный ряд наблюдений какого-либо элемента режима — это ряд, типично отражающий закономерности изменения этого явления за этот период на рассматриваемой территории.

Таблица 19

№ п/п	Год	Расход, м³/с	Расход в убывающем порядке, Q_i, м³/с	Вероятность превышения P, %	$K = \frac{Q_i}{Q_0}$	$(K-1)$	$(K-1)^2$
1	1965	17,1	22,7	4,0	1,41	0,41	0,1681
2	1966	7,4	21,9	9,8	1,36	0,36	0,1210
. . .	. . .	. . .	. . .	. . .	. . .	. . .	. . .
17	1981	16,4	7,4	96,0	0,46	—0,54	0,2916
	Сумма	274,4	—	—	16,97		0,8963
	n	17					
	Q_0	16,1					

кривую обеспеченности на клетчатке вероятности и определить расходы обеспеченностью 0,1 и 99,9 %; 5) определить повторяемость расходов при заданной обеспеченности.

Решение. 1. Эмпирические кривые обеспеченности расходов (модулей стока или слоя стока) строятся по вероятности превышения P эмпирических точек, вычисленных для каждого члена ряда по формуле

$$P = \frac{m - 0{,}3}{n + 0{,}4} 100\ \%, \tag{3.38}$$

где m — порядковый номер члена ряда исследуемых величин, расположенных в убывающем порядке; n — общее число членов ряда.

Результаты расчетов заносятся в табл. 19.

В табл. 19 расходы располагаются в убывающем порядке, причем если за период наблюдений было два или более одинаковых значений расходов, то они повторяются так, что число остается одинаковым для хронологического ряда и ряда, расположенного в убывающем порядке. В табл. 19 вероятность превышения первого расхода в убывающем ряду равна:

$$P = \frac{m - 0{,}3}{n + 0{,}4} 100 = \frac{1 - 0{,}3}{17 + 0{,}4} 100 = 4\ \%.$$

Кривые обеспеченности (эмпирическая и аналитическая) в целях повышения точности строятся на специальных клетчатках вероятности, разграфленных в полулогарифмическом масштабе. На рис. 37 представлены клетчатка вероятности, на которой выбирается вертикальный масштаб для значений расходов, причем максимальное значение расхода принимается большим, чем значение Q для первого члена ряда, в данном примере более 22,7 м³/с (см. табл. 19). По горизонтальной нижней оси откладывается обеспеченность, а по верхней оси — период повторения лет. По значениям Q и P, приведенным в табл. 19, на клетчатку наносят эмпирические точки, положение которых четко фиксируется (см. рис. 37). Точки ограничены пределами 4 и 96 %. Кривая по точкам не проводится.

2. Аналитические кривые обеспеченности применяются для сглаживания и экстраполяции эмпирических точек. Параметрами аналитической кривой являются: среднее значение исследуемой величины Q_0, коэффициент вариации (изменчивости) C_v и коэффициент асимметрии C_s. Методы вычисления построения кривых обеспеченности различны и зависят от значений C_v. При $C_v < 0{,}5$ применяется метод моментов, рассматриваемый в данной задаче, другие методы изложены в работе [23].

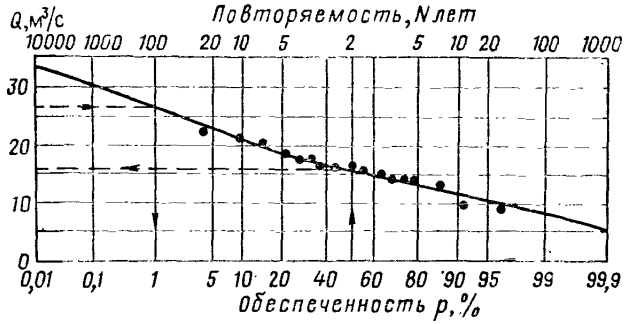


Рис. 37. Эмпирические точки и аналитическая кривая обеспеченности годового подземного стока в бассейне р. Луговой (с. Красное) за период 1965—1981 гг.

Первый параметр вычисляется по данным табл. 19 и формуле (3.4)

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} Q_i}{n} = \frac{274,4}{17} = 16,1 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Погрешность Q_0 средней многолетней величины определяется по формуле (3.5) при C_v=0,24 (см. ниже)

$$\sigma = \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100\ \% = \frac{0,24}{\sqrt{17}} 100 = 5,8\ \%.$$

Коэффициент вариации C_v — безразмерный статистический параметр, характеризующий изменчивость случайной величины во времени. Для его вычисления применяется формула

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (k_i - 1)^2}{n}}, \qquad (3.39)$$

где K_i — модульный коэффициент (в данном случае Q_i/Q_0); n — число лет наблюдений. Если число членов n<30, то в формуле (3.39) применяется величина $(n-1)$.

Для вычисления C_v (см. табл. 19) производится вычисление $K_i = Q_i/Q_0$, $(K-1)$ и $(K-1)^2$. Для контроля следует найти величину ΣK_i, которая должна быть близка числу членов ряда n. Расчеты следует производить с точностью, приведенной в табл. 19. Величины $(K-1)$ дают отклонение модульного коэффициента данного года от среднего модульного коэффициента $K=1$. Контроль вычисления значения $(K-1)$ состоит в том, что величина $\Sigma(K_i-1)$ должна быть равной или близкой к нулю. Выполнив вычисления $(K_i-1)^2$ и $\Sigma(K_i-1)^2$, по формуле (3.39) получим значение

$$C_v = \sqrt{\frac{0,8963}{17-1}} = 0,24,$$

а относительная средняя квадратическая погрешность ее вычисляется по формуле

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} 100\ \%. \qquad (3.40)$$

Значение σ_{C_v} для данного случая равно

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + 0{,}24^2}{2 \cdot 17}}\ 100 = 4{,}0\ \%.$$

Если погрешность находится в пределах $\leqslant 10$—15 %, то длина ряда считается достаточной; в данном примере $\sigma_{C_v} = 4\ \%$ — ряд удовлетворяет этому условию.

Коэффициент асимметрии ряда C_s — безразмерный статистический параметр, характеризующий степень несимметричности ряда рассматриваемой случайной величины относительно его среднего значения.

Определение C_s по данным ряда производится по формуле [23], которая требует большой его продолжительности и в данном пособии не приводится. В случае если ряд недостаточен, то коэффициент C_s определяется методом подбора исходя из условия полученного соответствия эмпирической и аналитической кривых. Значение величины C_s/C_v колеблется от 1 до 4. Как показали исследования, для расчетов подземного стока наилучшее соотношение рекомендуется при $C_s = 2C_v$.

3. Вычисление ординат аналитической кривой обеспеченности производится в следующем порядке.

По вычисленному значению $C_s = 2C_v$ (см. прилож. I) определяют нормированные отклонения от среднего для различных процентов обеспеченности K_P. Запись производят в табл. 20.

Ординаты аналитической кривой обеспеченности вычисляют по формуле

$$Q_P = K_P Q_0. \qquad (3.41)$$

4. Аналитическая кривая обеспеченности, построенная по данным табл. 20, приведена на рис. 37. Точки для соответствующих значений Q_P и P тонко наносятся на клетчатку вероятности так, чтобы аналитическая кривая плавно соединила их и на рис. 37 остались только эмпирические точки. Если подбор параметров и вычисленне ординат произведено правильно, то эмпирические точкн будут хорошо совпадать с аналитической кривой, в случае, если совпадения нет, необходимо изменить величину соотношения C_s/C_v и сделать пересчет ординат.

Таблица 20. Ординаты аналитической кривой обеспеченности при $Q_0 = 16{,}1$ м³/с; $C_v = 0{,}24$; $C_s = 2\ C_v = 0{,}48$

Показатель	Обеспеченность, %								
	0,01	0,05	0,15	0,5	1	5	10	20	30
K_P	2,16	1,99	1,91	1,75	1,64	1,43	1,32	1,11	0,98
Q_P	34,7	32,0	30,8	28,2	26,4	23,0	21,2	19,2	17,9

Продолжение табл. 20

Показатель	Обеспеченность, %							
	50	60	70	80	90	95	99	99,9
K_P	0,92	0,86	0,86	0,80	0,71	0,64	0,53	0,42
Q_P	15,8	14,8	13,8	12,9	11,4	10,3	8,53	6,76

На рис. 37 для данной задачи получено хорошее совпадение эмпирических точек с аналитической кривой.

При совпадении точек кривой расчетные значения расходов заданной обеспеченности вычисляются по данным табл. 20: $Q_{0,1\ \%}=30{,}8$ м³/с; $Q_{99,9\ \%}=6{,}76$ м³/с.

5. Повторяемость полученных значений, исходя из данных табл. 17 соответственно составляет $Q_{0,1\ \%}$ — катастрофически многоводный один раз в 1000 лет и $Q_{99,9\ \%}$ — катастрофически маловодный один раз в 1000 лет.

Для пояснения практического использования полученной кривой обеспеченности рассмотрим несколько примеров:

а) необходимо определить значение расхода подземных вод 50 %-ной обеспеченности. На рис. 37 по направлению стрелок определена величина $Q_{50\ \%}=16{,}0$ м³/с, что почти совпадает со средним значением (16,1 м³/с), приведенным в табл. 19. Период повторения этого расхода — один раз в два года;

б) необходимо установить, как часто будет наблюдаться расход подземных вод, равный и превышающий $Q=25{,}5$ м³/с. На рис. 37 по направлению стрелок определена 1 %-ная обеспеченность. Это значит, что величина расхода, равная 25,5 м³/с и больше, наблюдается в 25 % всех случаев. Обеспеченность расходов менее 25,5 м³/с составит 100—1=99 %. Рассмотренный пример можно пояснить следующим образом. Если взять при 1 %-ной обеспеченности значение $Q=25{,}5$ м³/с, то в 25 случаях из 100 величина расхода будет не меньше 25,5 м³/с, а в 99 случаях — меньше его. Следовательно, значение $Q=25{,}5$ м³/с как бы обеспечено на 1 %. Отсюда понятно название кривой обеспеченности.

Расчет подземного и поверхностного стока заданной обеспеченности при отсутствии наблюдений производится с использованием карт модулей подземного и поверхностного стока рис. 29 и 33 и карт распределения коэффициентов вариации подземного и поверхностного стока рис. 31 и 34.

Распределение коэффициентов вариации подчиняется общей закономерности, связанной с географической зональностью. На значение коэффициентов вариации поверхностного и подземного стока оказывают влияние климатические, гидрологические, геоморфологические и гидрогеологические условия.

Коэффициенты вариации подземного стока изменяются от 0,1 до 0,4, а поверхностного — от 0,15 до 1,2. В зонах избыточного увлажнения и в районах с преобладанием ледникового питания наблюдаются близкие значения $C_{v\,(\text{подз})}$ и $C_{v\,(\text{пов})}$.

Коэффициенты асимметрии для подземного стока дают наилучшие результаты при соотношении $C_s=2C_v$. Для засушливых районов на юге Западной Сибири $C_s>2C_v$, а в горных районах Средней Азии наблюдаются случаи $C_s=0$.

Для рек Белоруссии с площадью водосбора $F<200$ км² В. В. Дрозд [23] предложил формулу для вычисления $C_{v\,(\text{подз})}$

$$C_{v\,(\text{подз})}=0{,}08+\frac{0{,}21}{M_{\text{подз}}}, \qquad (3.42)$$

где $M_{\text{подз}}$ — средний многолетний подземный сток.

Рассмотрим расчет поверхностного и подземного стока при отсутствии наблюдений.

Задача 3.12.

Определить поверхностные и подземные модули стока р. Гауя у г. Валмиера обеспеченностью 0,1 и 99 %. Принимается, что площадь поверхностного и подземного водосборов совпадает и равна 6150 км².

Решение. По картам модулей поверхностного и подземного стока (см. рис. 29 и 33) для центра водосбора получим $M=8$ л/(с·км²) и $M_{подз}=2{,}5$ л/(с·км²). По картам коэффициентов вариации (см. рис. 31, 34) для выбранного водосбора $C_{v(пов)}=0{,}3$ и $C_{v\,подз}=0{,}15$.

При отсутствии данных наблюдений модули стока заданной обеспеченности рассчитывают без построения кривых обеспеченности.

Приняв $C_s=2C_v$, определяют нормированные отклонения от среднего для заданных процентов обеспеченности K_P (см. прилож. 1). Для поверхностного стока при $C_v=0{,}3$ $K_{0{,}1\,\%}=2{,}19$ и $K_{99\,\%}=0{,}436$, для подземного стока при $C_v=0{,}15$ (по интерполяции) $K_{0{,}1\,\%}=1{,}58$ и $K_{99\,\%}=0{,}69$. Значение модулей поверхностного и подземного стока заданной обеспеченности по формуле (3.41) будет соответственно равно:

$M_{(пов)\,0{,}1\,\%}=2{,}19\cdot 8=17{,}5$ л/(с·км²); $M_{(пов)\,99\,\%}=0{,}436\cdot 8=3{,}49$;

$M_{(подз)\,0{,}1\,\%}=1{,}58\cdot 2{,}5=3{,}95$ л/(с·км²) и $M_{(подз)\,99\,\%}=0{,}69\cdot 2{,}5=1{,}72$ л/(с·км²).

Если необходимо получить величину расхода заданной обеспеченности, следует использовать формулы перехода, приведенные выше.

Контрольные вопросы

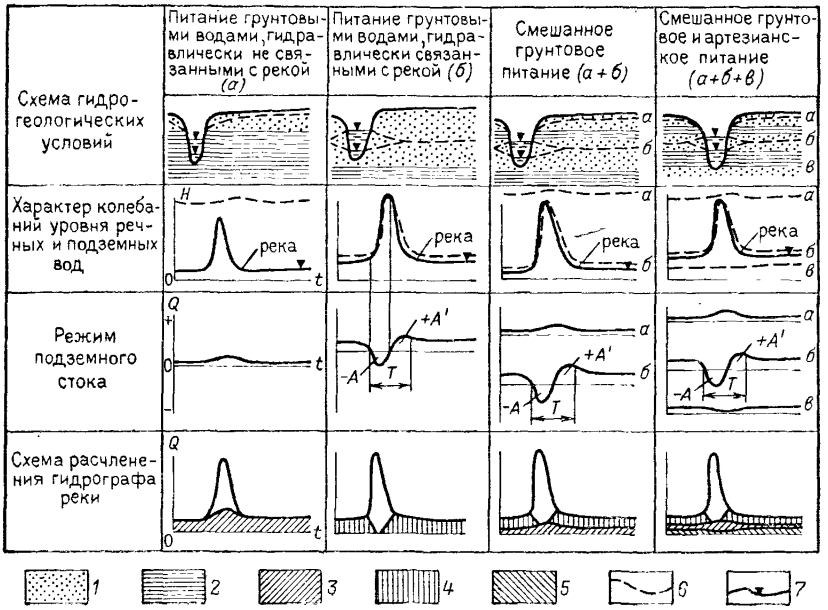
1. Перечислить основные метеорологические элементы и методы их определения. 2. Назовите основные характеристики поверхностного и подземного стока. 3. Как рассчитываются характеристики стока при наличии и отсутствии наблюдений? 4. Как определяется погрешность вычисленных характеристик? 5. Какова цель применения статистических методов к расчетам поверхностного и подземного стока? 6. Что такое корреляция и как оценивается теснота связи между исследуемыми явлениями? 7. Какой порядок корреляционных вычислений? 8. Как используются корреляционные зависимости? 9. Что такое обеспеченность и вероятность превышения явлений? 10. Перечислите и поясните параметры кривой обеспеченности. 11. Каково соотношение обеспеченности и повторяемости? 12. Какие расчеты производятся по кривым обеспеченности? 13. Какие существуют способы определения коэффициента вариации для поверхностного и подземного стока при отсутствии ряда наблюдений?

3.6. РАСЧЛЕНЕНИЕ ГИДРОГРАФА ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА

Питание речного бассейна в зависимости от его географического положения и гидрогеологических условий территории может быть снеговым, ледковым, дождевым и подземным. По данным гидрометрических работ можно для каждой изучаемой реки в каком-либо створе получить гидрограф — график колебания расхода воды за год или период паводка $Q=f(t)$.

Гидрограф является графическим выражением сложных процессов водообмена поверхностных и подземных вод, который позволяет дать количественную характеристику источников питания ресурсов поверхностных вод, в том числе подземной составляющей речного стока.

Для выделения объемов воды, сформированных различными источниками питания, применяется графический метод расчленения гидрографа, который производится с учетом характерных



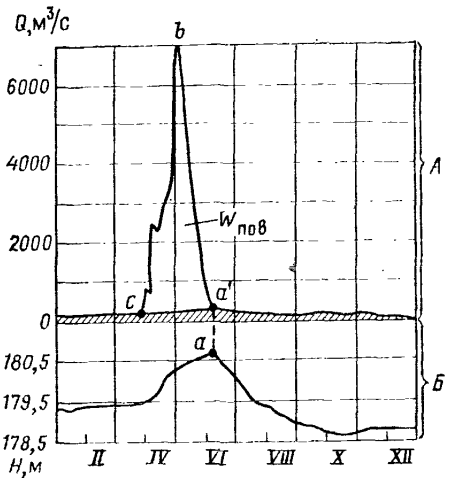


Рис. 38. Типовые схемы расчленения гидрографа реки в зависимости от гидрогеологических условий и режима подземного стока в реку:

t — время; *H* — уровень; *Q* — расход; *T* — время берегового регулирования; *—A* и *+A* — объемы подземного стока, принимающие участие в береговом регулировании; *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — подземный сток в реку при условии *а*; *4* — то же, при условии *б*; *5* — подземный сток в реку из артезианских (напорных) пластов; *6*—*7* — уровни вод (*6* — подземных; *7* — речных)

Рис. 39. Схема выделения поверхностного стока на гидрографе:

А — Q=f(t) р. Дон (г. Калач); *Б—H=f(t)* Каменная степь

особенностей стока воды и наступления фаз гидрологического режима реки, гидрогеологических особенностей долины реки и типа связи подземных и поверхностных вод. Методы расчленения гидрографов различаются в зависимости от характера и направленности взаимосвязи уровней грунтовых и поверхностных вод.

На рис. 38 представлены различные типы связи грунтовых вод с рекой. На рис. 38, *а* приведены схема грунтового потока,

не имеющего гидравлической связи с рекой, и изменение уровней и расхода воды в реке и подземных вод (расход поверхностных и подземных вод не совпадает, так как основным источником питания последних являются атмосферные осадки), а на рис. 38, *б* — схема грунтового потока, гидравлически связанного с рекой (фильтрационный вид взаимосвязи, направленность переменная). При высоких уровнях вод происходит отток вод из реки и наблюдается повышение уровня грунтовых вод. В этом случае грунтовый поток направлен в сторону от реки. При низких уровнях вод в реке грунтовые воды питают реку и поток направлен к ней. Режим подземного стока зависит от режима реки и имеет противоположный знак. При этих условиях связи поверхностных и подземных вод наблюдается береговое регулирование, т. е. явление фильтрации речных вод в берега во время восходящей стадии половодья и возврат их в реку при спаде.

В зависимости от глубины вреза реки и положения водоупора встречаются и другие случаи связи поверхностных и грунтовых вод, которые образуют смешанный тип питания (см. рис. 38, *а*+*б*).

При наличии глубокого артезианского питания рек, когда взаимосвязь вод реки осуществляется не только с грунтовыми водами, но и путем перетекания напорных вод через слабопроницаемые водоупоры, тип гидрографа носит характер, показанный на рис. 38 (*а*+*б*+*в*).

В зависимости от приведенных выше соотношений изменяются и методы расчленения гидрографов речного стока (см. рис. 38).

Методика расчленения гидрографов речного стока с целью определения доли поверхностного и подземного стока разработана Б. И. Куделиным, О. В. Поповым, К. П. Воскресенским, Б. В. Поляковым и др. [23].

Рассмотрим некоторые методы и примеры расчленения гидрографа.

Метод К. П. Воскресенского рассмотрен на примере расхода р. Дона у г. Калача и графике колебания уровня грунтовых вод у с. Каменная Степь (рис. 39). Площадь водосбора $F=220\,000$ км^2. Метод основан на следующем. Наблюдения показали, что колебание подземного стока из горизонтов, не связанных с рекой, близко к колебанию поверхностного стока (см. рис. 39, точка *а*), причем наблюдается запаздывание фазы максимального уровня подземного стока по сравнению с поверхностным за счет разности во времени добегания. Подземный сток в реку пропорционален запасам подземных вод в бассейне. В период весеннего половодья и дождевых паводков подземный сток постепенно увеличивается, достигая максимума в момент окончания половодья и дождевого паводка.

В данном примере максимум подземного стока соответствует дате максимума уровня подземных вод (на рис. 39 точка a' —

8 июня). Дата 8 июня на гидрографе в точке a' совпадает с датой окончания спада. Считая, что увеличение подземного стока в период снегового половодья происходит постепенно, пропорционально инфильтрационной способности почвы и продолжительности снеготаяния, линия среза на гидрографе проводится по прямой от точки c, соответствующей предпаводочному расходу 25 марта, к точке a'.

Общий объем годового стока определяется планиметрированием всей площади гидрографа. Заданные объемы стока, выделенные на гидрографе, определяются планиметрированием (данные не приводятся) соответствующих частей гидрографа: а) объем годового поверхностного стока для всей площади гидрографа $W_{год}=21\,435\cdot10^6 м^3$; б) объем поверхностного стока $W_{пов}=15\,000\cdot10^6 м^3$; в) объем подземного стока (считая, что дождевые паводки отсутствуют) вычисляется по заштрихованной площади гидрографа $W_{подз}=W_{год}-W_{пов}=21\,435\cdot10^6-15\,000\cdot10^6=6435\cdot10^6$ м^3. Коэффициент связи поверхностных и подземных вод определяем как коэффициент подземного питания по формуле (3.18)

$$K_{пп}=\frac{6435\cdot10^6}{21435\cdot10^6}=0{,}3.$$

Подземный сток составляет примерно 30 % общего годового стока.

Метод В. В. Дрозда основан на определении подземной составляющей по гидрохимическим данным, которая в общем виде определяется уравнением

$$Q_п=Q_р\frac{C_р-C_{пов}}{C_п-C_{пов}}, \qquad (3.43)$$

где $Q_п$, $Q_р$ — расходы подземных и речных вод; $C_р$, $C_{пов}$, $C_п$ — концентрация одного из компонентов минерализации речных, поверхностных и подземных вод.

К концентрации поверхностных вод относится содержание компонента минерализации в пробах, отобранных в мелкой речной сети.

По наблюдениям на водосборах Белоруссии установлено, что минерализация подземных вод в период половодья значительно превышает минерализацию поверхностной сети. Это указывает на участие подземных вод в формировании гидрографа общего стока в период половодья. Наблюдения производились в бассейне р. Гуйка ст. Родошковичи в период половодья 1967 г., которое было затяжным по времени и находилось ниже средней отметки. Индикатором минерализации был выбран ион HCO^-_3, так как из анализа проб установлено, что зависимость его содержания от общей минерализации достаточно велика. Величины HCO^-_3 ручейковой сети колеблются в пределах 18—25 мг/л, а в подземных водах — в пределах 240—260 мг/л. Эти

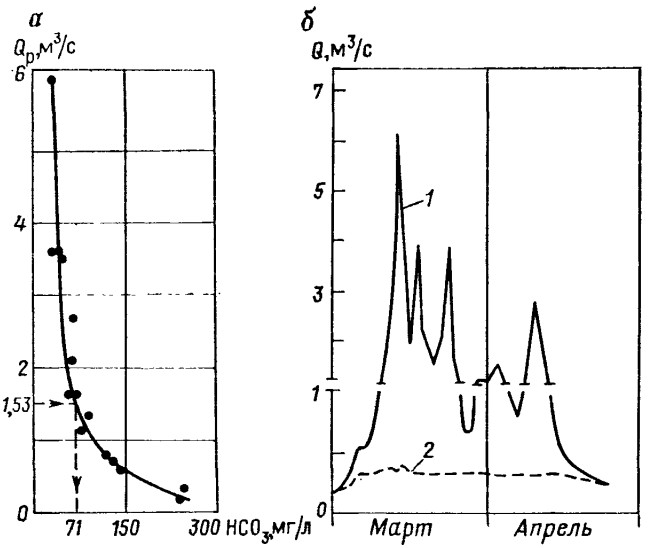


Рис. 40. График зависимости расхода воды в р. Гуйке от содержания HCO_3 *(а)* и гидрограф поверхностного *(1)* и подземного *(2)* стока в половодье 1967 г. *(б)*

значения почти соответствуют содержанию HCO^-_3 в речных водах в предпаводочный период.

На рис. 40, *а* приведен график зависимости расхода воды в реке в замыкающем створе от содержания HCO^-_3, которая может быть использована для определения HCO^-_3 за каждый день по известному расходу $Q_р$.

Приведем пример расчета $Q_п$ за 10 марта 1967 г. По рис. 40, *а* при $Q_р=1{,}53$ м³/с значение $C_р=71$ мг/л. Приняв $C_п=250$ мг/л и $C_{пов}=22$ мг/л и подставив известные значения в формулу (3.43), получим:

$$Q_п = 1{,}53\,\frac{71-22}{250-22} = 1{,}53\cdot 0{,}215 = 0{,}33 \text{ м}^3/\text{с}.$$

По известным значениям $Q_р$ за каждый день с 1/III по 27/IV рассчитывается величина $Q_п$ и по этим данным строится гидрограф подземного стока (см. рис. 40, *б*), на котором видно его увеличение с начала половодья и дальнейшее снижение. В условиях неглубокого залегания грунтовых вод наблюдается смешанный тип режима подземного стока. Увеличение подземного стока на спаде половодья может быть объяснено влиянием берегового регулирования с некоторым снижением минерализации.

Метод П. П. Воронкова был применен для расчленения на примере гидрографа весеннего половодья р. Жиландинки (с. Макеевка) за период с 15/IV по 15/V 1955 г. с учетом химического

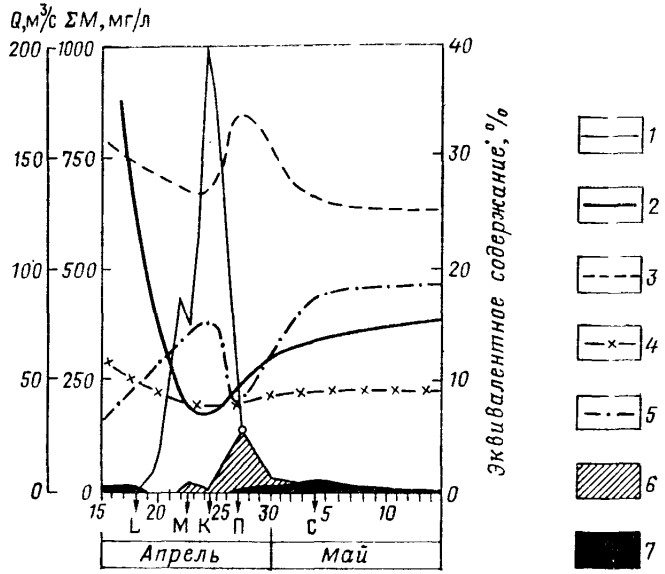


Рис. 41. Схема гидрографа р. Жиландинки (с. Макеевка):
1 — расход *Q*, м³/с ограничивающий поверхностно-склоновые воды; *2* — сумма минерализации *ΣM*, мг/л; *3—5* — соответственно эквивалентное содержание HCO_3^-, SO_4^{2-} и Cl^- %; *6—7* — воды (*6* — почвенно-поверхностные; *7* — грунтовые)

состава вод (рис. 41). Площадь водосбора $F=2680$ км²; начало снеготаяния (Л) 18/IV, максимальная интенсивность снеготаяния (М) 22—23/IV, конец снеготаяния и полное истощение поверхностно-склоновых вод на водосборе (К) 24—25/IV, прекращение поступления почвенно-поверхностных вод (П) 27/IV и конец спада половодья (С) 4/V.

Расчленение гидрографа по методу П. П. Воронкова может быть применено для малых водосборов при береговом регулировании и условии полной гидравлической связи подземных и русловых вод.

Поверхностные воды представляют собой часть осадков, формирующих свой химический состав в условиях процесса стекания.

П. П. Воронков выделяет следующие генетические категории вод: 1) поверхностно-склоновые, стекающие в русловую сеть по поверхности почвенного слоя; 2) почвенно-поверхностные, стекающие по первичной русловой сети, формирующие свой состав на поверхности и частично внутри верхнего почвенного слоя; 3) грунтовые, формирующие свой химический состав в процессе инфильтрации дождевых и талых вод.

Количественная оценка перечисленных выше категорий воды в период весеннего половодья производится расчленением гид-

рографа (см. рис. 41) с учетом характерных дат периода половодья и кривых изменения химического состава речных вод.

В период с 15 по 18 апреля на гидрографе выделяются воды с высокой минерализацией. С момента начала снеготаяния и увеличения расхода воды минерализация заметно уменьшается, минимальное (160 мг/л) значение ее приходится на дату конца снеготаяния, далее к 15 мая минерализация увеличивается до 375 мг/л.

Поступление в русловую сеть поверхностных вод начинается при интенсивном таянии снега и вызывает повышение уровня и расхода, вследствие чего создается подпор для грунтовых вод и их приток практически прекращается: с 19 по 24 апреля притока нет. С 24 апреля до начала спада половодья русловая сеть заполнена менее минерализованными поверхностными водами (см. рис. 41).

С момента окончания таяния снега (25 апреля) прекращается приток поверхностных вод и начинается поступление грунтовых вод с максимумом 27 апреля. Преобладание в русле грунтовых вод начинается с момента устойчивого увеличения минерализации; химический состав речной воды в этот период близок к составу грунтовых вод данного района.

С 18 апреля по 5 мая наблюдается обратное соотношение величин содержания HCO^-_3 и Cl^-. 27 апреля во время максимального поступления грунтовых вод эквивалентное содержание HCO^-_3 достигает максимума (35 %), в то время как содержание Cl^- падает до 8 %. Анализ изменения химического состава вод позволил по генетически однородным видам воды провести расчленение гидрографа.

По расчлененному гидрографу подсчитываются площади различных видов вод (данные планиметрирования не приведены). За период половодья в формировании стока участвуют воды: грунтовые 8,4 %; поверхностно-склоновые 73,3 % и почвенно-поверхностные 17,7 %.

3.7. ГИДРОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Гидрометрический метод оценки подземного питания или подземных потерь стока входит в настоящее время в состав работ при гидрогеологической съемке.

Метод основан на составлении уравнения баланса вод. На участке реки, имеющем однородные гидрогеологические условия, в период межени выбираются два створа. За короткий промежуток времени при отсутствии дождей измеряют расход воды в верхнем $Q_в$ и нижнем $Q_н$ створах, вычисляют соответственно объем стока ($W_в$ и $W_н$). Учитываются балансовые составляющие в объемных величинах, а именно: приточность и склоновый сток $W_{пр}$; осадки, выпавшие на водную поверхность, W_X; испарения с водной поверхности W_E.

По полученным величинам составляются уравнения для оценки:

а) подземного питания

$$W_{\text{подз}} = W_{\text{н}} - W_{\text{в}} - W_{\text{пр}} + W_E - W_X. \quad (3.44)$$

б) подземных потерь

$$W_{\text{пот}} = W_{\text{в}} - W_{\text{н}} + W_{\text{пр}} - W_E + W_X. \quad (3.45)$$

Уравнения (3.44) и (3.45) могут быть упрощены при следующих условиях: а) на участке нет приточности ($W_{\text{пр}}=0$); б) расходы измеряются при отсутствии дождей ($W_X=0$). Величина W_E очень мала по сравнению с $W_{\text{в}}$ и $W_{\text{н}}$, и ею можно пренебречь. После принятых допущений при соблюдении указанных условий гидрометрический метод можно рассматривать как метод разностей. Надежность расчета подземного стока в реку (или потерь) указанным методом зависит от выполнения всех условий проведения съемки, точности гидрометрических работ, а также точности определения балансовых элементов.

При вычислении стока по этому методу используют формулы определения погрешности Б. Д. Зайкова, С. Ю. Беленкова и А. Г. Булавко, приведенные в работе [23]. Формула А. Г. Булавко имеет вид

$$\sigma_{\text{п}} = \frac{a+1}{a-1}\delta_{\text{н}}, \quad (3.46)$$

где $\sigma_{\text{п}}$ — погрешность вычисления подземного стока; $\delta_{\text{н}}$ — относительная погрешность определения расхода в нижнем створе (принимается, что $\delta_{\text{н}} \approx \delta_{\text{в}}$); $a = Q_{\text{н}}/Q_{\text{в}}$. Принимая $\delta_{\text{н}} = \pm 5\ \%$ при различных значениях a, можно определить погрешность $\sigma_{\text{п}}$ (табл. 21).

Из табл. 21 видно, что применение гидрометрического метода ограничено значением величины a, которое при предельно допустимой погрешности $\pm 15\ \%$ должно быть равно 2. Следует отметить, что полученные величины характеризуют подземное питание или потери из водоносного горизонта на участке исследования съемки. По соотношению величин питания (потерь) к расходу реки судят о характере взаимосвязи подземных и поверхностных вод.

Таблица 21. Значения $\sigma_{\text{п}}$ по формуле (3.46)

a	$\sigma_{\text{п}}$, %	a	$\sigma_{\text{п}}$, %	a	$\sigma_{\text{п}}$, %
1,05	205	1,50	25	4,00	8
1,10	105	1,75	18	7,00	7
1,15	72	2,00	15	10,00	6
1,20	55	2,50	12	25,00	5
1,25	45	3,00	10		

Учитывая хозяйственное (в безосадковый период) воздействие на бассейн реки, можно получить уравнение вида

$$Q_{пот}=Q_I+Q_{II}+Q_{III}-Q_{IV}-Q_V, \quad (3.47)$$

где $Q_{пот}$ — потери речных вод в русле реки на фильтрацию; Q_I — расход воды на входном створе с естественным режимом; Q_{II} — расход естественной боковой приточности на расчетном участке; Q_{III} — суммарный сброс с границ участка; Q_{IV} — расход на выходном створе с нарушенным режимом стока; Q_V — суммарный водоотбор в границах участка.

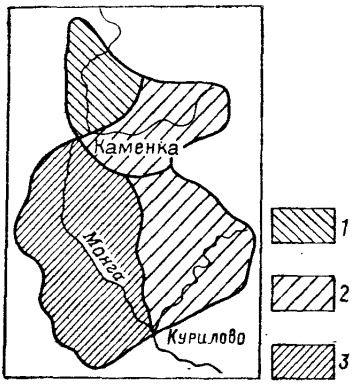


Рис. 42. Схема картирования модулей подземного стока по данным гидрометрической съемки

Модуль стока, л/(с · км²): *1* — 0,6; *2* — 1,0; *3* — 1,7

Если на участке нет притоков и расходы определились в период отсутствия осадков, то площадный модуль подземного питания может быть вычислен по формуле

$$M_{подз}=\frac{(Q_н-Q_в)\,10^3}{F_н-F_в}, \quad (3.48)$$

где $F_в$ и $F_н$ — площади водосборов соответственно для верхнего и нижнего створов на участке гидрометрической съемки. Линейный модуль подземного питания (или величина потерь) определяется как изменение расхода на 1 км длины реки:

$$P=M_L=\frac{Q_н-Q_в}{L}, \quad (3.49)$$

где L — длина участка реки между створами.

Задача 3.13.

Оценить подземное питание на отдельных участках р. Монча гидрометрическим методом при следующих данных. Измеренные расходы (при отсутствии осадков) 28 августа 1979 г. по ст. Каменка $Q_в=0{,}64$ м³/с, по ст. Курилово $Q_н=1{,}18$ м³/с. Водоносный горизонт расположен близко к поверхности, площадь подземного водосбора совпадает с поверхностным и для верхнего и нижнего створов соответственно равна 385 и 710 км².

Решение. Модуль подземного стока по формуле (3.48) равен

$$M_{подз}=\frac{(1{,}18-0{,}64)\cdot 10^3}{710-385}=\frac{0{,}54\cdot 10^3}{325}=1{,}7 \text{ л/(с·км}^2).$$

По табл. 21 при величине $a=1{,}18/0{,}64=1{,}84$ погрешность составляет 16,6 %, что несколько превышает предельную величину, равную 15 %. На рис. 42 приведена схема картирования модулей подземного стока по данным гидрометрической съемки.

Контрольные вопросы

1. Что такое гидрограф речного стока, для чего он используется и какие существуют примеры взаимосвязи грунтовых и поверхностных вод? 2. Рас-

скажите о методах расчленения гидрографов речного стока. 3. Как по гидрографу определить объем подземного стока? 4. В чем заключается гидрометрический метод оценки подземного питания?

3.8. ОЦЕНКА ВЗАИМОСВЯЗИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД МЕТОДОМ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНОГО БАССЕЙНА

Водный баланс — соотношение за какой-либо промежуток времени (многолетний период, год, месяц, декаду) прихода, расхода и аккумуляции (изменение запаса) воды для речного бассейна, озера или любого исследуемого объекта. Баланс подземных вод является одним из частных составляющих общего водного баланса. Их совместное рассмотрение позволяет выявить тип взаимосвязи, направленность и интенсивность, т. е. установить закономерности питания и режима подземных вод в связи с процессами водообмена территории. Изучение составляющих водного баланса способствует выявлению источников формирования водных ресурсов, в том числе и ресурсов подземных вод.

Метод водного баланса основан на следующем: для любого объема пространства, ограниченного некоторой произвольной поверхностью, количество воды, вошедшее внутрь этого объема, за вычетом количества воды, вышедшей из него, должно равняться соответственно увеличению или уменьшению количества ее внутри данного объема.

При рассмотрении водного баланса применительно к речному и подземному бассейнам объемом рассматриваемого пространства считается объем, ограниченный боковой поверхностью, проходящей по линии водораздела до первого непроницаемого горизонта (снизу — граничащая поверхность этого горизонта, сверху — площадь бассейна).

В общем случае учитываются: атмосферные осадки, поверхностный и подземный приток и сток, испарение, изменение запасов влаги в почвогрунтах.

Общая форма уравнения водного баланса за любой расчетный интервал времени имеет вид:

$$\pm \Delta W = X - Y - Z, \tag{3.50}$$

где $\pm \Delta W$ — изменение запасов в бассейне (в водоносных горизонтах зоны аэрации, руслах, озерах, водохранилищах, болотах, мелких понижениях); X — количество атмосферных осадков, выпавших на водосбор; Y — речной сток в замыкающем створе; Z — суммарное испарение с водосбора.

Водные балансы составляют для различных по размерам водосборов, но наилучшие результаты получены для площадей от 4 до 12 тыс. км^2 с однородными физико-географическими условиями.

Чаще всего водные балансы составляют за следующие периоды: а) по месяцам за календарный год, б) за гидрологи-

ческие годы и в) за генетически однородные периоды внутри года (межень, половодье и дождевые паводки). Гидрологический год в отличие от календарного в климатических условиях СССР имеет начало в осенние месяцы (1 октября или 1 ноября), когда переходящие из года в год запасы в речных бассейнах малы; он применяется с целью получения лучшего соответствия между стоком и осадками.

Элементы водного баланса могут быть подсчитаны по данным за многолетний период среднегодовых, месячных и сезонных периодов. Детальное уравнение водного баланса в развернутом виде имеет вид:

$$\Delta M + \Delta U + \Delta S_{\text{с}} + \Delta S_{\text{р}} + \Delta S_{\text{оз}} + \Delta S_{\text{б}} + \eta = \\ = X - (Y_{\text{п}} - Y_{\text{г}} - Y_{\text{а}} - Y_{\beta} + Z), \qquad (3.51)$$

где ΔM — изменение влагозапасов в почве и зоне аэрации; ΔU — изменение запасов влаги в водоносных горизонтах, дренируемых рекой; $\Delta S_{\text{с}}$, $\Delta S_{\text{р}}$, $\Delta S_{\text{оз}}$, $\Delta S_{\text{б}}$ — изменение запасов влаги соответственно в снеге и ледяной корке, в русловой сети бассейна, в озерах и водохранилищах на территории бассейна, в болотах; η — сумма составляющих баланса за счет изменений запасов влаги в зоне аэрации, возможного водообмена с грунтовыми и напорными водами и суммарной погрешности определения всех его составляющих; X — количество атмосферных осадков; $Y_{\text{п}}$, $Y_{\text{г}}$ — соответственно поверхностный и грунтовый сток; $Y_{\text{а}}$ — водозабор из русла реки; Y_{β} — возвратные воды и переброшенные из соседних бассейнов; Z — суммарное испарение из бассейна.

Все компоненты уравнения определяются по материалам наблюдений или расчетным методом. Составляющие величины η вычисляются из уравнения (3.51), либо по разности (приближенно), либо дифференцированно, что необходимо при оценке взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Для этой цели выясняются гидрогеологические условия в долине реки, проводятся опытно-фильтрационные работы для оценки параметров водоносных горизонтов и слаборазделяющих слоев, организуются наблюдения за режимом подземных вод. Обработка данных режима позволяет раздельно оценить водообмен подземных вод с поверхностными водами (см. тему 8).

Все элементы уравнений (3.50) и (3.51) приводятся в слое воды в миллиметрах либо в кубических метрах и километрах. Пример расчета уравнения водного баланса за год по уравнению (3.51) приведен в работе [23].

За многолетний период для больших по площади водосборов применяется следующее уравнение баланса:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \pm W_{0\text{п}}, \qquad (3.52)$$

где X_0, Y_0 и Z_0 — среднемноголетние значения осадков, стока и испарения, полученные по ряду наблюдений или по картам (см. рис. 33, 34, 37); $W_{0\text{п}}$ — среднемноголетняя результирующая

инфильтрация в глубокие водоносные горизонты в области питания или величина артезианского стока в области разгрузки, часто называемая «глубоким питанием» (перетеканием) подземных вод. Обязательным условием расчета является определение всех составляющих баланса независимыми друг от друга способами. Точность оценки зависит от продолжительности имеющегося ряда наблюдений и точности определения элементов, составляющих баланс.

По величине перетекания $W_{оп}$ можно оценить среднемноголетнюю величину модуля перетекания (модуль глубинного питания или разгрузки) $M_{оп}$ и расход подземных вод $Q_{оп}$ на перетекание:

$$M_{оп} = 0{,}0317 W_{оп}; \tag{3.53}$$

$$Q_{оп} = \frac{M_{оп}}{10^3} F. \tag{3.54}$$

Интенсивность взаимосвязи при этом оценивается скоростью вертикальной фильтрации

$$v_0 = v_z = 2{,}74 \cdot 10^{-6} W_{оп}. \tag{3.55}$$

Если известны соотношение напоров ΔH_0 и мощность слабопроницаемого слоя m_0 между ними, можно приближенно определить усредненное для исследуемого участка значение коэффициента фильтрации этого слоя

$$k_0 = k_z = \frac{v_0 m_0}{\Delta H_0}. \tag{3.56}$$

В связи с ростом преобразований естественных режимов рек в зонах водопотребления возникает необходимость более точного учета стока на отдельных ее участках. Для этой цели составляются уравнения руслового водного баланса для участка реки или канала, ограниченного створами, с учетом естественных и искусственных изменений расходов между ними.

Уравнение детального руслового баланса (в м^3/с) имеет вид:

$$Q_в - Q_н + Q_{б.\,п} - Q_{вз} + Q_{вс} - Q_{н.\,т} + Q_{ос} \pm Q_п \pm Q_с \pm Q_{р.\,р} \pm \pm Q_{б.\,р} + Q_0 = 0, \tag{3.57}$$

где $Q_в$ и $Q_н$ — расходы воды соответственно в верхнем и нижнем створах; $Q_{б.\,п}$ — расходы боковых притоков; $Q_{вз}$ и $Q_{вс}$ — соответственно расходы водозаборов и водосбросов по коллекторно-дренажной сети (без подземного возврата с орошаемых массивов); $Q_{и.\,т}$ — расходы на испарение и транспирацию воды влаголюбивой растительностью в пойме; $Q_{ос}$ — поступления воды от осадков; $Q_п$ и $Q_с$ — соответственно потери воды на льдообразование и поступление от таяния льда и снега; $Q_{р.\,р}$ и $Q_{б.\,р}$ — соответственно расходы руслового и берегового грунтового регулирования; Q_0 — расходы фильтрационного стока и притока подземных вод в русло, в том числе и возврат оросительных вод подземным путем и невязка баланса. Так как ве-

личины $Q_п$, $Q_с$, $Q_{б.р}$ относительно невелики, на практике используют сокращенное уравнение руслового баланса

$$Q_в - Q_н \pm Q_{б.п} - Q_{вз} + Q_{вс} \pm Q_{р.р} \pm Q_0 = 0. \quad (3.58)$$

Величину остаточного члена уравнения Q_0 можно рассматривать приближенно, так как в ней заключены погрешности всех составляющих уравнения. Точность уравнения (3.58) определяется по формуле

$$\sigma_{Q_0} = \sqrt{\sigma_в^2 + \sigma_н^2 + \sigma_{б.п}^2 + \sigma_{вс}^2 + \sigma_{вз}^2 + \sigma_{р.р}^2}. \quad (3.59)$$

Задача 3.14.

Рассмотреть уравнение руслового водного баланса р. Амударьи на участке от пос. Керки до пос. Ильчика по средним значениям за май 1972 г. (табл. 22).

Исходя из данных, приведенных в табл. 22, можно рассчитать остаточный член уравнения (3.58): $Q_0 = Q_А - Q_Б = 2220 - 1995 = 225$ м³/с. Погрешность его определения σ_Q, вычисляемая по формуле (3.59), составляет 12,6 %, или 28,4 м³/с.

Физический смысл остаточного члена — отток подземных вод в русло реки. Речной сток $Q_в$, $Q_н$ и $Q_{б.п}$ — средние месячные расходы вычисляются по методике, изложенной в работе [23] с учетом погрешностей, возникающих при измерении расходов. Водозаборы и сбросные воды ($Q_{вз}$ и $Q_{вс}$) учитываются с погрешностями 2—5 % гидрометрическими методами по водозаборным и сбросным сооружениям, а также путем установки водомеров. Русловое регулирование зависит от накопления воды в емкостях русла при подъеме уровня и отдаче ее при спаде. В приближенных расчетах участок реки рассматривается в виде резервуара, изменения запасов воды в котором выражаются соотношением

$$\Delta W = W_{пр} - W_{от}, \quad (3.60)$$

где $W_{пр}$ и $W_{от}$ — соответственно приток и отток воды.

Таблица 22

Элементы баланса	Показатель	Расход, м³/с	Погрешность	
			%	м³/с
А. Приходная часть				
Расход воды в верхнем створе	$Q_в$	2190	3	65,7
Расход боковых притоков	$Q_{б.п}$	—	—	—
Сбросы относительных систем	$Q_{вс}$	24,8	5	1,2
Русловое регулирование	$Q_{р.р}$	5,7	10	0,6
Суммарный приход		2220		
Б. Расходная часть				
Расход воды в нижнем створе	$Q_н$	1800	3	54,0
Водозаборы относительных систем	$Q_{вз}$	195	4	7,8
Русловое регулирование	$Q_{р.р}$	—	—	—
Суммарный расход		1995		

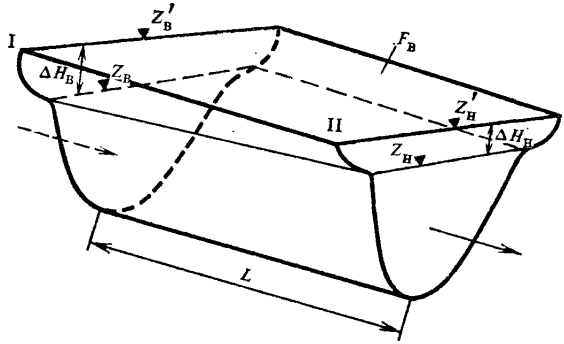


Рис. 43. Схема к расчету изменения запаса воды ΔW

Средний расход берегового регулирования $Q_{б.р}$ за период T равен

$$Q_{б.р} = \frac{\Delta W}{T}. \tag{3.61}$$

Необходимо условие, чтобы $T \gg \tau$, где τ — время добегания от верхнего до нижнего створа.

На рис. 43 представлена схема образования запаса воды ΔW. За какой-то период T в створе I при подъеме воды уровень изменился на величину $\Delta H_в$, в створе II — на величину $\Delta H_н$ при абсолютных начальных отметках уровней $Z_в$ и $Z_н$. После подъема воды отметки уровня в створах соответствуют $Z_в'$ и $Z_н'$. При выходе на пойму образовалась площадь зеркала воды $F_в$, величину которой можно определить по картам планиметрированием или приближенно при усредненном значении $B_{ср}$

$$F_в = B_{ср} L, \tag{3.62}$$

где L — длина участка; $B_{ср}$ — средняя ширина по гидростворам I и II. Вычисляется средняя отметка уровня на рассматриваемом участке

$$Z_{ср} = 0{,}5\,(Z_в' + Z_в'). \tag{3.63}$$

Расход руслового регулирования $Q_{р.р}$ определяется по формуле

$$Q_{р.р} = \frac{0{,}5\,(Z_в' + Z_н')}{86\,400T} F_в, \tag{3.64}$$

где T — число суток мая. Средняя квадратическая погрешность σ_Q для месяца равна 5—10 %. Испарение рассчитывается по испарителям или расчетными методами, изложенными в работе [23]. Величину Q_0 можно рассматривать как приток или отток подземных вод из русла реки, а также частично и как величину неучтенных элементов и погрешности всех учтенных составляющих уравнения. В данном случае $Q_0 = 225$ м³/с. Точность уравнения (3.58) оценивается по формуле (3.59). Подставив известные значения, получим

$$\sigma_{Q_0} = \sqrt{3^2 + 3^2 + 5^2 + 4^2 + 10^2} = 12{,}6\ \%, \quad \text{или} \quad 28{,}4\ \text{м}^3/\text{с}.$$

Таким образом, если приближенно принять величину остаточного члена Q_0 за отток подземных вод, то значение его $225 \pm 28{,}4$ м³/с составит ~ 12 % от величины поверхностного стока.

Задача 3.15.

В долине р. Дона проведены буровые и опытно-фильтрационные работы (рис. 44). При бурении вскрыты два водоносных комплекса, первый — в толще аллювиальных песков и известняков верхнего девона, нижний — в толще известняков ястребовского горизонта верхнего девона. Эти комплексы разделены выдержанным слоем щигровских глин девона, в некоторых участках

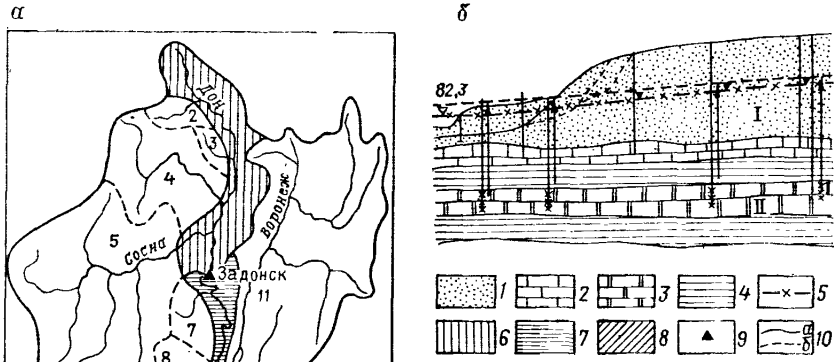


Рис. 44. Схема размещения водно-балансовых участков в бассейне р. Дона *(а)* и гидрогеологический разрез в районе г. Воронежа *(б)*:

1 — пески разнозернистые; *2—3* — известняки верхнего девона (*2* — щигровского яруса; *3* — ястребовского яруса); *4* — глины верхнего девона (щигровский ярус); *5* — пьезометрический уровень II водоносного горизонта; *6—8* — основные балансовые участки бассейна р. Дона (*6* — верхний, *7* — средний, *8* — нижний); *9* — расчетные створы основных балансовых участков; *10* — границы водно-балансовых участков (*а* — основных; *б* — частных). Цифры на карте — номера частных водно-балансовых участков: *I* — первый водоносный горизонт (m=50 м; k=100 м/с); *II* — второй водоносный горизонт (m=12 м; k=2 м/с)

опесчаненных. Положение уровней, напоров, гидрогеологических параметров показано на рис. 44, *б*. Определить по этим данным характер связи поверхностных и подземных вод с рекой, если известно, что уклон потока грунтовых вод в среднем по этому створу составляет 0,0004, а коэффициент фильтрации слабопроницаемого слоя равен $2 \cdot 10^{-4}$ м/с. Оценить также направленность связи подземных и поверхностных вод на участке Подпольный — Лиски (площадь участка 1400 км^2; длина 90 км).

Р е ш е н и е. 1. Определяем связь речных и грунтовых вод. По положению уровней грунтовых вод (I водоносный комплекс) и воды в реке оцениваем характер связи. Так как уровень грунтовых вод в реке снижается и на урезе совпадает с уровнем реки, наблюдается непосредственная гидравлическая связь (фильтрационный тип связи), т. е. грунтовые воды дренируют реку, направленность взаимосвязи прямая. Величину взаимосвязи в этих условиях можно определить как единичный расход потока с одного берега реки по формуле (6.1). 2. Определяем характер и величину взаимосвязи напорных вод. Анализ соотношения напоров позволяет установить, что происходит, во-первых, снижение положения напоров к долине реки, во-вторых, напор нижнего горизонта по всему створу превышает верхний, разность напоров увеличилась от водораздела к долине до 4 м. Следовательно, взаимосвязь происходит путем перетекания напорного горизонта в грунтовый в долине реки; направление взаимосвязи восходящее. Так как данные по характеристике изменения гидрогеологических параметров известны лишь по участку разведочного створа, оценку величины перетекания по бассейну проведем приближенно, используя уравнение среднемноголетнего баланса (3.50). Для этой цели по литературным данным определим элементы водного баланса (см. рис. 44, *а*).

На исследуемой территории бассейна реки было выделено 15 водно-балансовых участков, по каждому из них рассчитаны средние многолетние ве-

Таблица 23. Данные по элементам среднемноголетнего водного баланса бассейна р. Дона, мм/год

Водно-балансовые участки	Элементы водного баланса			
	Осадки	Испарение	Речной сток	Глубокий сток
Верховье р. Дона (г. Задонск)	570	420	130	—
Р. Непрядва	570	400	140	—
Правый приток р. Дона (г. Данкова)	570	400	140	—
Р. Красивая Меча	570	400	140	—
Р. Сосна (г. Елец)	570	420	140	—
Р. Дон (г. Подпольный)	570	420	140	—
Правые притоки р. Дона ниже г. Задонска	560	410	130	—
Р. Ведуга	570	410	140	—
Р. Девица (верхняя)	570	420	120	—
Р. Дон (г. Лиски)	570	430	130	10
Р. Воронеж (г. Воронеж)	560	420	120	20
Левые притоки р. Дона ниже г. Подпольного	560	420	120	20
Р. Девица (нижняя)	570	430	110	30
Р. Потудань	550	440	100	10
Р. Тихая Сосна	540	450	100	10

личины речного стока, осадков и испарения. Данные об осадках выбирали по климатическим справочникам Госкомгидромета (по 17 станциям), средние многолетние величины речного стока были определены по 16 гидрометрическим створам гидрологических ежегодников. Испарение с поверхности суши рассчитывали согласно рекомендациям с учетом среднемноголетних данных по температуре и влажности воздуха [23]. Данные расчетов приведены в табл. 23, согласно которым суммарная величина глубокого стока $W_{оп}$ для участка Подпольный — Лиски может быть определена по данным балансовых участков № 10—15 и составляет 100 мм/год. Так как на каждом из рассматриваемых участков величина глубокого стока имеет положительное значение, следовательно, на участке имеет место взаимосвязь напорных и грунтовых вод в виде восходящей разгрузки. Модуль перетекания, определяемый по формуле (3.53), равен $0{,}032 \cdot 100 = 3{,}2$ л/(с·км²); расход подземных вод на перетекание для этой площади вычисляем по формуле (3.54)

$$Q_{оп} = \frac{M_{оп}F}{10^3} = \frac{3{,}2 \cdot 1400}{10^3} = 4{,}5 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Расход на 1 км длины реки на этом участке (или линейный модуль) составляет: $P = M_L = Q_{оп}/L = 4{,}5/9 = 0{,}05$ м³/с.

Зная величину разгрузки, по зависимости (3.55) определяем приближенно среднее значение скорости фильтрации слабопроницаемого нижнещигровского пласта, отделяющего напорный водоносный горизонт от комплекса безнапорных вод,

$$v_Z = 2{,}74 \cdot 10^{-6} \cdot 10^2 = 2{,}7 \cdot 10^{-4} \text{ м/сут}.$$

Задача 3.16.

Используя данные, приведенные в задаче 3.15, по оценке среднемноголетнего водного баланса для нижней части долины р. Дона оценить взаимосвязь для участка Задонск — Подпольное. Рассчитать суммарную величину глубокого стока, модуль перетекания, расход подземных вод на этой части

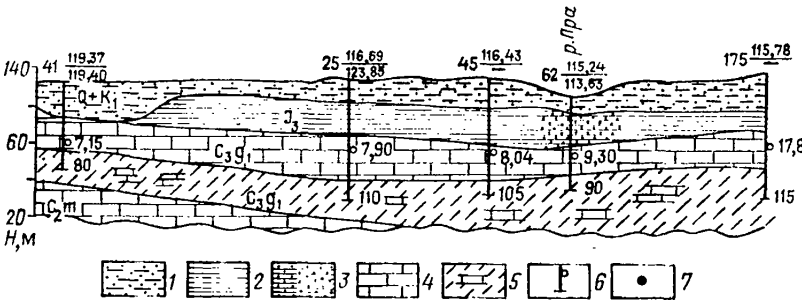


Рис. 45. Геологический разрез в долине р. Пры (по Д. И. Ефремову):

1 — глинистые пески; *2* — глины; *3* — опесчаненные глины; *4* — известняки; *5* — мергелистые глины; *6* — скважина (слева — номер, справа: в числителе — отметка напора в нижнегжельском горизонте верхнего карбона, м, в знаменателе — отметка уровня грунтовых вод, м); *7* — точка замера и значение температуры, °С

бассейна, учитывая, что ее площадь составляет 9,9 км², а длина реки равна 330 км. Данные по частным бассейнам для этого участка приведены в табл. 23.

Задача 3.17 *.

Оценить для участка долины р. Цны, от ее верховьев до с. Старый Спас (район центральной Мещеры), величину глубокого стока (перетекания); пользуясь уравнением среднемноголетнего водного баланса, определить средние скорости вертикальной фильтрации и приближенный коэффициент фильтрации слабопроницаемых отложений. Известно, что в долине реки водоносный горизонт, заключенный в толще песчаных отложений, отделен от напорного водоносного комплекса верхнего карбона толщей слабопроницаемых аргиллитоподобных глин юрского возраста (рис. 45) средней мощностью приблизительно 25 м. Напор горизонта подземных вод верхнего карбона в долине р. Цны превышает уровень грунтовых вод в среднем на 5 м. Площадь исследуемого водозабора порядка 700 км²; годовая величина среднемноголетних осадков 700 мм; речной сток 155 мм; испарение 470 мм.

Контрольные вопросы

1. Проведите сравнение уравнений водного баланса для одного года и многолетнего периода. 2. Как оценить величину подземного питания по уравнению водного баланса? 3. Как оценить величину руслового регулирования?

* По данным, приведенным в работе [38].

Тема 4

Геотермия

4.1. ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОРОД И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

4.1.1. Температурный режим земной коры

Температурный режим земной коры является одним из проявлений общего процесса массо- и энергообмена в литосфере. Геотермия — наука, изучающая тепловое поле Земли. Распределение температур в недрах Земли формируется под влиянием внешних и внутренних источников тепла. Внешним (космическим) источником тепла является солнечная радиация, значительная (до 70 %) доля которой поглощается земной поверхностью. К внутренним (глубинным) источникам относят ряд процессов, сопровождающихся выделением тепла в земной коре: распад радиоактивных элементов, энергия гравитационной дифференциации, ротационная энергия и др. [47].

Геотермические поля формируются в результате сложного сочетания различных источников тепла и характеризуются большой изменчивостью в плане и разрезе.

В недрах Земли (по глубине) выделяются три геотемпературные зоны: верхняя (или внешняя) зона, где основным источником тепла является солнечная энергия; глубокая (или внутренняя) зона, где тепловой режим определяется главным образом эндогенными процессами. Между ними располагается средняя промежуточная зона постоянных годовых температур.

Температурный режим верхней (внешней) зоны переменный, нестационарный; ему свойственны периодические (циклические) колебания, которые зависят от изменения солнечной радиации в течение суток, по сезонам, в годовом и многолетнем разрезе.

Характер распределения температур в верхней зоне зависит не только от климата, солнечной радиации, но и от характера растительности, расчлененности рельефа и литологического состава пород. В зависимости от сочетания этих факторов солнечная радиация влияет на различную глубину, вызывая колебания температур от 0,8 до 2,0 м (суточные колебания) и от 20 до 40 м (годовые колебания).

Некоторые специалисты (Е. А. Любимова, Н. М. Фролов) считают, что влияние солнечной радиации распространяется на значительно более мощную, нежели предполагалось ранее, толщу пород, которая названа ими *гелиотермозоной.*

Фактор расчлененности рельефа сказывается до глубины, в пять раз превышающей максимальную разность в высотах

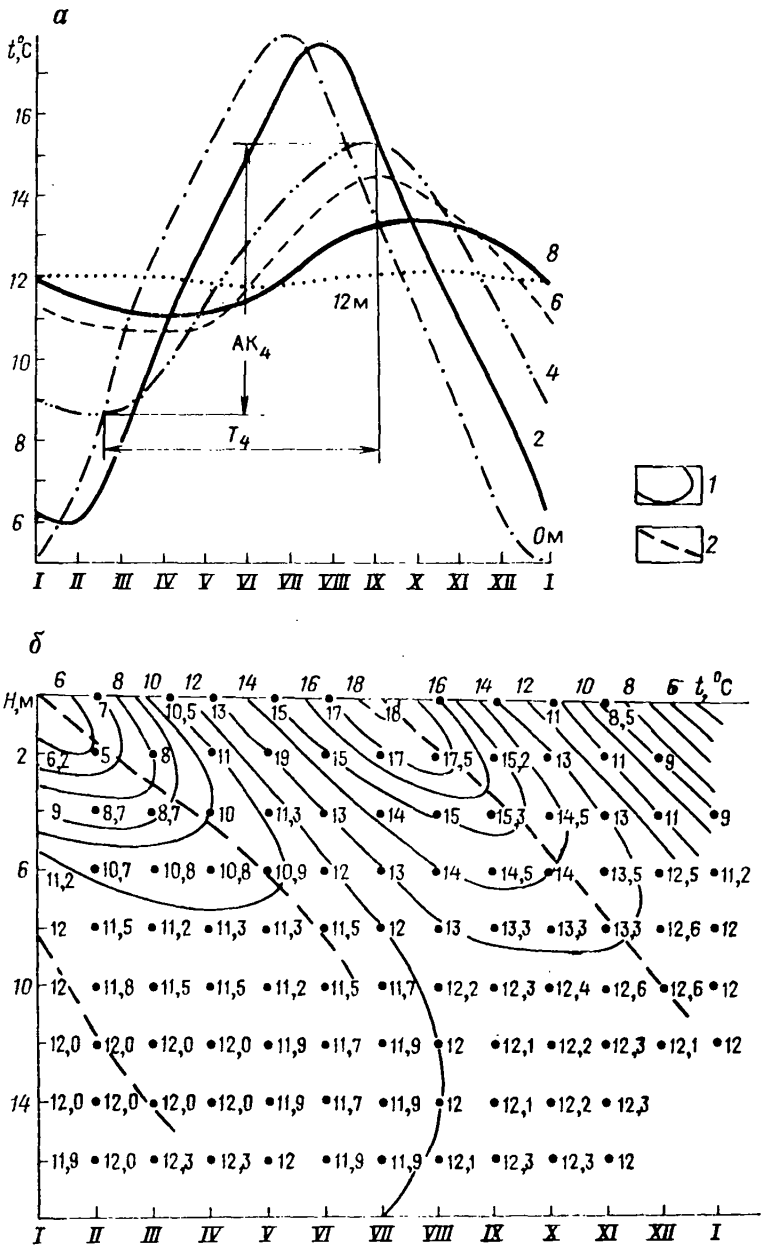


Рис. 46. Хронологический график среднемесячных колебаний температур (*а*) и термоизоплеты участка наблюдательной станции (*б*):
1 — термоизоплеты; *2* — линии равного прогревания и охлаждения

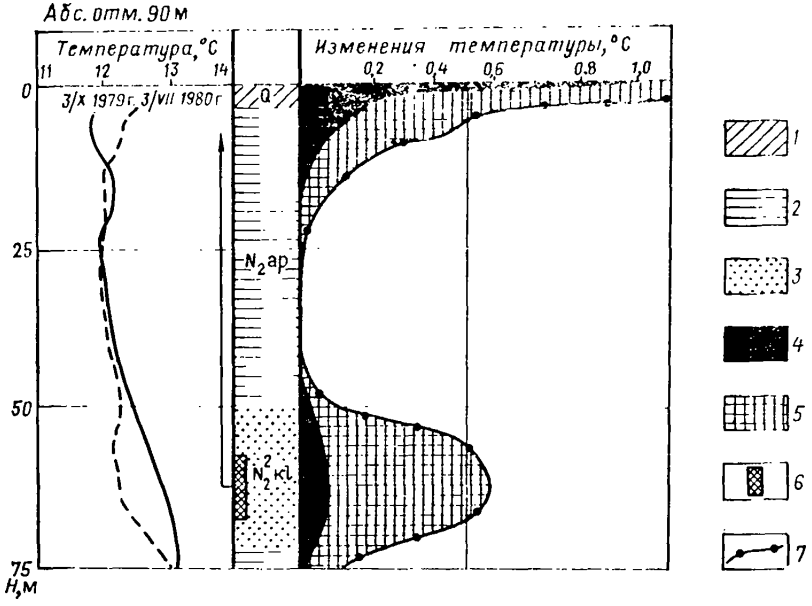


Рис. 47. Термограмма и график изменения температур по скважине:
1 — суглинки; *2* — глины; *3* — пески; *4* — суточные изменения температуры; *5* — годовые изменения температуры; *6* — фильтр; *7* — термограмма. Стрелкой показаны место вскрытия воды и ее уровень

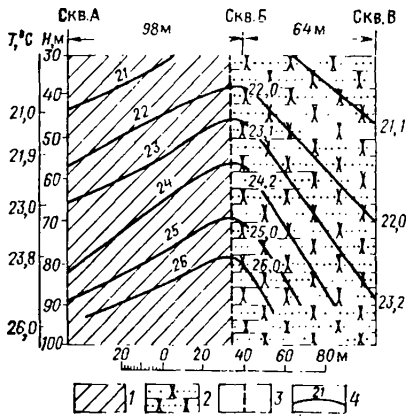


Рис. 48. Гидрогеотермический профиль:
1 — глины; *2* — песчаники; *3* — предполагаемая линия сброса; *4* — гидрогеоизотерма и ее температура

местности. Для колебаний температур в верхней зоне свойственно наличие одного минимума и одного максимума. Разность между максимальной и минимальной температурами за сутки или за год называется *амплитудой суточных* или *годовых колебаний* АК (рис. 46, *а*). Время между максимумом и минимумом называется *периодом температурной волны* *T*, с глубиной он практически не изменяется (см. рис. 46, *а*, *б*); при увеличении глубины измерения температуры в арифметической прогрессии амплитуда колебаний температуры уменьшается в геометрической прогрессии. Для выявления непрерыв-

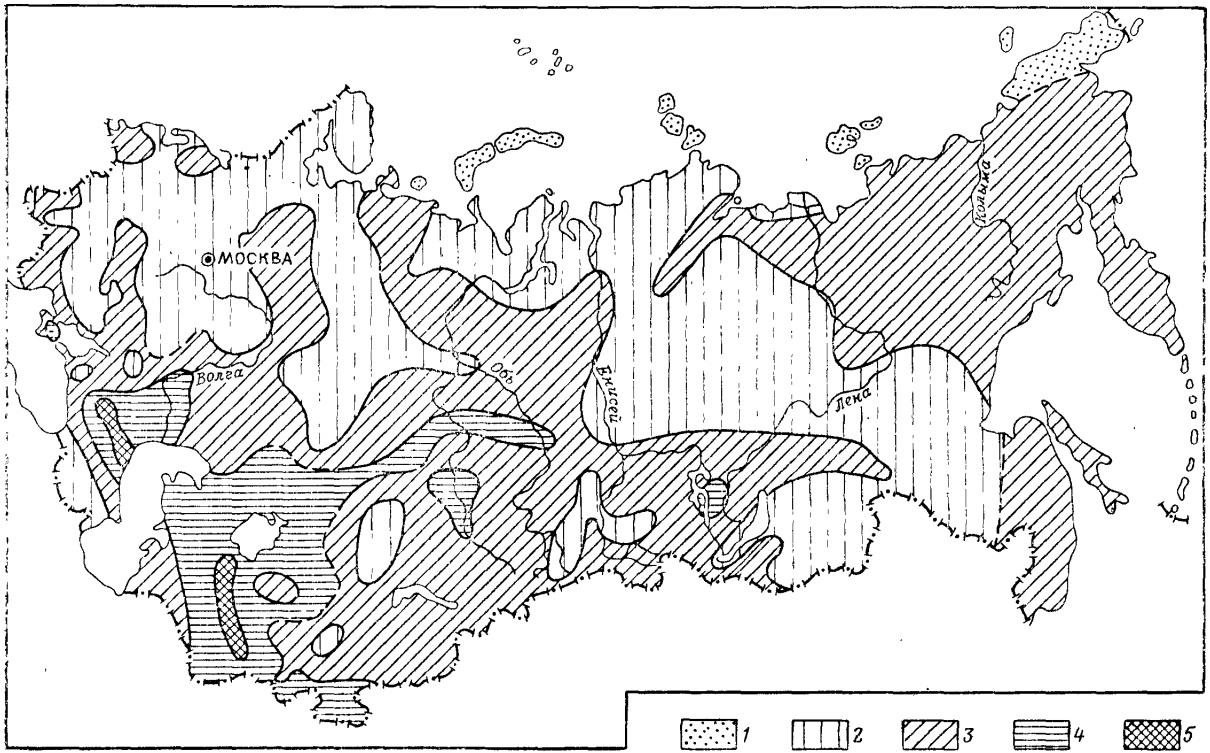


Рис. 49. Схематическая карта геотермических градиентов территории СССР в интервале 25—250 м (по Н. М. Фролову)

Геотермические градиенты, °С/100 м: *1* — отсутствие данных; *2* — менее 2; *3* — от 2 до 4; *4* — от 4 до 6; *5* — более 6

ного изменения температур горных пород во времени на какой-либо глубине строят графики термоизоплет (см. рис. 46, *б*). *Термоизоплеты* — кривые равных температур для различных глубин грунта, обычно составляемые по данным стационарных наблюдений продолжительностью не менее одного года.

Средняя, промежуточная, зона формируется в основном там, где затухают влияния солнечной радиации и глубинного (эндогенного) теплового потока; в ней практически не проявляются годовые колебания температур. Эта зона получила название «нейтрального слоя», или *пояса постоянных годовых температур.* В ней температура близка к среднемноголетней температуре вышележащих горных пород и незначительно отличается от среднемноголетней температуры воздуха данной местности. Глубина залегания нейтрального слоя находится там, где годовые изменения температуры практически не превышают 0,1 °С.

Глубокая (внутренняя) геотемпературная зона характеризуется постоянным восходящим направлением теплового потока из недр Земли к ее краевым участкам, т. е. закономерное повышение температур с глубиной. Режим изменения температур считается установившимся. Распределение теплового потока как по площади, так и по глубине неоднородно и зависит от структурно-литологических условий и геологической истории района. Средняя величина теплового потока на континентах повышается от древних структур к молодым.

Изменение температуры породы с глубиной в этой зоне характеризуется величиной *геотермического градиента* Г, под которым понимается повышение температуры породы на каждые 100 м разреза ниже границы годовых постоянных температур. *Геотермическая ступень* (величина, обратная геотермическому градиенту) — это интервал глубин в метрах, на котором температура увеличивается на один градус. Ее величина колеблется в значительных пределах от 1 до 100 м на 1 °С в зависимости от приуроченности территории к определенным структурам, возраста и свойств пород и гидрогеологических условий. Ее среднее значение составляет 33 м на 1 °С. При изучении изменения температуры с глубиной по одной скважине строят *термограмму скважины* (рис. 47), а при исследовании тепловых потоков показывают положение линий равных температур — *геоизотерм,* характеризуя изменение теплового потока в интересующем исследователя интервале. Так как величина распределения температурного потока тесно связана с геолого-литологическими и структурно-тектоническими условиями, изменение характера изотерм в разрезе и плане, а также геотермических градиентов отражает особенности строения исследуемой территории (рис. 48, 49).

Контрольные вопросы

1. Назовите основные геотемпературные зоны и основные источники тепла, их создающие. 2. Каков режим изменения температур в верхней зоне?

3. Что понимается под амплитудой суточных температур и периодом температурной волны? 4. Что такое «нейтральный слой», какова его средняя величина? 5. Как изменяются температуры ниже нейтрального слоя? 6. Дайте понятие о геотермических градиенте и ступени.

4.1.2. Роль подземных вод в переносе тепла

Подземные воды, обладая высокой теплоемкостью и подвижностью, являются активным переносчиком тепла в земной коре, которое в значительной мере влияет на распределение температурного поля литосферы, создавая гидрогеотемпературные аномалии и видоизменяя тепловые потоки толщ Земли. Изучение гидрогеотемпературных полей, проведенное за последние 10—15 лет, позволило подойти к решению ряда научных и практических задач гидрогеологии и сформулировать понятие о *гидрогеотермии* — науке, занимающейся изучением процессов обмена тепла в гидрогеодинамических системах, закономерностей изменения температур подземных вод и вмещающих их горных пород в пространстве и во времени [12].

Гидрогеотермические исследования являются одним из важнейших методов в гидрогеологии. Они проводятся при поисках и подсчете запасов термальных вод, являются одним из основных методов изучения гидрогеологических условий в геокриолитозоне*, позволяют установить области питания — разгрузки подземных вод, используются для выявления обводненных зон тектонических нарушений, для оценки характера и направленности взаимосвязи поверхностных и подземных вод и ряда других задач [38, 47].

Так как гидрогеотемпературные процессы взаимосвязаны и взаимообусловлены другими гидрогеологическими свойствами (гидрогеодинамическими, гидрогеохимическими и т. п.), данные по термометрии подземных вод используются с учетом информации по этим подсистемам (см. тему 2).

Для выявления участков скрытого выхода термальных вод обводненных зон с температурой, отличной от нормального геотемпературного поля исследуемого участка или района, строят карты гидроизотерм или гидротермоизоклин, которые характеризуют размещение этих зон в плане и разрезе. Под *гидротермоизоклинами* понимаются линии равных отклонений температур от нормального геотемпературного поля.

Гидрогеологические системы оказывают свое влияние на распределение геотемпературных полей горных пород, поэтому их изучение невозможно без учета гидрогеологических факторов, а сами поля в большинстве своем являются гидрогеотемпературными.

В настоящее время П. М. Фроловым и другими разработаны методики составления гидрогеотермических карт и вепр-

* Исследования температурного режима криолитозоны не рассматриваются.

вые составлен «Гидрогеотермический атлас СССР», включающий комплекс разнообразных карт, характеризующих закономерность распределения температур подземных вод и температурных потоков (см. рис. 49).

Контрольные вопросы

1. Что называется геотермией? 2. Что называется термоизоклинами? 3. Какие основные задачи решает гидрогеотермия? 4. Какие задачи она решает с помощью карты гидрогеотермоизоклин?

4.1.3. Виды переноса тепла в земной коре

Теплоперенос в горных породах зоны активного водообмена осуществляется двумя основными путями — конвективным и кондуктивным — и выражается уравнением

$$q = V_z C_в T - \lambda \frac{dT}{dz}, \qquad (4.1)$$

где V_z — скорость фильтрации; T — температура; $C_в$ — объемная теплоемкость воды; λ — коэффициент теплопроводности породы; z — вертикальная координата. Объемная теплоемкость и коэффициент теплопроводности являются основными теплофизическими характеристиками пород. Они зависят от влажности, в меньшей мере от температуры, плотности, фильтрационных свойств породы и от природы флюида (воды, нефти и др.).

Первый член уравнения (4.1) характеризует конвективный перенос тепла; второй — кондуктивный. Конвективный тепловой поток осуществляется за счет переноса тепла фильтрационным потоком, который определяет направление теплового потока и его интенсивность. Кондуктивный перенос (молекулярная теплоемкость) происходит на атомно-молекулярном уровне благодаря теплопроводности пород при наличии градиента температур, который и определяет направление теплового потока [47].

Роль конвективного переноса в общем тепловом потоке оценивается по величине критерия Пекле

$$\mathrm{Pe} = \frac{v_z C_в z}{\lambda}. \qquad (4.2)$$

При $\mathrm{Pe} \leqslant 0{,}1$ конвективная составляющая незначительна; при $\mathrm{Pe} > 10$ — играет основную роль в перемещении теплового потока, что характерно для зоны активного водообмена. Н. А. Огильви подсчитал, что при скорости фильтрации, равной $1{,}3 \cdot 10^{-7}$ м/с (4 м/год), конвективный перенос тепла играет решающую роль.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные виды теплопереноса в зоне активного водообмена. 2. Дайте понятие о коэффициентах теплопроводности и теплоемкости. 3. За счет каких процессов осуществляются кондуктивный и конвективный теплопереносы?

4.2. ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ И ИХ ОБРАБОТКА

Термометрические наблюдения. Систематические наблюдения за температурным режимом проводят с помощью почвенных термометров (точность 0,1 °С) по скважинам до глубин не более 3,2 м. Наблюдения за температурами подземных вод и пород на бо́льших глубинах производят глубинными термометрами с той же точностью наблюдений; для специальных работ — с точностью до 0,01 °С. Измерение проводится по всему стволу скважины (до глубины 40 м с интервалами в 5 м, глубже — 25 м). Перед замером скважина проверяется на надежность цементации затрубного пространства и «выстаивается», восстанавливая свойственное исследуемому участку ненарушенное тепловое поле [28]. Первичная обработка термометрических наблюдений заключается в составлении термограмм по скважинам (см. рис. 47). При обработке наблюдений в зоне суточных и годовых колебаний составляются хронологические графики колебания температур на различных глубинах, рассчитываются амплитуда суточных или годовых колебаний температур и период температурной волны (см. рис. 46, *а*); прослеживается непрерывное изменение температур в рассматриваемой зоне путем составления графика термоизоплет (см. рис. 46, *б*). Градация для построения термоизоплет определяется исходя из величины колебаний температур. На графике термоизоплет кривая, соединяющая точки наименьшей температуры от поверхности до изучаемой глубины (обычно до зоны нейтрального слоя), показывает ход зимнего охлаждения пород. Аналогично проведенная кривая через точки наиболее глубокого проникновения высоких температур характеризует направление летнего прогревания (см. рис. 46, *б*). Расстояние по оси абсцисс между этими линиями показывает период температурной волны. По графику термоизоплет можно установить сроки промерзания грунтов и благоприятные сезоны для просачивания поверхностных вод. По графикам колебания температур и термоизоплетам можно оценить положение верхней границы нейтрального слоя. Положение нейтрального слоя может быть определено также путем непосредственных наблюдений за распределением температур в грунтах; ориентировочно его глубина может быть подсчитана по зависимости $H_n = 19{,}1h$ (где h — мощность слоя постоянных суточных температур). При наличии данных о температурном режиме толщи более чем в трех-четырех точках ниже зоны колебания суточных температур для определения H_n можно воспользоваться полулогарифмическим графиком А. Н. Огильви (рис. 50), основанным на законе уменьшения амплитуды колебаний с глубиной. По оси ординат полулогарифмической сетки откладываются амплитуды годовых колебаний температур в логарифмическом масштабе, по оси абсцисс — глубина от поверхности земли.

Обработка данных температурных наблюдений в глубокой зоне состоит в построении геотермических разрезов и карт. По форме изотерм и участкам их сгущения можно судить, например, о зонах разгрузки термальных подземных вод, приуроченных к зонам тектонических нарушений. Если для района проводятся стационарные наблюдения за нормальным распределением температур (т. е. распределением, не связанным с аномальными условиями), можно оконтурить скрытые очаги питания или разгрузки подземных глубоких вод. Для этой цели строят карту *изоклин*. Под *изоклинами* понимаются линии равных отклонений от нормального температурного поля района (рис. 51). При значительных отклонениях температур от фоновых значений гидрогеотемпературные аномалии выявляются и

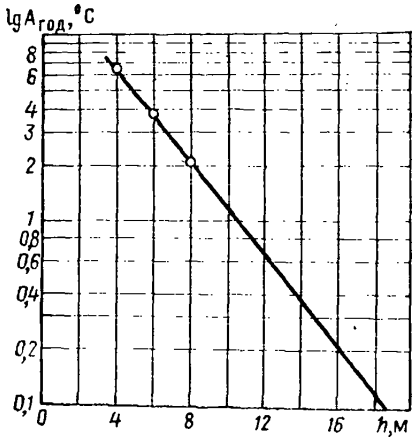
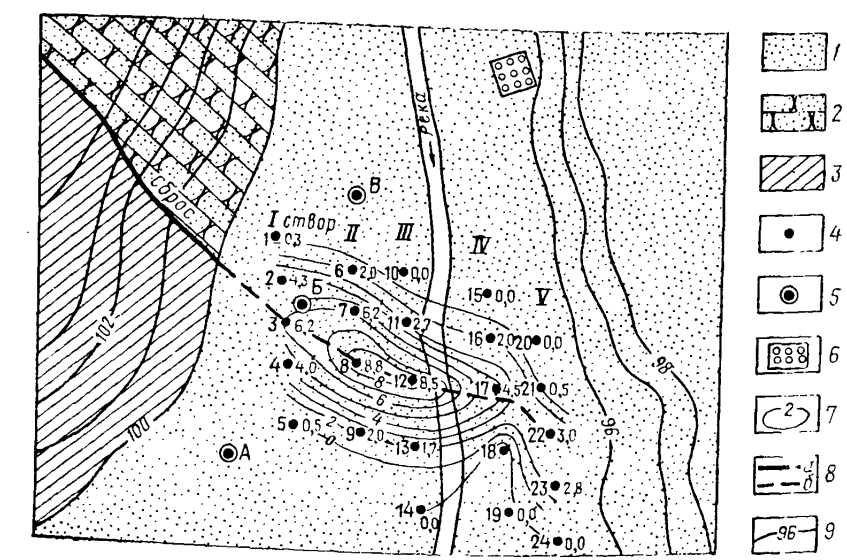


Рис. 50. График определения пояса постоянных годовых температур (по А. Н. Огильви)

Рис. 51. Карта термоизоклин:

1 — аллювиальные пески; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — зондировочные скважины; *5* — разведочные скважины; *6* — термометрическая станция; *7* — термоизоклины; *8* — линия сброса (*а* — установленная, *б* — предполагаемая); *9* — горизонтали поверхности земли



на геотермических картах по изменениям величин геотермических градиентов.

Геотермический градиент Г и геотермическая ступень G рассчитываются по следующим уравнениям

$$\Gamma = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1}; \tag{4.3}$$

$$G = \frac{H_2 - H_1}{T_2 - T_1}, \tag{4.4}$$

где T_1, T_2 — температуры на глубинах H_1, H_2. Если имеются единичные замеры температур по скважинам, то среднее значение геотермической ступени определяется по формуле

$$G = \frac{H - h}{T - t_в}, \tag{4.5}$$

где $t_в$ — средняя годовая температура верхней границы земной коры (на поверхности почвы); h — глубина слоя постоянной температуры (может быть получена по справочникам); T — единичные замеры температуры по скважине. Если известно значение геотермической ступени, то можно приблизительно вычислить температуру на любой заданной глубине H или определить глубину, соответствующую известной температуре T_1,

$$T_1 = t_в + \frac{H_1 - h}{G}, \tag{4.6}$$

$$H_1 = (T_1 - t_в)G + h. \tag{4.7}$$

Эти уравнения могут быть использованы для ориентировочной оценки глубины, с которой поднимаются термальные воды.

Рассмотрим последовательность обработки данных термометрических наблюдений в зоне годовых колебаний температур (задачи 4.1—4.3).

Задача 4.1.

По данным стационарных наблюдений за изменением температур почв и грунтов (табл. 24) построить график колебаний температур на глубинах 2, 6, 8, 12 м и вычислить для каждой из этих глубин амплитуду и период годовых колебаний; построить график термоизоплет через 1 °С (масштаб: горизонтальный 1 см=1 м, вертикальный 1 см=2 м) и охарактеризовать распределение температур с глубиной; определить глубину залегания пояса постоянных годовых температур по методу А. Н. Огильви.

Решение. Воспользуемся данными табл. 24, полученными по стационарным наблюдениям на термометрической станции. Строим график колебания температур в течение года на заданных глубинах (см. рис. 46, *а*). На графике видно, что амплитуда колебаний температур на поверхности (АК) составляет 13 °С. С глубиной амплитуда колебаний постепенно уменьшается и на глубине 8 м равна 2,1 °С. Период температурной волны для всех глубин имеет продолжительность около 6 мес; наступление максимальных и минимальных температур с глубиной все более запаздывает по сравнению с временем наступления этих температур на поверхности: на поверхности ми-

Таблица 24. Температуры по скважинам стационарной термометрической станции, °С

Глубина, м	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	5	7	10,5	13	15	17	18	16	13	11	8,5	6
2,0	6,2	6	8	11	13	15	17	17,5	15,2	13	11	9
4,0	9	8,7	8,7	10	11,3	13	14	15	15,3	14,5	13	11
6,0	11,2	10,7	10,8	10,9	10,8	12	13	14	14,5	14	13,5	12,5
8,0	12	11,5	11,2	11,3	11,3	11,5	12	13	13,3	13,3	13,3	12,6
10,0	12	11,8	11,5	11,5	11,2	11,5	11,7	12,2	12,3	12,4	12,6	12,6
12,0	12	12	12	12	11,9	11,7	11,9	12	12,1	12,2	12,3	12
14,0	12	12	12	12	11,9	11,7	11,9	12	12,1	12,2	12,3	12
16,0	11,9	12	12,3	12,2	12	11,9	11,9	12,1	12,3	12,3	12	11,9
18,0	12	12,1	12,3	12,3	12,2	12,1	12	12,1	12,3	12,3	12,1	12

нимальная температура отмечена в январе, а на глубине 8 м — в марте, максимальная на поверхности — в июле, а на глубине 8 м — в октябре.

Для выявления непрерывного изменения температур на глубине строим график термоизоплет (см. рис. 46, *б*): по оси ординат наносим глубины, а по оси абсцисс — месяцы, по значениям температур в узлах сетки методом интерполяции проводим термоизоплеты через 1 °С. График термоизоплет показывает два фокуса распространения тепла в почве: первый — зимний характеризует период с января по март, когда в почве распространяются температуры от 5 до 12 °С; второй фокус характеризует период проникновения теплых температур, которые колеблются от 13 до 18 °С. Через точки перегиба термоизоплет с минимальным значением температур проводим линию зимнего охлаждения. Аналогично строим линию летнего прогревания. Расстояние между этими линиями также характеризует продолжительность температурной волны во времени, которая составляет около 6 мес; их наклон указывает на запаздывание минимальных и максимальных температур с глубиной. На глубине более 10 м температура изменяется незначительно; эта зона характеризуется близким расположением пояса постоянных температур.

Для точного определения глубины пояса постоянной температуры применяем полулогарифмический график А. Н. Огильви (см. рис. 50), выбирая значения амплитуды ниже зоны суточных колебаний: на глубине 4 м $АК_4$ = = 6,6 °С, 6 м — $АК_6$ = 3,8 °С и 8 м — $АК_8$ = 2,1 °С. Проводим через эти точки прямую, которая пересекается с осью абсцисс в точке, соответствующей глубине 18,7 м, что и определяет положение пояса постоянных температур.

Таблица 25. Среднемесячная температура грунтов (по данным наблюдений на метеорологической станции), °С

Глубина, м	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	2,2	2,8	4,8	7,2	12,1	16,0	17,0	16,8	14,0	10,0	5,8	3,5
0,2	3,0	3,2	4,6	6,0	10,1	13,9	15,0	16,0	13,0	10,2	6,8	4,8
1,0	5,8	6,0	6,8	7,0	10,0	13,5	14,9	15,7	15,1	13,1	10,2	8,6
3,9	11,7	10,8	10,0	9,9	9,9	11,9	12,0	13,1	14,0	14,2	13,7	12,9
8,0	12,5	12,2	11,9	11,6	11,2	11,1	11,2	11,4	11,8	12,2	12,3	12,5

Таблица 26

Название пункта	Глубина замера температур, м			Амплитуда колебания температур, °С		
Париж	4	7	11	0,5	0,4	0,3
Ленинград	3	10	12	5	1,2	0,8
Тбилиси	2	3	4	10	4	2
Харьков	5	8	10	5	1,5	0,9
Боржоми	4	6	10	8	5	2
Ахгалы	4	6	10	6,8	3	0,7

Задача 4.2.

Построить графики колебания температур на поверхности земли и глубинах 1,0; 3,9; 8,0 м, графики термоизоплет через 1 °С, определить положение пояса постоянных годовых температур. Дать по графикам и климатическому справочнику характеристику температурного режима наблюдаемого слоя почв (табл. 25).

Задача 4.3.

Определить пояс постоянной годовой температуры для ряда населенных пунктов, если известны следующие данные изменения температур по глубине (табл. 26).

Рассмотрим последовательность обработки данных термометрических наблюдений ниже пояса постоянных температур.

Задачи на построение геотермических разрезов

Задача 4.4.

В районе разведки на термальные воды заложен створ скважин по линии *А—Б—В* (см. рис. 48) и проведены геотемпературные наблюдения (табл. 27). Построить изотермы через 1 °С, определить среднюю величину геотермической ступени и средний геотермический градиент в каждой скважине. Определить зону, где термальные воды наиболее близко располагаются к поверхности земли. Скв. *А* вскрыла на всю пройденную глубину глины, скв. *Б* и *В* — песчаники. Расстояние между скв. *А* и *Б* 88 м, между *Б* и *В* — 64 м.

Решение. Для построения изотерм наносим данные об изменениях температур на разрезы каждой скважины и путем интерполяции строим их через 1 °С. По разрезу видно, что изотермы испытывают подъем у скв. *Б*. Судя по геологическому разрезу и характеру изотерм, около скв. *Б* проходит

Таблица 27. Температуры в скважинах *А*, *Б*, *В* ниже пояса постоянных годовых температур

Скважина	Глубина, м	Температура, °С	Скважина	Глубина, м	Температура, °С
А	44	21,0		59	24,2
	54	21,9		72	25,1
	66	23,0		80	26,0
	78	23,8			
	95	26,0			
			В	48	21,1
				70	22,0
Б	38	22,0		94	23,2
	48	23,1			

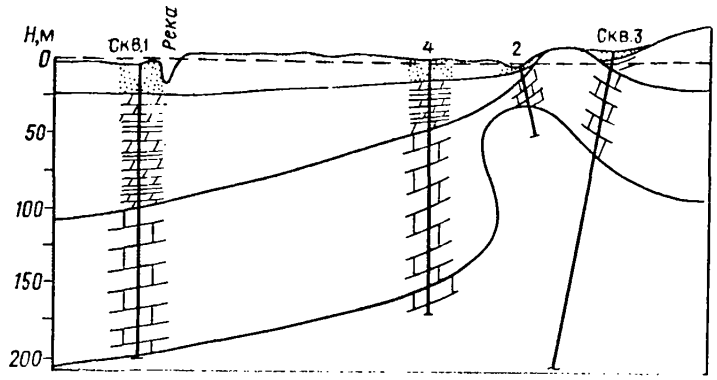


Рис. 52. Геологический разрез для построения геоизотерм в районе г. Мацесты:

1 — аллювиальные пески; *2* — мергелисто-глинистые отложения палеогена; *3* — карбонатный флиш верхнего мела; *4* — геологические границы

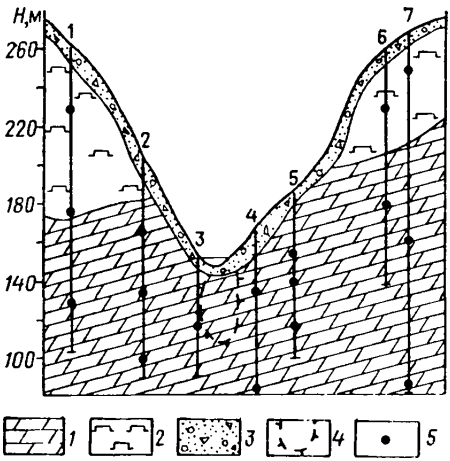


Рис. 53. Профиль через р. Вилюй:

1 — мергелистые породы; *2* — диабазы; *3* — валунно-галечниковые, щебнистые породы; *4* — граница многолетнемерзлых пород (бергштрихи обращены в сторону мерзлых пород); *5* — номер точки замера температур. Цифры на рисунке — номера скважин

разлом, по которому поднимаются воды повышенной температуры. Определяем среднее значение геотермической ступени по формуле (4.4) по скважинам, м/°С: *А* 10,2; *Б* 10,5; *В* 21,8.

Для разрезов скв. *Б* и *В*, пройденных в толще песчаников, отмечаются разные значения геотермической ступени. Это объясняется близостью скв. *Б* к сбросу, который служит очагом разгрузки термальных вод. Различие геотермических ступеней скв. *А* и *Б*, расположенных примерно на равных расстояниях от сброса, определяется различной теплопроводностью глин и песчаников. По разрезу можно судить, что теплопроводность глин ниже, так как геотермическая ступень для них почти вдвое меньше.

Задача 4.5.

Пользуясь данными наблюдений по глубоким скважинам (табл. 28) и схематическим геолого-тектоническим разрезом (рис. 52), рассчитать значения геотермических ступеней, построить изотермы по разрезам скважин, объяснить их изменение по глубине и разрезу. Выявить область возможной разгрузки подземных вод.

Задача 4.6.*

В долине р. Вилюя при организации изысканий для сооружения ГЭС проведены геотермические наблюдения по скважинам (рис. 53 и табл. 29). По-

* По В. А. Мощанскому, И. И. Мулиной.

Таблица 28. Данные наблюдений за температурой по скважинам разреза

Номер скважины	Глубина, м	Температура, °С	Номер скважины	Глубина, м	Температура, °С
1	120	20,8	2	10	21,0
	150	23,2		15	23,1
	201	24,9		24	25,0
4	65	21,0	3	60	21,4
	75	22,0		75	23,8
	100	23,2		100	25,7

строить изотермический разрез (через 1 °С) и оценить роль реки в формировании распределения температур по разрезу.

Задача 4.7.

Для центральной части Мещерской низменности в комплексе с общими гидрогеологическими исследованиями было проведено региональное изучение тепловых полей в напорных водоносных комплексах верхнего карбона [38] (рис. 54). Водовмещающие толщи карбона перекрыты юрскими глинами мощностью 20—30 м, отделяющими водоносные комплексы карбона от вышележащих подземных вод, заключенных в песках мезо-кайнозойского возраста (см. гидрогеологический разрез на рис. 45). По данным стационарных наблюдений известно, что в этом районе нейтральный слой с постоянной температурой 6,8—7,0 °С располагается на глубинах около 15—20 м; температурный градиент составляет 3 °С на 100 м и на глубинах порядке 40 м значение температур в районах, не искаженных влиянием вертикальной фильтрации, достигает 7,5 °С.

Построить температурные кривые для участка долины р. Пры (по данным табл. 30) на глубинах 15 и 60 м, пьезометрическую кривую и кривую уровня грунтовых вод.

Таблица 29. Распределение температур по разведочным скважинам в долине р. Вилюя

Номер скважины	Абсолютная отметка, м	Температура, °С	Номер скважины	Абсолютная отметка, м	Температура, °С
1	230	—3,2	5	170	—6,4
	155	—2,1		160	—6,2
	123	—1,0		140	—5,0
				120	—3,8
2	180	—3,5			
	132	—2,1	6	230	—4,2
	100	—1,0		200	—4,5
				180	—4,0
3	130	+0,2			
	110	—1,1			
			7	250	—3,1
4	150	—4,2		220	—3,8
	140	—4,0		180	—3,2
	130	—3,2		166	—3,0
	120	—3,0		95	—2,2

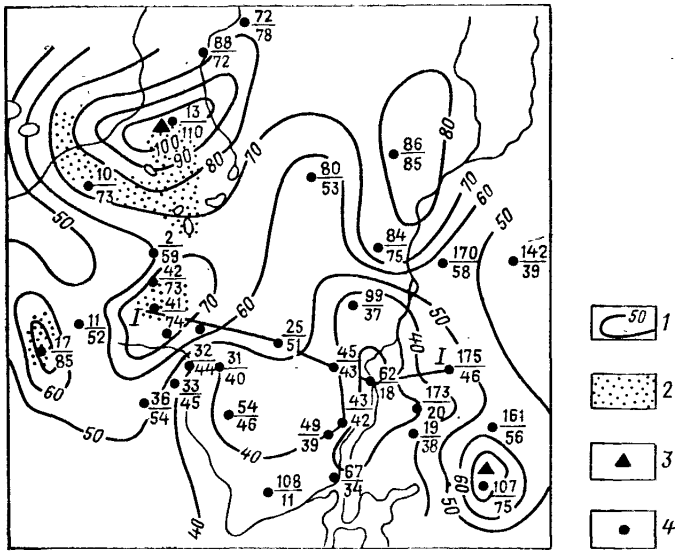


Рис. 54. Карта гидрогеотемпературного поля центральной части Мещерской низменности для $T=7{,}5$ °С (по Д. И. Ефремову):

1 — гидрогеоизотермы, °С; *2* — участки размыва юрских глин; *3* — водозаборы подземных вод; *4* — эксплуатационная скважина (в числителе — номер, в знаменателе — глубина залегания слоя с $T=7{,}5$ °С); *I—I* — линия створа

Горизонтальный масштаб для построения такой же, как и на рис. 45, вертикальный — для пьезометрических кривых 1 см=1 м; для температурных кривых 1 см = 0,2 °С.

Учитывая характер распределения температур по разрезу на глубинах 15 и 60 м, выделить возможные области восходящей и нисходящей фильтрации подземных вод. Отметить, к каким участкам по геологическим и геоморфологическим условиям они приурочены.

Задачи на выявление температурных аномалий по данным термометрических наблюдений

Задача 4.8.

Для выявления температурной аномалии в долине реки, сложенной толщей песков и гравийно-галечниковых отложений аллювия (см. рис. 51), про-

Таблица 30

Номер скважины	Глубина замера, м	Температура, °С	Отметка УГВ или напора, м	Номер скважины	Глубина замера, м	Температура, °С	Отметка УГВ или напора, м
41	15	7,2	119,4	62	15	7,35	115,24
	60	7,15	119,37		60	9,3	113,53
25	15	7,06	116,69				
	60	7,9	123,85				
45	15	7,0	120,18	175	15	7,2	116,48
	60	8,04	116,43		60	7,82	115,78

Таблица 31. Температура в зондировочных скважинах в зоне годовых ее колебаний

Месяц	Номер скважины	Глубина, м	Температура, °С	Месяц	Номер скважины	Глубина, м	Температура, °С
Февраль	1	4	9,0	Апрель	13	8	13,0
	2	6	15,2		14	6	10,8
	3	3	13,6				
	4	14	16,0	Июнь	15	4	13,0
	5	8	12,0		16	8	13,5
Март	6	12	14,0		17	10	16,0
	7	11	18,0		18	10	17,5
	8	8	20,0		19	6	12,0
	9	6	12,8				
				Июль	20	4	14,0
Апрель	10	2	11,0		21	4	14,5
	11	4	12,7		22	8	15,0
	12	10	20,2		23	10	14,5
					24	6	13,3

ведено бурение глубоких скважин по линии *А—Б—В* и построен гидрогеотермический разрез (см. рис. 48); разбурена сеть неглубоких зондировочных скважин, по которым проведены замеры температур (табл. 31). Стационарное тепловое поле изучено на наблюдательной станции (см. рис. 46, *а*, *б*).

Р е ш е н и е. Сопоставляя показания температур по зондировочным скважинам и скважинам наблюдательной станции, определяем величины отклонений температур от нормального теплового поля (учитывая даты замеров температур) и строим карту гидроизоклин. Максимальные изоклины — 8,7 и 6 °С представляют собой замкнутые контуры, вытянутые с северо-запада на юго-восток. Они оконтуривают зону наибольших отклонений от нормальных тем-

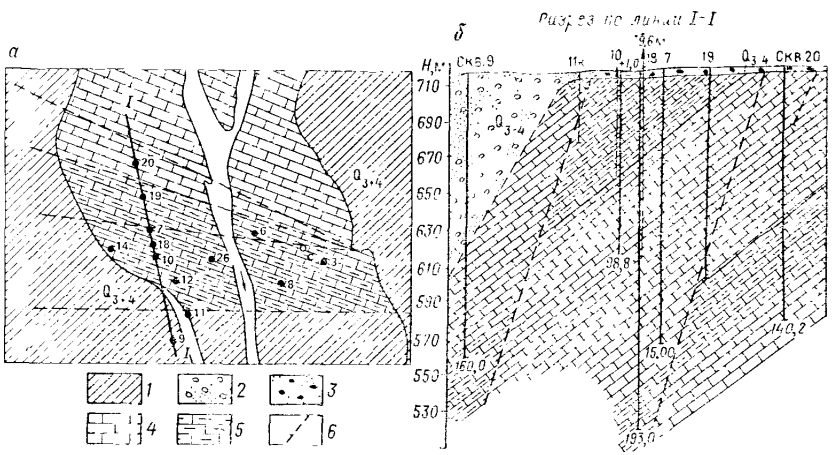


Рис. 55. Карта *(а)* и схематический разрез *(б)* участка:

1 — покровные суглинки (в долине сияты); *2* — галечник с песчаным заполнителем; *3* — кора выветривания; *4* — трещиноватые известняки; *5* — графитизированные известняки; *6* — линии тектонических нарушений

Таблица 32. Данные замеров температуры по скважинам разреза I—I

Номер скважины	Глубина, м	Температура, °С	Номер скважины	Глубина, м	Температура, °С
11-к	8	11,0	7	9	10,8
	38	13,9		28	11,8
				58	12,9
10	3	11,2		77	14,0
	18	11,5			
	58	13,2			
	88	14,3	19	19	11,4
				78	14,6
18	2	11,2			
	28	12,0			
	88	14,5	20	50	10,5
	123	15,0		90	13,7
	183	18,0			

Таблица 33

Номер скважины	Температура, °С	Номер скважины	Температура, °С
20	10,5	14	—10,1
19	11,8	6	12,5
7	12,4	26	12,1
18	12,5	8	10,3
10	12,4	3	9,0
12	9.9		

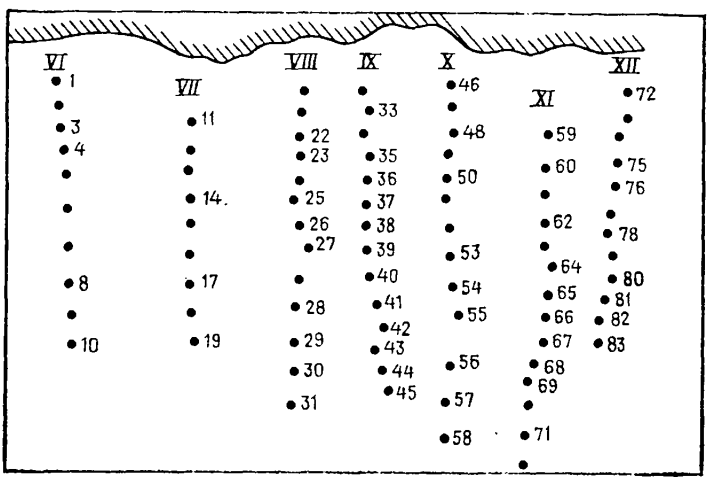


Рис. 56. Схема расположения точек измерения температур на дне моря в районе пос. Форос (Южный Крым) (по В. И. Лялько и др.)

Римскими цифрами обозначены створы

ператур и указывают на положение скрытого очага разгрузки напорных вод (с температурой 18—20 °С). Судя по данным разреза *А—Б—В* (см. рис. 48), форме изоклин и общим геологическим условиям, очаг разгрузки связан со сбросом, который с правого берега реки продолжается в долину реки, где скрывается под толщей аллювиальных отложений. Предположительно наносим его положение на карту (см. рис. 51), используя контуры изоклин и данные разреза *А—Б—В*.

Задача 4.9.

Используя данные задачи 4.7, построенные геотермические разрезы, данные замера температур по площади (см. рис. 45, 54), выделить на карте гидрогеотемпературного поля участки питания и разгрузки подземных вод. Оценить влияние юрских глин на взаимосвязь водоносных горизонтов. Определить мощность зоны изменения температур.

Задача 4.10.

На участке, сложенном мощной толщей трещиноватых известняков, местами графитизированных, проведена разведка на термальные воды. По скважинам проведены замеры температуры на разных глубинах (табл. 32, рис. 55).

Таблица 34. Результаты наблюдений за температурами дна моря

Номер створа	Точка наблюдений	Температура, °С	Номер створа	Точка наблюдений	Температура, °С
VI	1	24,2	IX	44	19,5
	3	24,1		45	18,0
	4	24,0			
	8	23,7	X	46	24,2
	10	23,0		48	24,0
				50	23,8
VII	11	24,1		53	22,5
	14	23,9		54	21,0
	17	23,8		55	20,0
	19	23,0		56	18,0
				58	16,0
VIII	22	24,2			
	23	24,1	XI	59	24,0
	25	23,8		60	23,8
	26	23,0		62	23,0
	27	23,0		64	22,0
	28	23,0		65	21,0
	29	22,0		66	20,0
	30	21,1		67	19,0
	31	20,0		68	17,9
				69	16,0
IX	33	24,2			
	35	24,0	XII	72	24,2
	36	23,9		75	23,9
	37	23,0		76	23,8
	38	19,0		78	23,1
	39	18,0		80	22,0
	40	17,5		81	21,0
	41	17,5		82	20,5
	42	17,7		83	19,5
	43	18,0			

Построить изотермический разрез и установить зону наиболее близкого к поверхности земли залегания термальных вод.

Породы пересечены многочисленными тектоническими нарушениями, создающими в толще известняков зоны дроблений с обильной тектонической трещиноватостью, по которым возможно внедрение минеральных вод с повышенной температурой.

Построить карту изотерм через 1 °С для глубины 50 м на участке долины реки с целью выявления зоны восходящих минеральных вод. Воспользоваться при этом значениями температур, замеренных по скважинам на глубине 50 м (табл. 33), и изотермическим разрезом (рис. 55, *б*).

Задача 4.11.

По данным геотермических наблюдений В. И. Лялько, проведенных в окрестностях пос. Форос (Южный Крым) в зоне шельфа Черного моря (табл. 34), построить карту изотерм дна моря (рис. 56). По характеру изотерм выявить очаг субмаринной разгрузки подземных вод. Во время проведения работ температура морской воды на ее поверхности составляла 25 °С и значительно отличалась от среднегодовой температуры (около 9 °С) на дне моря. Наблюдения проводились после длительного периода спокойного состояния моря в точках по створам, расположенным перпендикулярно к береговой линии и на расстоянии 50—70 м друг от друга.

4.3. ИЗУЧЕНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГЕОТЕРМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Региональные гидрогеологические и геотермические исследования показали, что для слоистого строения пород, когда водоносные горизонты разделяются слабопроницаемыми слоями, характерна взаимосвязь подземных вод через эти разделяющие слои, что фиксируется в структуре вертикального теплового поля.

При анализе форм термограмм ниже пояса постоянных температур в естественном режиме распределения температур для слоистой толщи выделяют три схемы, отражающие взаимосвязи водоносных горизонтов: 1) отсутствие вертикальной фильтрации через разделяющий пласт; распределение температур с глубиной является линейным, угол наклона прямой определяется по коэффициенту теплопроводности слоя (рис. 57, *а*); 2) наличие восходящей фильтрации; перетекание происходит из нижележащего в вышележащий горизонт, термограммы в интервале разделяющего слоя выпуклые (рис. 57, *б*); 3) наличие нисходящей фильтрации: перетекание происходит из вышележащего в нижележащий горизонт; термограммы в интервале разделяющего слоя вогнутые (рис. 57, *в*).

Форма и степень нелинейности термограммы отражают направление взаимосвязи и величину вертикальной фильтрации. Формула, описывающая распределение температур в однородном слое при постоянной скорости вертикальной фильтрации, имеет вид (в относительных величинах):

$$\overline{T} = \frac{T_z - T_0}{T_H - T_0} = \frac{\exp\left(\beta \frac{z}{H}\right) - 1}{\exp(\beta) - 1}. \qquad (4.8)$$

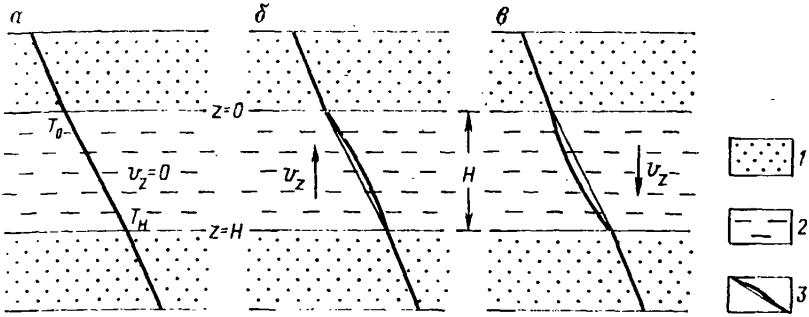


Рис. 57. Схематические термограммы в интервале однородного по теплопроводности разделяющего слоя (по И. Т. Гаврилову):

а — отсутствие взаимосвязи; *б* — наличие восходящей фильтрации; *в* — наличие нисходящей фильтрации; *1* — водоносные горизонты; *2* — слабопроницаемый разделяющий слой; *3* — термограмма

Степень нелинейности кривых относительных температур характеризуется параметром β, равным

$$\beta = \frac{\lambda}{C_0 \rho_0} v_z H, \qquad (4.9)$$

где λ — коэффициент теплопроводности разделяющего слоя мощностью H; C_0 — удельная теплоемкость пластовой жидкости; β — плотность жидкости.

Для различных значений β составлена серия теоретических кривых относительных температур (рис. 58) согласно формуле

$$\frac{T_z - T_0}{T_H - T_0} = f\left(\beta, \frac{z}{H}\right), \qquad (4.10)$$

где T_0, T_H, T_z — значение температуры соответственно в кровле, подошве и внутри рассматриваемого слоя.

При отрицательных значениях β фильтрация имеет восходящее направление, при положительных — нисходящее. Сопоставив фактические значения кривых относительных температур с теоретическими, определив значения C_0, λ, ρ_0 по справочным таблицам, рассчитывают скорость вертикальной фильтрации по уравнению (3.55). Получен-

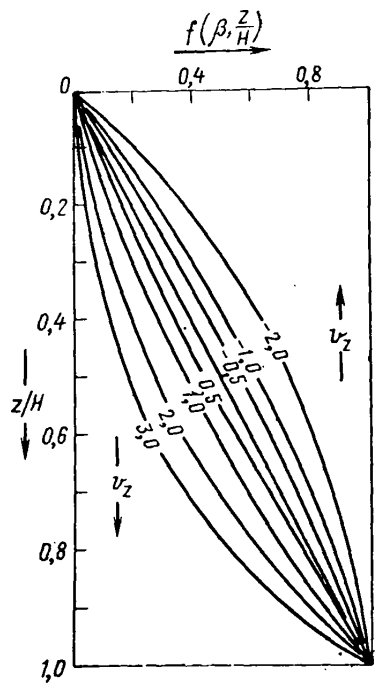


Рис. 58. Кривые относительных температур для различных значений β

ные результаты носят приближенный характер, если работы не сопровождаются непосредственным определением величины коэффициента теплопроводности по образцам исследуемого разреза. Параметры C_0 и ϱ_0 достаточно точно определяются по справочным таблицам. Зная разность напоров ΔH между смежными водоносными горизонтами, определяют значение коэффициента фильтрации слабопроницаемых грунтов по уравнению (3.56) и расходы на перетекание по уравнению (3.54).

Задача 4.12.

Оценить наличие взаимосвязи напорных водоносных комплексов геотемпературным методом, рассчитать скорости вертикальной фильтрации. Геологические условия представлены чередованием песков и глинистых прослоев (рис. 59, *А*). В разрезе выделяются I, II, III напорные водоносные комплексы и горизонт грунтовых вод; превышение напоров каждого из водоносных комплексов над уровнем грунтовых вод соответственно составляет 0,6; 1,9; 2,5 м.

Решение. 1. Соотношения напоров создают гидрогеологические предпосылки взаимосвязи подземных вод путем перетекания через слабопроницаемые слои.

2. Форма термограмм, разделяющих водоносные горизонты, выпуклая (см. рис. 59, *Б*), что говорит о наличии восходящего температурного потока.

3. По справочным таблицам [12] устанавливаем значения коэффициентов теплопроводности для разделяющих слоев.

4. Сопоставив фактические кривые относительных температур по скважинам с теоретическими, используя построенную палетку (см. рис. 58), определяем значение коэффициента β; C_0 и ρ_0 находим по справочным таблицам и определяем значение вертикальных скоростей. Их приближенные значения для I, II, III разделяющих слабопроницаемых пластов соответственно составляют $1{,}9 \cdot 10^{-3}$; $1{,}5 \cdot 10^{-3}$; $0{,}8 \cdot 10^{-3}$ м/сут (табл. 35).

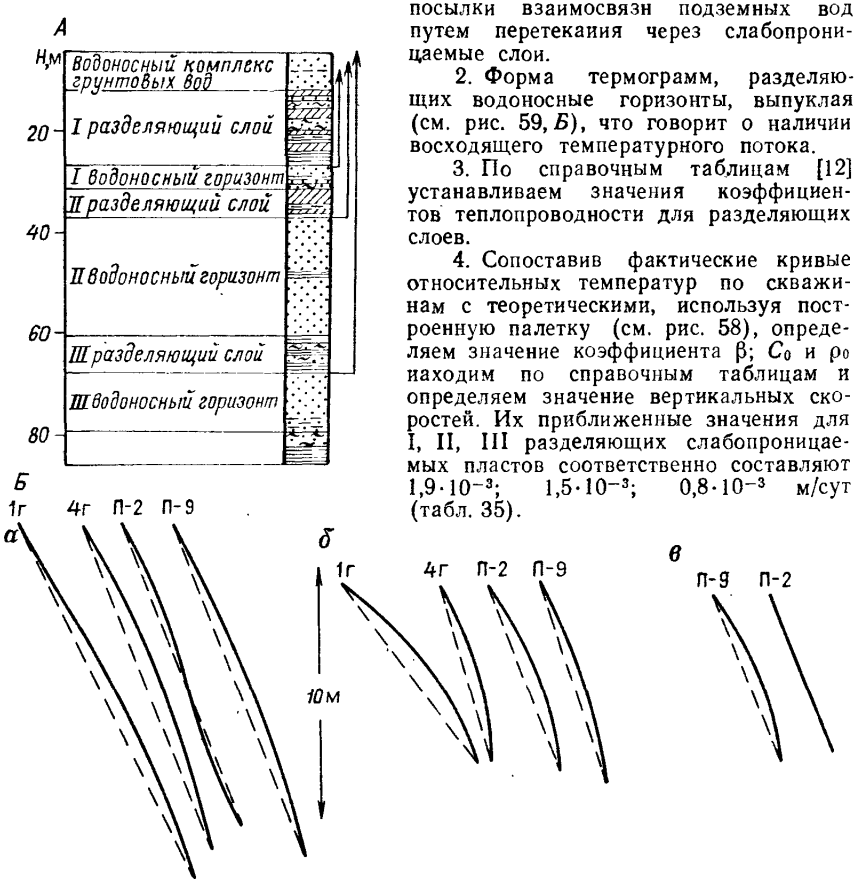


Рис. 59. Геолого-гидрогеологическая колонка опорного участка *(А)* и термограммы (по скв. 1 г, 4 г, П-2, П-9) для первого *(а)*, второго *(б)* и третьего *(в)* разделяющих слоев *(Б)*

Таблица 35. Результаты расчетов вертикальной фильтрации

Номер скважины	I разделяющий слой $\lambda_{ср}=1,3$			II разделяющий слой $\lambda_{ср}=1,1$			III разделяющий слой $\lambda_{ср}=1,2$		
	β	m	$v_z \cdot 10^{-3}$	β	m	$v_z \cdot 10^{-3}$	β	m	$v_z \cdot 10^{-3}$
1 г	0,6	12	1,45	1,5	8	4,6	—	—	—
4 г	1,0	13	2,25	0,5	7,6	1,6	—	—	—
П-2	—	—	—	0,4	6	1,63	0,2	6,6	0,8
П-9	0,6	11	1,75	0,5	8	1,52	0,4	6,6	1,6

5. Определяем значение коэффициентов фильтрации разделяющих слоев при следующих соотношениях напоров:

$\Delta H_{I} = 1,05$ м; $k_{I} = 2,2 \cdot 10^{-2}$ м/сут;
$\Delta H_{II} = 1,41$ м; $k_{II} = 7,9 \cdot 10^{-3}$ м/сут;
$\Delta H_{III} = 0,9$ м; $k_{III} = 5,1 \cdot 10^{-3}$ м/сут.

Контрольные вопросы

1. От каких причин может изменяться величина геотермических градиента, ступени? 2. О чем свидетельствует изменение геотермических градиента и ступени? От каких факторов зависит характер термограмм? 4. Какие могут быть формы термограмм в слоях, разделяющих водоносные горизонты?

Тема 5

Водно-физические свойства горных пород. Коллекторские свойства водоносных горизонтов

Основные гидрогеологические свойства ГГС (влажность, влагоемкость, водоотдача, водопоглощение или недостаток насыщения, проницаемость, водопроницаемость, влагопроводность, капиллярное поднятие) зависят от многих факторов, в частности от пористости пород, их гранулометрического состава и видов воды, содержащейся в породах (см. тему 1).

5.1. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

Для определения гранулометрического состава пород выполняют анализ, который состоит в расчленении породы на группы (фракции) с близкими по величине частицами.

Частицы	d, мм
Глинистые	$<0{,}005$
Пылеватые:	
мелкие	0,005—0,01
крупные	0,01—0,05
Песчаные:	
мелкие и тонкие	0,05—0,25
средние	0,25—0,5
крупные	0,5—1,0
очень крупные	1,0—2,0
Гравелистые:	
мелкие	2,0—5,0
средние	5,0—7,0
крупные	7,0—10,0
Галька	$>10{,}0$

Содержание частиц различного диаметра указывается в процентах и изображается в виде таблиц (табл. 36), графически в виде интегральных кривых или логарифмического графика (рис. 60). Крутизна кривых характеризует степень однородности породы: чем круче кривая, тем однороднее порода; степень однородности породы оценивается коэффициентом неоднородности

$$f = d_{60}/d_e, \qquad (5.1)$$

где d_{60} — диаметр частиц, меньше которого в породе содержится 60 % по весу частиц; d_e — действующий или эффективный диаметр меньше которого в породе содержится 10 % от всех частиц. При $f \leqslant 5$ порода считается однородной, при $f > 5$ — неоднородной.

Таблица 36. Журнал для определения действующего диаметра песка

Порода	Гранулометрический состав, %, по фракциям					Действующий диаметр, мм	Коэффициент неоднородности
	>1	1.0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	<0,05		
Песок среднезернистый	6,68	67,23	26,02	0,01	0,06	—	$\frac{0,67}{0,37} = 1,76$
Суммарное процентное содержание	100	93,32	26,09	0,07	0,06	0,37	

Существуют различные методы анализа: размеры зерен и частиц от 0,1 до 10 мм определяются ситовым анализом, мелкие фракции <0,1 мм — отмучиванием в спокойной воде [48].

Задача 5.1.

Определить лабораторным путем механический состав песка и его действующий диаметр.

Решение. 1. Пробу песка (около 50 г) просеять, использовав комплект сит, затем взвешиванием (с точностью до десятых долей грамма) и последующим расчетом определить процентное содержание каждой фракции. Занести результаты в табл. 36.

2. По данным первой строки табл. 36 заполнить вторую строку, для чего справа налево последовательно просуммировать процентное содержание фракций.

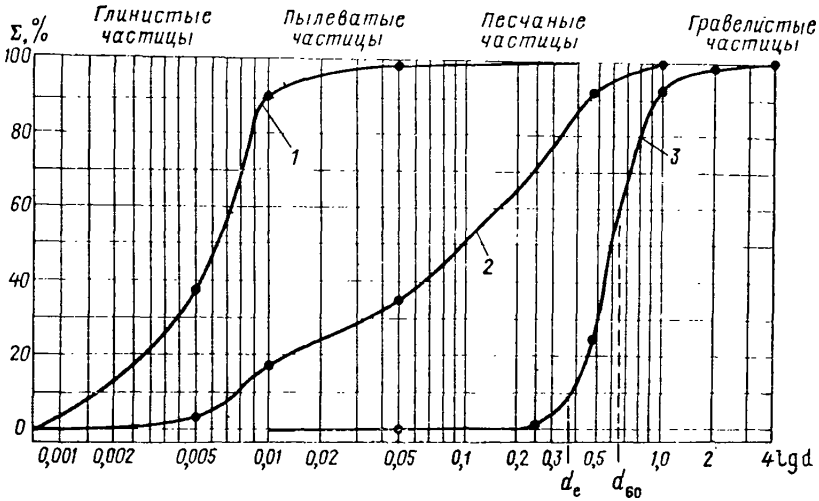


Рис. 60. Интегральные кривые механического состава пород:
1 — глина; *2* — суглинок; *3* — песок

3. Построить по данным табл. 36 логарифмический график. На оси абсцисс отложить логарифм наибольшего диаметра частиц данной фракции, по ординате — суммарный процент всех предыдущих фракций, включая данную. Точки соединить плавной кривой. Как видно из рис. 60, кривые механического состава песков располагаются в правой части графиков, глин и суглинков — сдвинуты влево.

4. Определить величину эффективного диаметра d_e. Для этого на оси ординат найти точку, соответствующую 10 %-ному суммарному содержанию частиц, провести из нее линию, параллельную оси абсцисс, до пересечения с кривой. Из точки пересечения восстановить перпендикуляр к оси абсцисс и найти на ней искомую величину (см. рис. 60).

5. Аналогично определить по графику диаметр d_{60} и по формуле (5.1) найти коэффициент неоднородности f. Все вычисления занести в табл. 36.

5.2. ПОРИСТОСТЬ И ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Скважность пород. Различные по происхождению и формам пустоты горных пород, в которых содержится и движется подземная вода, обусловливают так называемую скважность пород. Г. Н. Каменский предлагает различать следующие виды скважности [15]:

1) пористость зернистых и обломочных пород, зависящая от величины и формы пор (пески, супеси и др.);

2) пористость структурных пород, зависящая от их структурных особенностей, (лёсс, лёссовидные суглинки и глины); для этих пород одновременно характерен и первый вид пористости;

3) трещиноватость скальных и полускальных пород, имеющая литогенетическое, тектоническое или экзогенное происхождение. Карстовые трещины, пустоты, воронки и т. п. образуют так называемую кавернозность;

4) смешанный вид пористости и трещиноватости, характерный для многих видов твердых пород (мел, пористые известняки, опоки, пемза, известковые туфы и т. п.). Ниже приводится средняя пористость некоторых горных пород;

	n, %
Изверженные породы	1—2
Метаморфические породы	1—4
Известняки, доломиты	3—5
Песчаники	10—20
Мел	30
Опока	35
Пески	35
Пески однородные	35—38
Пески разнозернистые	28—32
Покровные суглинки	35
Лёссовидные суглинки	45
Глины	35—40
Торф	80

Смешанный вид пористости называют двойной пористостью. Трещиноватость может быть весьма неравномерной и представлять совокупность очень крупных трещин, разбивающих породу

на блоки, и мелких, секущих блоки. Такую трещиноватость называют двойной, а среду гетерогенной.

Количественно пористость выражается отношением объема пустот V_n к объему всей породы V или к объему скелета породы V_s. В первом случае эта величина называется *пористостью*, или *коэффициентом пористости*

$$n = V_n/V, \tag{5.2}$$

во втором — приведенной пористостью, или *коэффициентом приведенной пористости* ε

$$\varepsilon = n/(1-n). \tag{5.3}$$

Пористость и трещиноватость влияют на гидрогеологические свойства горных пород (проницаемость, влагоемкость, водоотдачу и др.), а также на условия движения в них подземных вод.

Виды пористости и трещиноватости. По размерам поры и трещины делят на три группы (табл. 37)

В некапиллярных порах и трещинах подземная вода передвигается свободно под действием силы тяжести или гидростатического напора, в капиллярных — при значительном влиянии капиллярных сил, в субкапиллярных — вся вода оказывается физически связанной молекулярными силами и практически не движется.

Различают следующие виды пористости и трещиноватости: общую, открытую, динамическую или эффективную. *Общая* пористость характеризует весь объем порового (трещинного) пространства. Под *открытой* понимают пористость (трещиноватость), характеризующую объем открытых сообщающихся пор (трещин), *динамическая* учитывает наличие физически связанной воды и оценивает тот объем порового (трещинного) пространства, в котором может происходить свободное движение подземной воды. В породах с некапиллярными порами и трещинами практически общая, открытая и динамическая пористость (трещиноватость) совпадают, с капиллярными — общая больше открытой, а последняя больше динамической. Породы с субкапиллярной скважностью характеризуются высокой общей пористостью и практически не имеют открытой и дина-

Таблица 37

Группа	Размер, мм	
	пор	трещин
Некапиллярные	>0,5	>0,25
Капиллярные	0,5—0,002	0,25—0,0001
Субкапиллярные	<0,002	<0,0001

мической пористости. С глубиной пористость и трещиноватость уменьшаются вследствие увеличения давления.

Трещины наблюдаются в магматических, метаморфических и осадочных горных породах. Их появление связано с различными процессами (тектоническими, выветриванием, карстообразованием, и т. п.). Трещины бывают разной раскрытости, формы, размеров. Крупные трещины разбивают породу на блоки. Образуется гетерогенная среда, в которой вода свободно движется в крупных трещинах и находится частично в физически связанном состоянии внутри блоков с капиллярной и субкапиллярной трещиноватостью. Количественно она оценивается коэффициентом трещиноватости $n_т$. Трещиноватость изучается лабораторными и главным образом полевыми методами.

Методы изучения пористости. Пористость горных пород определяется: а) в лаборатории опытным путем на образцах рыхлых песчаных пород с помощью порозиметров разной конструкции и методом насыщения; б) вычислениями по плотности и объемной массе (для рыхлых пород); в) в полевых условиях визуальным изучением естественных обнажений (для полускальных и скальных пород при изучении их трещиноватости); г) в полевых условиях опытными гидрогеологическими и геофизическими работами.

При известных плотности и объемной массе скелета породы коэффициент пористости рассчитывается по формуле

$$n=\left(1-\frac{\delta}{\Delta}\right)\cdot 100\ \%. \qquad (5.4)$$

Плотность породы Δ — отношение массы твердых частиц к их объему. Объемная масса скелета породы δ — отношение массы твердых частиц к объему всей породы при данной пористости. Подробно методы изучения пористости изложены в работах В. М. Добрынина и Ш. К. Гиматудинова, а также в Справочном руководстве гидрогеолога (1979 г.).

Задача 5.2.
Используя данные табл. 39, формулы (5.3) и (5.4), рассчитать коэффициенты пористости и приведенной пористости.

5.3. ВЛАЖНОСТЬ

Виды влажности. *Влажностью* породы называется содержание в ней того или иного количества воды. Естественная влажность — количество воды, содержащееся в породе в естественных условиях. Различают влажность весовую и объемную. Весовая влажность θ — это отношение массы воды в породе к массе абсолютно сухой породы. Объемная влажность $\theta°$ — отношение объема воды, заключенной в породе, к объему всей

Таблица 38. Журнал для определения влажности пород*

Номер бюкса	Масса бюкса, г	Масса бюкса с влажной породой, г	Масса бюкса с высушенной породой, г			Влажность, %
			I	II	III	

* Необходимое оборудование: бюксы, технические весы с разновесами, сушильный шкаф.

породы. Весовая и объемная влажности связаны между собой соотношением

$$\theta^{\circ} = \theta\delta. \tag{5.5}$$

Коэффициент относительной влажности K^{θ} указывает, какая часть пор занята водой, и определяется по формуле (1.9), в которой $\theta_{\text{п}}$ равно пористости n. Относительная влажность в зоне насыщения равна единице; в зоне аэрации она изменяется в широких пределах от 0,01 до 0,9.

Методы определения влажности. Методы определения влажности горных пород подразделяются на две группы: первая основана на удалении воды из пор породы; это в основном лабораторные определения; во второй влажность определяется без удаления воды из пор породы; это преимущественно полевые методы (электрометрические, электроемкостные, радиоактивные и др.)*.

Из лабораторных методов наибольшее распространение получили термические, при которых влажность определяется путем высушивания предварительно взвешенного образца до постоянной массы и последующим расчетом по формуле

$$\theta = \frac{g_1 - g_2}{g_2 - g_0} 100\ \%, \tag{5.6}$$

где g_1 — масса бюкса с влажной породой; g_2 — масса бюкса с высушенной породой; g_0 — масса бюкса.

Задача 5.3.

Определить влажность термическим методом.

Решение. 1. Разместить равномерно 3—10 г исследуемой породы в предварительно взвешенный на технических весах бюкс с точностью до 0,01 г (g_0) и взвесить его (g_1).

2. Поставить бюкс в сушильный шкаф или термостат и высушить до постоянной массы g_2 при температуре 105 °С. Высушивать от 30 мин до 6—8 ч. Постоянство массы определить повторным взвешиванием. Результат записать в табл. 38.

3. Рассчитать влажность по формуле (5.6).

* Эти методы рассматриваются в курсах «Геофизика», «Методы гидрогеологических исследований».

Таблица 39. Данные лабораторных определений

Порода	Плотность Δ г/см³	Объемная масса скелета породы δ, г/см³	Естественная весовая влагоемкость θ_e, %	Влагоемкость (объемная), %	
				$\theta_п$	$\theta_{мм}$, $\theta_{нв}$
Песок:					
разнозернистый	2,7	1,82	16,0	31,2	16,2
глинистый	2,7	1,60	18,6	39,7	27,7
мелкозернистый	2,68	1,58	16,3	40,5	22,5
среднезернистый	2,69	1,81	15,0	31,0	18,0
»	2,69	1,90	14,8	29,0	11,0
»	2,70	1,82	14,5	31,0	10,0
»	2,70	1,80	18,1	31,5	7,5
Супесь	2,71	1,66	19,0	39,0	30,0
Суглинок	2,62	1,71	21,0	39,5	31,5
»	2,72	1,63	23,0	38,0	29,0

Задача 5.4.

При изыскании в связи с орошением были отобраны образцы пород для лабораторных исследований. Значения некоторых водно-физических свойств пород приведены в табл. 39. Вычислить коэффициент относительной влажности пород по формуле (1.9). Указать, какие пробы отобраны из зоны насыщения, какие из зоны аэрации (см. тему 1).

5.4. ВЛАГОЕМКОСТЬ

Виды влагоемкости. *Влагоемкость* — способность породы поглощать и удерживать некоторое количество воды. Различают породы: весьма влагоемкие (торф, глины, суглинки), слабо влагоемкие (мел, рыхлые песчаники), невлагоемкие (скальные породы, пески, галечники). В зависимости от вида воды различают влагоемкость: полную, капиллярную, молекулярную и гигроскопическую. Два первых вида определяют количество свободной воды, два последних — физически связанной. Влагоемкость выражается в долях единицы или процентах.

Полной влагоемкостью $\theta_п$ называется максимальное содержание в породе воды при полном насыщении ею пор. Для песков она обычно равна пористости, если в них нет защемленного воздуха. В этом случае величина влагоемкости вычисляется по той же формуле (5.4), что и пористость. Полная влагоемкость песков определяется в лабораторных условиях методом насыщения. Для суглинистых и глинистых пород, увеличивающих объем при насыщении, она больше пористости и равна влажности набухания. Величина $\theta_п$ зависит от механического состава породы и ее структуры. Используется при вычислении величин водоотдачи и недостатка насыщения.

Капиллярной влагоемкостью $\theta_к$ называется максимальное количество воды, удерживаемое в породе в результате капиллярных сил. В рыхлых породах, особенно в песках, поры имеют

различную величину и значение капиллярной влагоемкости изменяется по вертикали: в нижней части зоны непосредственно над уровнем грунтовых вод оно близко к значению полной влагоемкости; по направлению вверх постепенно уменьшается и приближается к величине максимальной молекулярной влагоемкости (см. рис. 11). Определяется в лаборатории путем нахождения кривой распределения влаги в высокой колонне или в поле в результате послойного определения влажности образцов породы, отобранных по разрезу в зоне аэрации до уровня грунтовых вод. Знание капиллярной влагоемкости нужно при изучении движения воды в зоне аэрации (см. тему 6).

Максимальной молекулярной влагоемкостью $\theta_{мм}$ (по А. В. Лебедеву) называется максимальное количество воды, удерживаемой частицами породы силами молекулярного притяжения. Глинистые породы могут удерживать воду сверх этого количества капиллярными силами, коллоидными связями и т. п. В почвоведении (А. А. Роде, П. С. Коссович) это количество воды, удерживаемое в породе в подвешенном состоянии независимо от механизма удержания, называют *наименьшей или полевой влагоемкостью* $\theta_{нв}$.

Ниже приведены значения наименьшей влагоемкости $\theta_{нв}$ (по А. А. Роде), %:

Песок	3—5
Супесь	10—12
Суглинок и глина	12—22 и более

и максимальной молекулярной влагоемкости для отсеянных фракций (по А. В. Лебедеву):

d, мм	$\theta_{мм}$, %	*d*, мм	$\theta_{мм}$, %
1—0,5	1,57	0,1—0,05	4,75
0,5—0,25	1,60	0,05—0,005	10,18
0,25—0,1	2,73	0,005—0	44,85

Максимальная молекулярная и наименьшая влагоемкости зависят от состава породы и ее удельной поверхности и для данной породы являются величинами постоянными (см. рис. 11). А. В. Лебедев рекомендует следующие методы определения максимальной молекулярной влагоемкости:

1) высоких колонн, заключающийся в определении величины влажности в колонне породы над капиллярной зоной после полного стекания гравитационной воды (применим для песчаных пород);

2) влагоемких сред, основанный на удалении из образца породы гравитационной воды путем отжатия его в прессе среди слоев фильтровальной бумаги (применим для глинистых пород и песков, не содержащих частиц диаметром крупнее 0,5 мм);

3) центрифугирования, позволяющий удалить гравитационную воду из образца породы при помощи мощной центрифуги (применим для любых рыхлых пород).

Таблица 40. Максимальная гигроскопичность (по Г. Н. Каменскому)

Порода	Максимальная гигроскопичность, %	Поверхность частиц 1 г почвы, м²
Песок мелкий кварцевый	0,03	0,14
Супесь	1,40	5,60
Почва среднесуглинистая	3,00	12,00
Каолин	3,19	21,60
Почва тяжелая глинистая	23,81	95,24

Величина $\theta_{мм}$ или $\theta_{нв}$ характеризует влажность границы перехода связанной воды в свободную и используется для вычисления величины водоотдачи.

Максимальной гигроскопической влагоемкостью $\theta_г$ называется предельное количество парообразной воды, которое может быть поглощено породой из воздуха при относительной его влажности 94 %. Для данной породы эта величина является постоянной. Чем больше суммарная поверхность частиц, тем больше гигроскопичность породы (табл. 40).

Неполная гигроскопическая влагоемкость определяется так же, как и влажность. Описание других способов приведено в работе Г. Н. Каменского.

Максимальной адсорбционной влагоемкостью $\theta_{ад}$ называется наибольшее количество воды, которое порода может прочно связать. При связывании абсолютно сухой породой (высушенной до постоянной массы при 105 °С) движущихся молекул жидкой воды их кинетическая энергия переходит в теплоту смачивания. Максимальную адсорбционную влагоемкость определяют по величине теплоты смачивания.

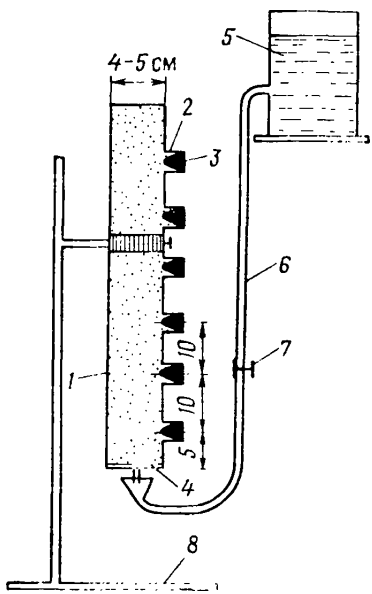


Рис. 61. Схема прибора для определения влагоемкости методом высоких колонн:

1 — стеклянный цилиндр высотой не менее 100 см, сечением 4—5 см; *2* — отростки диаметром 2—3 см; *3* — резиновые пробки; *4* — сетка; *5* — напорный бачок; *6* — резиновый шланг с воронкой на конце; *7* — зажим; *8* — штатив

Задача 5.5

Определить лабораторным путем полную влагоемкость и открытую пористость песчаных пород методом насыщения.

Решение. 1. В предварительно взвешенный бюкс сыпать песок с легкой трамбовкой. Насытить его водой до появления тонкой пленки, взвесить бюкс. Все данные записать в табл. 38. При насыщении погрузить бюретку в песок

Таблица 41. Журнал для определения капиллярной и максимальной молекулярной влагоемкости

Номер образца	Высота отбора образца снизу, см	Весовая влажность, %	Зона влажности	Вид влагоемкости и ее величина, %
1	90	2,05	Зона постоянной влажности	Максимальная молекулярная, около 2 %
2	80	2,01		
3	70	1,94		
4	60	1,99		
5	50	2,10		
6	40	2,34	Зона переменной влажности	Капиллярная, от 2,4 до 16,3 %
7	30	6,51		
8	20	16,17		
9	10	16,32	Зона наибольшей влажности	Полная, 16,3 %
10	0	16,25		

с какой-либо одной стороны и медленно приливать воду, чтобы создать условия для удаления воздуха из пор. Записать объем израсходованной воды.

2. Высушить песок до постоянной массы и, взвесив его, определить величину полной влагоемкости по формуле (5.6).

3. Рассчитать пористость по формуле (5.2), предварительно определив объем всей породы V по объему бюкса. Необходимое оборудование: бюкс известного объема, технические весы с разновесами, сушильный шкаф, кружка для воды, трамбовка.

Задача 5.6.

Определить максимальную молекулярную и капиллярную влагоемкость песков методом высоких колонн.

Решение. 1. В стеклянную трубку с боковыми отростками и нижним концом, закрытым сеткой, насыпать и легко уплотнить песок. Высота столба песка должна быть больше высоты капиллярного поднятия (рис. 61).

2. Насытить песок снизу водой, поднимая постепенно напорный бачок до появления сверху тонкой пленки воды.

3. Сняв резиновую трубку, дать воде свободно стечь. Открыть боковые отростки, отобрать через них образцы песка и определить влажность, как указано в задаче 5.3. Данные опыта записать в журнал (табл. 41).

4. Построить эпюру, выделив на ней зоны влажности. Необходимое оборудование: прибор, чашка для воды, бюксы, сушильный шкаф, технические весы с разновесами, трамбовка.

5.5. ВОДООТДАЧА

Различают гравитационную и упругую водоотдачу. Знание водоотдачи необходимо при изучении неустановившегося движения подземных вод. Этой величиной оцениваются емкостные свойства водоносных горизонтов (см. тему 1).

Гравитационная водоотдача характеризует то количество воды $V_в$, которое отдает единица объема породы при

Таблица 42

Порода	μ, доли единицы
Суглинки песчаные	0,005—0,05
Супеси	0,05—0,10
Пески:	
тонкозернистые	0,10—0,15
мелкозернистые	0,15—0,20
среднезернистые	0,20—0,25
крупнозернистые и гравелистые	0,25—0,35
Известняки трещиноватые	0,001—0,10
Песчаники трещиноватые	0,02—0,03

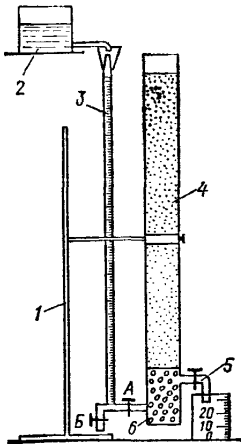


Рис. 62. Схема прибора для определения водоотдачи (по Н. Н. Биндеману):
1 — штатив; *2* — напорный бачок; *3* — пьезометр с зажимами; *4* — трубка; *5* — сливной край; *6* — гравийный фильтр

стекании из него свободной гравитационной воды в результате снижения уровня на ΔH

$$\mu = \frac{V_в}{F\Delta H}, \qquad (5.7)$$

где F — площадь данного объема породы.

Водоотдача выражается в процентах или долях единицы, численно равна динамической пористости, средние ее значения приведены в табл. 42. Водоотдача изменяется во времени, так как процесс стекания воды не мгновенный. Величина ее зависит от величины пор и трещин в породах, их структуры и т. п. Породы с крупными порами и трещинами обладают хорошей водоотдачей. Глинистые мелкозернистые пески, супеси, суглинки, тонкотрещиноватые породы плохо отдают воду и характеризуются весьма малой величиной водоотдачи (см. табл. 42).

Различают три группы методов определения μ:

1) по формулам при известных значениях полной, молекулярной, наименьшей влагоемкости или при известном коэффициенте уровне- и пьезопроводности a;

2) опытным путем в лаборатории (для песков);

3) полевыми опытно-фильтрационными работами и по наблюдениям за режимом подземных вод *.

* Эти методы рассматриваются в курсе «Динамика подземных вод».

Водоотдача для песков вычисляется как разность полной и максимальной молекулярной влагоемкостей

$$\mu = \theta_п - \theta_{мм}. \quad (5.8)$$

Приближенно вместо $\theta_п$ можно пользоваться значением пористости. В этом случае не учитывается наличие защемленного воздуха. Для глинистых пород, удерживающих в связанном состоянии воды больше, чем максимальная молекулярная влагоемкость, водоотдача определяется как разность полной и наименьшей влагоемкостей

$$\mu = \theta_п - \theta_{нв}. \quad (5.9)$$

Данные метода высоких колонн дают возможность рассчитать гравитационную водоотдачу, используя формулу (5.8). На эпюре влажности (см. рис. 11) распределение гравитационной водоотдачи по вертикали показано заштрихованной площадью.

Если известна величина коэффициента уровнепроводности пласта a, то гравитационную водоотдачу можно определить из формулы (1.7), записав ее относительно μ

$$\mu = T/a, \quad (5.10)$$

где T — известная водопроводимость

В лабораторных условиях для песчаных пород величину гравитационной водоотдачи определяют в специальном приборе, предложенном Н. Н. Биндеманом (рис. 62). Прибор состоит из алюминиевой или стеклянной трубки высотой 1,5—2 м и диаметром 3—4 см. В нижней части трубки находятся сливной кран и пьезометр с двумя зажимами. Зажим A служит для отключения пьезометра от трубки, зажим $Б$ — для выпуска воды из пьезометра. Водоотдача определяется по объему свободно вытекающей из трубки воды. Этот объем вычисляется по соответствующему понижению уровня воды в пьезометре. Величина водоотдачи рассчитывается по формуле

$$\mu = \frac{z}{\Delta h - h_к}. \quad (5.11)$$

Здесь $h_к$ — высота капиллярного поднятия породы; Δh — понижение уровня воды в пьезометре при вытекании из трубки слоя воды толщиной

$$z = V/F, \quad (5.12)$$

где V — объем вытекшей воды; F — площадь поперечного сечения трубки.

Задача 5.8.

Рассчитать величину водоотдачи по данным лабораторных исследований.

Используя данные табл. 41, вычислить для песка по формуле (5.8) значение гравитационной водоотдачи.

Решение. 1. Согласно табл. 41 весовая полная влагоемкость равна 16,3 %, а объемная — по формуле (5.5) при $\delta = 1{,}8$ г/см^3 (см. табл. 39) $\theta_п = 29{,}3$ % или в долях единицы $\theta_п = 0{,}29$. Весовая максимальная молекуляр-

Таблица 43. Журнал для определения водоотдачи *

Номер образца	Номер опыта	Δh, см	V', см³	$\Delta h'$, см	V, см³	$h_к$, см	z, см	μ
1	1	50	30	+2,0	34	34	3,0	0,19
	2	50	40	−2,8				
	3	50	50	−7,0				

* Необходимое оборудование и материалы: прибор, чашки для воды, линейка, мензурка, трамбовка.

ная влагоемкость составляет 2 %, соответственно объемная 3,6 % или округленно в долях единицы 0,04.

2. По формуле (5.8) найдем $\mu = 0{,}29 - 0{,}04 = 0{,}25$. Вычислив для каждого образца значение μ, построим эпюру (см. рис. 11).

Задача 5.9.

Используя данные табл. 39, вычислить по формуле (5.8) значения μ. Оценить величину емкостных свойств для изучения пород.

Задача 5.10.

Определить лабораторным путем величину водоотдачи (по Н. Н. Биндеману).

1. Собрать прибор Биндемана как показано на рис. 62.

2. Загрузить в трубку слой гравия, верхняя поверхность которого на 2—3 см превышает входное отверстие сливного крана. При закрытых кранах заполнить снизу прибор водой до уровня, превышающего на 1 см поверхность гравелистого фильтра.

3. Загрузить на высоту до 1,5 м порциями песок с легкой трамбовкой и постепенным насыщением его водой снизу вверх через пьезометр. Над поверхностью песка оставить тонкий слой воды (1—2 мм). Уровень воды в пьезометре должен соответствовать этому уровню воды.

4. Закрыть зажим *А* и через зажим *Б* снизить уровень воды в пьезометре на высоту Δh, превышающую капиллярное поднятие $h_к$.

5. При закрытых зажимах *А* и *Б* выпустить через сливной кран некоторый объем воды V'. Закрыть сливной кран и, открыв зажим *А*, замерить изменение уровня воды в пьезометре $\Delta h'$. Если после выпуска воды из трубки уровень в ней окажется ниже уровня воды в пьезометре, то после открытия зажима *Б* в пьезометре будет наблюдаться изменение уровня. Записать полученные данные в журнал (табл. 43). Повторить не менее трех раз выпуск воды из трубки, снижая каждый раз уровень в пьезометре на величину Δh.

6. Определить, какой объем V воды надо выпустить из трубки через сливной кран, чтобы уровень воды в пьезометре, сниженный предварительно на Δh, остался в покое. Для этого надо построить график, на оси x которого отложить объемы воды, выпущенные из трубки, по оси y — соответствующие им изменения уровня воды в пьезометре $\Delta h'$. Эти изменения с соответствующим знаком следует откладывать от горизонтальной линии, ордината которой равна величине $\Delta h'$. Соединить полученные точки прямой (рис. 63) и найти точку пересечения прямой с ординатой Δh. Это и будет искомая величина объема V.

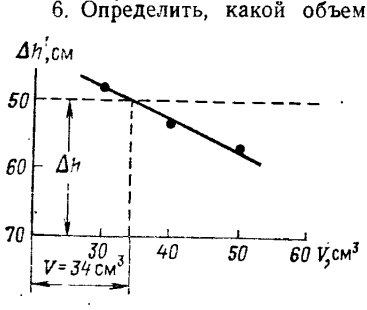


Рис. 63. Кривая $V = f(\Delta h')$ при определении водоотдачи на приборе Биндемана

Опыт повторить два-три раза при

различных значениях Δh. Полученные данные записать в журнал (см. табл. 43). Рассчитать величину водоотдачи по формуле (5.11).

Упругая водоотдача характеризует то количество свободной воды $V_в^*$, которое может быть отдано единицей объема пласта мощностью m за счет проявления его упругих свойств β^* при единичном изменении в нем напора (или давления)

$$V_в^* = \beta^* m F \Delta_в \Delta H, \tag{5.13}$$

где β^* — коэффициент упругоемкости пласта; F — площадь данного объема пласта; $\Delta_в$ — плотность воды; ΔH — снижение уровня.

В соответствии с определением

$$\mu^* = \frac{V_в^*}{F \Delta H}, \tag{5.14}$$

подставив формулу (5.13) в (5.14), получим

$$\mu^* = \Delta_в \beta^* m, \tag{5.15}$$

что впервые было показано Ф. М. Бочевером в 1961 г.

Коэффициент β^*, согласно В. Н. Щелкачеву, определяется как

$$\beta^* = n\beta_в + \beta_с, \tag{5.16}$$

где n — открытая пористость; $\beta_в$, $\beta_с$ — коэффициенты объемного сжатия (или расширения) соответственно воды и пористой среды, слагающей породу.

Коэффициент объемного сжатия β — обратная величина модулю упругости Юнга

$$\beta = 1/E. \tag{5.17}$$

Принимая для пресной воды $E = 2000$ МПа, найдем $\beta_в = 0{,}5 \cdot 10^{-3}$ МПа$^{-1}$ или $\beta_в = 0{,}5 \cdot 10^{-5}$ 1/м. В. М. Шестаков коэффициент упругости породы определил как

$$\eta^* = \frac{\Delta_в}{1+\varepsilon}(\varepsilon\beta_в + a_v), \tag{5.18}$$

где a_v — коэффициент уплотнения (сжимаемости) породы (коэффициент компрессии); ε — приведенная пористость.

Соответственно коэффициент упругоемкости пласта равен

$$\mu^* = m\eta^* = \frac{\Delta_в m}{1+\varepsilon}(\varepsilon\beta_в + a_v). \tag{5.19}$$

По физическому содержанию коэффициенты a_v и $\beta_с$ одинаковы. В том и другом случаях предполагается, что уплотнение породы происходит главным образом за счет значительного уплотнения упаковки зерен в заданном объеме и их упругой деформации.

Таблица 44. Коэффициент сжимаемости пор осадочных пород (по В. М. Добрынину)

Породы	β_c, 10^{-3} Па$^{-1}$ или β_c, 10^{-4} 1/м			
	$P_c = 8$ МПа, $h = 300$—500 м	$P_c = 16$ МПа, $h = 650$—1000 м	$P_c = 32$ МПа, $h = 1300$—2000 м	$P_c = 64$ МПа, $h = 2500$—4000 м
Песчаники с глинистым цементом	1,15	0,95	0,45	0,35
Песчаники, алевролиты с глинисто-карбонатным цементом	2,75	1,50	0,70	0,32
Аргиллиты сильно уплотненные	2,45	1,45	0,75	0,32
Известняки кристаллические и мергели плотные ($n = 1{,}6$—2 %)	>7,0	4,5	2,25	0,8

От коэффициента η^* легко перейти к β^*, если вместо ε использовать n, имея в виду формулу (5.3):

$$\eta^* = \Delta_в [n\beta_в + (1-n)a_v] = \Delta_в (n\beta_в + \beta_c) = \Delta_в \beta^* \qquad (5.20)$$

при $\beta_c = (1-n)a_v$.

Коэффициенты a_v и β_c зависят от вида породы и глубины ее залегания. Как видно из табл. 44, β_c уменьшается с ростом глубины и давления на скелет породы. Для карбонатных пород коэффициент сжимаемости пор выше, чем для зернистых сцементированных.

Таблица 45. Гравитационно-упругая водоотдача пород (по Ф. М. Бочеверу) (неглубокое залегание)

Породы (пористость)	μ^*, доли единицы	
	Плотные породы	Породы средней плотности
Глинистые (при естественной влажности 15—25 %)	$(6-7)\cdot10^{-3}$	$(15-9)\cdot10^{-3}$
Пески:		
пылеватые, супеси	$(17-40)\cdot10^{-3}$	$20\cdot10^{-3}$
мелкозернистые	$(8-6)\cdot10^{-3}$	$(10-8)\cdot10^{-3}$
среднезернистые	$(5-4)\cdot10^{-3}$	
гравелистые		
Галечно-гравелистые	$(4-3)\cdot10^{-3}$	—
Известняки (0,1)	$(1{,}4-1{,}25)\cdot10^{-5}$	—
Песчаники (0,05)	$(6{,}85-0{,}8)\cdot10^{-5}$	—
Изверженные (0,01)	$(0{,}35-0{,}2)\cdot10^{-5}$	

Примечание. При вычислении приняты: мощность пласта $m = 20$ м; плотность воды $\Delta_p = 10^4$ Н/м^3; модуль упругости воды $E = 2000$ МПа.

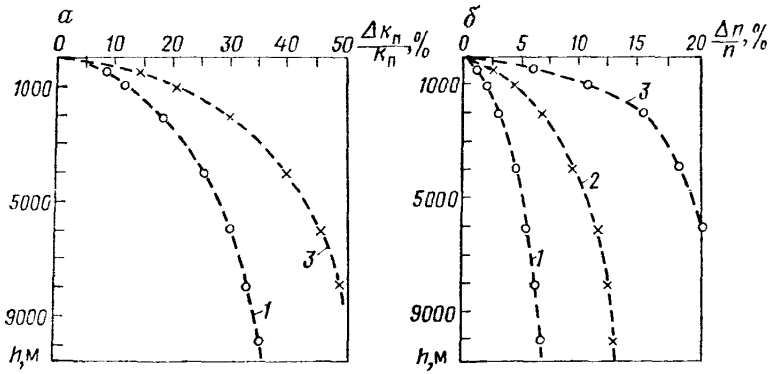


Рис. 64. Графики зависимости коэффициентов относительной проницаемости $\Delta k_п/k_п$ *(а)* и относительной пористости $\Delta n/n$ *(б)* от глубины:

1 — песчаники, хорошо отсортированные с глинистым цементом; *2* — то же, плохо отсортированные; *3* — известняки трещиноватые кристаллические и мергели

В. М. Шестаков приводит по данным разных авторов значения η^* 10^{-4} 1/м для глубин 50—200 м: пески 0,5÷2,0; глинистые и алевритовые породы 1÷4,0; песчаники и алевриты 0,3÷÷1,0; мел 3÷5; известняки и мергели 1÷4; для глубин 10—50 м: пески 1,4÷7; глины 4÷7. Для a_v характерны значения на небольших глубинах 10^{-3}—10^{-4} 1/м, на значительной глубине $(1÷5)\cdot 10^{-5}$ 1/м.

Уменьшение коэффициента относительной пористости $\Delta n/n$ некоторых осадочных пород от глубины вследствие их упругого сжатия показано на графике (рис. 64), построенном нами по материалам В. М. Добрынина. Значения гравитационно-упругой водоотдачи для некоторых пород приведены в табл. 45.

Сжимаемость воды $\beta_в$ зависит от давления, температуры, количества растворенного газа и ее минерализации. Увеличение пластового давления и минерализации воды уменьшает сжимаемость, а повышение температуры и увеличение количества растворенного газа увеличивают ее.

Упругая водоотдача определяется расчетом по формулам (1.8), (5.15), (5.19), из формулы (1.8) по данным лабораторных определений $\beta_в$, $\beta_с$, β^*, a_v и полевыми методами.

Задача 5.11.

Используя данные табл. 44, рис. 64, *б* и формулу (5.15), вычислить значение μ^* для пласта мощностью $m=20$ м, насыщенного пресной водой, при $\Delta_в=10^4$ Н/м³, $\beta_в=0{,}5\cdot 10^{-5}$ 1/м. Пористость песчаников и аргиллитов принять равной 15 %. Полученные результаты сравнить с данными табл. 45.

Решение. 1. Находим по формуле (5.16) коэффициент β^* для песчаника с глинистым цементом при глубине залегания 300—500 м: $\beta^*=0{,}15\cdot 0{,}5\cdot 10^{-9}+1{,}15\cdot 10^{-8}=1{,}9\cdot 10^{-8}$ $Па^{-1}$ или $1{,}9\cdot 10^{-4}$ 1/м при условии, что пористость практически не изменилась (см. рис. 64, *б*).

2. Определим по формуле (5.15) $\mu^*=10^{-4}\cdot 1{,}9\cdot 10^{-8}\cdot 20=3{,}8\cdot 10^{-3}$.

3. Для глубины залегания 1000 м пористость уменьшается на 5 % (см. рис. 64, *б*) и равна 0,142. Тогда $\beta^*=1{,}86\cdot10^{-8}$ Па$^{-1}$ и $\mu^*=3{,}7\cdot10^{-3}$.

4. Сравнив эти значения μ^* с приведенными в табл. 45, видим, что они различаются на два порядка.

Задача 5.12.

Используя данные табл. 45 для песков и формулы (5.15), (5.16), (5.20), найти величину β^*, β_c и a_v, приняв $n=0{,}35$; $m=20$ м, воду пресной с $\Delta_в=10^{-4}$ Н/м^3 и $E=2000$ МПа. Сравнить для песка полученное значение μ^* с величиной гравитационной водоотдачи μ и сделать выводы о соотношении емкостных свойств.

Решение. 1. Найдем из табл. 45 для песков значение $\mu^*=7\cdot10^{-3}$. Вычислим из формулы (5.15) значение β^*, приняв $m=20$ м,

$$\beta^* = \frac{\mu^*}{\Delta_в m} = \frac{7\cdot10^{-3}}{10^4\cdot20} = 3{,}5\cdot10^{-8}\ Па^{-1}$$

или $\beta^*=3{,}5\cdot10^{-4}$ 1/м.

2. Из формулы (5.16) определим β_c. Имея в виду, что $\beta_0=1/E=0{,}5\cdot10^{-4}$ 1/м, при $n=0{,}35$ имеем $n\beta_в=1{,}75\cdot10^{-4}$ 1/м. Тогда $\beta_c=1{,}75\cdot10^{-4}$ 1/м.

3. Значение a_v находим из формулы (5.20)

$$a_v = \frac{\beta_c}{1-n} = \frac{1{,}75\cdot10^{-4}}{0{,}65} = 2{,}7\cdot10^{-4}\ 1/м.$$

4. Гравитационно-упругая водоотдача согласно табл. 45 для мелко- и среднезернистых песков составляет около $7\cdot10^{-3}$. Эта величина на два порядка меньше, чем гравитационная водоотдача $\mu=2{,}6\cdot10^{-1}$ (см. табл. 42). Следовательно, при прочих равных условиях «упругий» запас воды на столько же меньше гравитационного.

Задача 5.13.

Найти значения β^*, β_c, a_v для известняков, аргиллитов, алевролитов, используя данные табл. 43 и формулы (5.15), (5.16), (5.20). Сравнить полученные значения со средними значениями μ^*, приведенными в табл. 45, и значениями μ — в табл. 42.

5.6. НЕДОСТАТОК НАСЫЩЕНИЯ ПОРОД (ВОДОПОГЛОЩЕНИЕ)

Недостатком насыщения $\mu_н$, или *дефицитом влажности*, называется разность между полной влагоемкостью $\theta_п$ и данной естественной θ_e влажностью.

$$\mu_н = \theta_п - \theta_e. \qquad (5.21)$$

Для ориентировочных расчетов можно пользоваться вместо $\theta_п$ величиной пористости n.

Величина недостатка насыщения данной породы изменяется в пространстве и во времени, зависит от изменения θ_e. При глубинах более 3—5 м колебания естественной влажности пород зоны аэрации невелики и величины недостатка насыщения и водоотдачи принимаются равными. Обычно недостаток насыщения определяют расчетом (5.21) по данным лабораторных исследований.

Задача 5.14.

Используя данные табл. 39, вычислить величину недостатка насыщения по формуле (5.21). Приняв вместо $\theta_п$ пористость, вычислить значение $\mu_н$ и определить погрешность этой замены. Сравнить полученные данные с величиной водоотдачи, полученной в задаче 5.9.

5.7. КАПИЛЛЯРНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Высота и скорость капиллярного поднятия. Высота капиллярного поднятия при полном смачивании и плотности воды, равной единице, определяется формулой

$$h_к = 2a^2/d, \tag{5.22}$$

где a^2 — капиллярная постоянная; d — диаметр капилляра. По формуле Лапласа

$$a^2 = 2\alpha/\Delta_в, \tag{5.23}$$

где α — поверхностное натяжение.

Чем мельче поры породы, тем выше величина капиллярного поднятия (табл. 46).

Явления смачивания вызывают искривление поверхности воды у стенок капилляра под влиянием действия сил поверхностного натяжения (рис. 65). Под вогнутым мениском создается поверхностное давление P_1, которое меньше давления над плоской поверхностью P_0:

$$P_0 - P_1 = 2\alpha/R, \tag{5.24}$$

где R — радиус кривизны мениска.

Эта разность давлений называется *отрицательным капиллярным давлением,* под действием которого вода вдавливается в капилляр и поднимается до тех пор, пока это давление не уравновесится весом столба воды в капилляре (см. рис. 65).

Скорость капиллярного поднятия зависит от размеров пор, т. е. гранулометрического состава пород, и имеет максимальные значения для крупнозернистых песков и минимальные — для суглинистых и глинистых пород. В песках быстро достигается предельная высота подъема. Для супесей и суглинков,

Таблица 46. Средняя высота капиллярного поднятия различных пород

Порода	Высота капиллярного поднятия $h_к$, см	Число дней, необходимое для достижения максимального поднятия
Песок:		
крупнозернистый	3,0—12,0	80
среднезернистый	12,0—35,0	180—188
мелкозернистый	35,0—120,0	188—160
Супесь	120—350	160—475
Суглинок	350—650	—
Легкая глина	650—1200	—

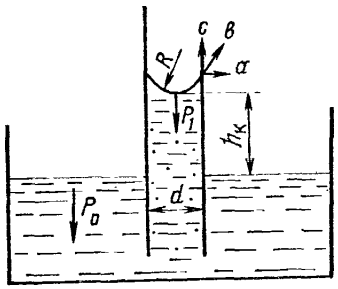


Рис. 65. Схема сил, действующих при капиллярном поднятии

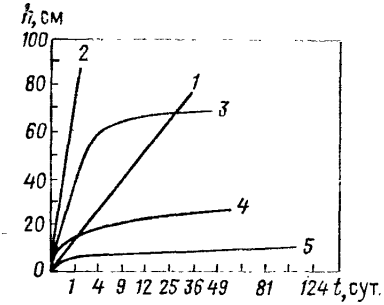


Рис. 66. Кривые капиллярного поднятия
Величина частиц, мм: *1* — меньше 0,01; *2* — от 0,01 до 0,05; *3* — от 0,05 до 0,1; *4* — от 0,25 до 0,5; *5* — от 0,5 до 1,0

как это видно на рис. 66 и из данных табл. 46, этот процесс растягивается на год и более. Скорость поднятия определяется по формуле

$$u = \frac{k_в}{n} \cdot \frac{h_к - h}{n}, \qquad (5.25)$$

где $k_в$ — коэффициент влагопроводности «сухих» пород при $\theta_г$. h — наблюденная высота поднятия.

На водоподъемную способность пород влияют влажность, температура, наличие солей и другие факторы. Как показано в работе Н. Н. Фелицианта (1960 г.), изучившего закономерности капиллярного передвижения воды и растворов солей в слоистых грунтах, высота и скорость капиллярного поднятия зависят от строения слоистого разреза, механического состава, мощности слоев и их сочетаний.

Передача гидростатического давления. Если высота образца l меньше капиллярного поднятия h, то при полном насыщении вода удерживается в образце капиллярными силами и не вытекает (рис. 67, *а*). Если увеличить высоту насыщенного водой образца до высоты, превышающей высоту капиллярного поднятия исследуемой породы, то из него начнет стекать излишек воды.

Капиллярная вода передает гидростатическое давление. Так, например, если насытить водой песок в трубке, высота которой меньше высоты капиллярного поднятия, вода из трубки вытекать не будет, но достаточно добавить несколько капель воды сверху, как с нижнего конца трубки сейчас же оторвется несколько капель воды.

Изучение капиллярных свойств имеет большое значение при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях. Например, в засушливых областях при близком положении капиллярной зоны от поверхности земли будет происходить интен-

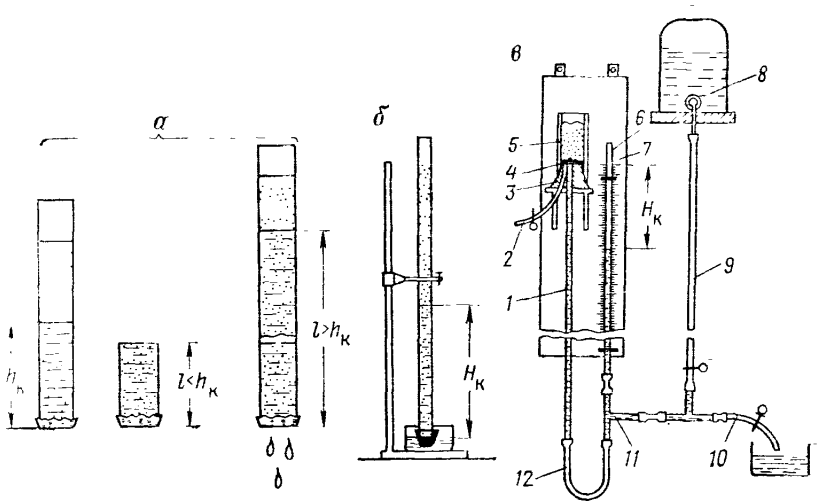


Рис. 67. Схемы приборов для визуального изучения капиллярных свойств пород *(а, б)* и капилляриметра Каменского *(в)*

сивное расходование влаги, приводящее к концентрированию солей в почве и грунтовых водах и тем самым к засолению земель.

Методы изучения капиллярных свойств. Выделяют две группы методов: 1) лабораторные, использующие специальные приборы; 2) полевые, предусматривающие визуальное описание стенок шурфов и проведение специальных опытно-фильтрационных и других работ.

Величину и скорость капиллярного поднятия для песчаных пород определяют непосредственным наблюдением в трубках в лабораторных условиях (см. рис. 67, *б*) и на специальном приборе — капилляриметре системы Г. Н. Каменского (см. рис. 67, *в*). Для глинистых и суглинистых пород опыты в лаборатории не проводятся, так как требуют длительного времени и высоких трубок.

Капилляриметр Каменского состоит из цилиндра *5* высотой 10 см и диаметром 3—6 см, укрепленного на деревянной рейке, имеющей шкалу *7* с миллиметровыми делениями. В нижней части цилиндра помещается металлическая сетка *4*. Цилиндр закрыт снизу резиновой пробкой *3* с двумя отверстиями: одно служит для подключения воздушной трубки *2*, другое — для соединения через стеклянную трубку *1* резиновой трубки *12* и тройника *11* со стеклянной трубкой наблюдения *6*, укрепленной около шкалы на той же рейке. От тройника отходят сливная трубка *10* с зажимом и питающая трубка *9*, ведущая к напорному бачку *8*. На питающей и воздушной трубках устанавливаются зажимы. Рекомендуемые диаметры стеклянных и

резиновых трубок — не более 0,8 см, а длина их определяется испытуемой породой.

Задача 5.15.

Определить высоту и скорость капиллярного поднятия в песках непосредственным наблюдением.

Решение. 1. Собрать прибор, как показано на рис. 67, *б*. В стеклянную трубку высотой не менее 1 м и диаметром 3—4 см, предварительно обвязанную с одного конца марлей, насыпать порциями воздушно-сухой песок. Легко утрамбовать резиновым пестиком. Во избежание пересортировки песка во время засыпки следует пользоваться воронкой с резиновым наконечником, доходящим вначале до дна трубки, а затем постепенно укорачиваемым путем подъема воронки над трубкой.

2. Конец трубки, укрепленной на штативе, погрузить в сосуд с водой на глубину 1—2 см и заметить время. Уровень в сосуде с водой поддерживать постоянным в течение всего опыта.

3. За скоростью и высотой подъема наблюдать по окраске песка, темнеющей вследствие насыщения его водой. Через определенные промежутки времени по шкале, нанесенной на трубке, отсчитывать среднюю высоту подъема уровня, измеряя ее от уровня воды, налитой в сосуд. Рекомендуется отсчеты брать вначале через 1, 2, 5 мин в течение первых 15 мин, затем через 30 мин и (для мелкозернистых песков) одни сутки. Данные замеров записывать в журнал (табл. 47).

4. Построить график изменения высоты капиллярного подъема во времени (рис. 66). Определить предельную высоту капиллярного поднятия.

5. При известном значении естественной (начальной) влажности песка θ_e вычислить $k_в$ по формуле (6.9); зная пористость песка, определить для каждого замера значения скоростей капиллярного подъема u по формуле (5.25). Построить график $u=f(t)$.

6. Поставить опыт для разных по зернистости песков и сопоставить полученные высоты капиллярного поднятия, время достижения максимальных значений $h_к$ и скорость подъема.

Задача 5.16.

Изучить на опыте передачу гидростатического давления.

Решение. 1. Взять две стеклянные трубки разной длины, как показано на рис. 67, *а*. Для ориентировочного определения $h_к$ воспользоваться табл. 45. Заполнить первую трубку песком, как указано в первом пункте задачи 5.15. Налить в нее сверху воду и насытить полностью песок водой, поддерживая уровень воды в трубке постоянным.

2. Прекратить поддерживать уровень воды в трубке и наблюдать за движением воды в ней. Отметить момент, когда вода перестает вытекать с нижнего конца трубки. Определить высоту капиллярного поднятия. Охарактеризовать распределение воды по всей колонне породы и построить типовую эпюру распределения влажности.

3. Взять короткую стеклянную трубку высотой 10 см, диаметром 2—3 см. Обвязать нижний конец марлей и заполнить тем же песком.

Таблица 47. Форма журнала для определения высоты и скорости капиллярного поднятия*.

Номер опыта	Испытуемая порода	Дата и время от начала опыта	Отсчет по трубке наблюдения, мм	Высота поднятия воды, мм	Скорость подъема, мм/мин

* Необходимое оборудование и материалы: стеклянные трубки, марля, резиновый пестик, воронка, резиновая трубка, штатив, сосуд для воды, секундомер, линейка.

4. Насытить песок водой, погрузив нижний конец трубки в сосуд с водой. Затем, вынув трубку из воды, объяснить, почему вода не вытекает с ее нижнего конца. Присоединить короткую трубку к нижнему концу высокой трубки (см. рис. 67, *а*). Наблюдать за происходящим явлением. Объяснить его причины.

5. В короткую трубку долить сверху несколько капель воды. Описать и объяснить, что произойдет.

6. Все этапы опыта зарисовать и описать в тетради.

Задача 5.17.

Определить высоту капиллярного поднятия на капилляриметре Г. Н. Каменского.

Решение. 1. Собрать прибор, как показано на рис. 67, *в*.

2. Загрузить цилиндр испытуемым песком. Для мелкозернистых песков положить на сетку слой крупного песка.

3. Открыть зажим на воздушной трубке и при закрытой сливной трубке через тройник подать воду в прибор из напорного бачка. Вытеснение воздуха из стеклянной и резиновой трубок вести до появления в воздушной трубке воды. Закрыв воздушную трубку зажимом, прекратить приток воды в стеклянную трубку. Наблюдать за всасыванием в песок воды по понижению уровня воды в наблюдательной трубке.

4. Смочив весь песок водой, открыть кран на сливной трубке и, медленно выпуская воду, следить за понижением уровня воды в наблюдательной трубке. Капиллярная вода из песка начнет уходить; в момент, когда капиллярная поверхность дойдет до нижней стороны образца, взять отсчет по трубке наблюдения. Полученная цифра и будет величиной капиллярного поднятия.

5. Результаты опыта записать в журнал (см. табл. 47). Опыт повторить несколько раз. При повторном определении выполняются все пункты, начиная с третьего.

5.8. ВОДОПРОНИЦАЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

5.8.1. Проницаемость и методы ее изучения

Водопроницаемость горных пород характеризует способность их пропускать через себя свободную воду при наличии градиента напора. Количественно определяется коэффициентом фильтрации k и измеряется в метрах в сутки или в сантиметрах в секунду. Это скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице,

$$k = v/I. \tag{5.26}$$

Величина k зависит от размера и структуры порового пространства, свойств фильтрующейся жидкости и направления ее движения. Чем меньше размеры пор, тем больше в них физически связанной воды, меньше их сечение и меньше значение коэффициента фильтрации. Наличие тупиковых пор уменьшает величину коэффициента фильтрации. При фильтрации вод различной температуры, рассолов, газа, нефти через одни и те же породы значение коэффициента фильтрации меняется, что создает неудобства при расчетах. Поэтому вводится понятие *проницаемость*, означающее способность горных пород пропускать через себя различные жидкости или газ при наличии градиента давления. Численно она характеризуется величиной коэффици-

ента проницаемости $k_п$. Он зависит только от величины и структуры порового пространства.

При фильтрации жидкости могут возникать физико-химические изменения в образцах породы, что оказывает влияние на величину проницаемости. Во избежание этого проницаемость определяют, фильтруя инертный к породе газ. Коэффициенты фильтрации и проницаемости находятся в следующей зависимости:

$$k = k_п \frac{\Delta_в}{\mu_д} = k_п \frac{g}{\nu}, \tag{5.27}$$

где $\Delta_в$ — плотность воды; μ_g — динамический коэффициент вязкости; g — ускорение свободного падения; ν — кинематический коэффициент вязкости.

В системе СИ величины, входящие в формулу проницаемости, имеют размерности

$$[k_п] = \left[\frac{k\mu_д}{\Delta_в}\right] = \frac{м \cdot Н \cdot с \cdot м^3}{с \cdot м^2 \cdot Н} = м^2.$$

Физический смысл размерности коэффициента проницаемости заключается в том, что она характеризует площадь сечения каналов пористой среды, через которые идет фильтрация.

Подставив в формулу (5.26) значение v, равное Q/F, и определив градиент напора по формуле (1.11), получим выражение для коэффициента фильтрации через закон Дарси

$$k = \frac{Ql}{F\Delta H}. \tag{5.28}$$

Таким образом, в системе СИ за коэффициент фильтрации (в м/с) принимается водопроницаемость такой среды, при фильтрации через образец которой площадью 1 м^2, длиной 1 м и перепаде напоров 1 м расход воды составляет 1 м^3/с.

Для коэффициента проницаемости, согласно формуле (5.27), при $\Delta H = P/\Delta_в$ имеем

$$k_п = \frac{\mu_д Ql}{F\Delta P}. \tag{5.29}$$

За единицу проницаемости принимается Дарси, которая примерно в 10^{12} раз меньше, чем проницаемость 1 м^2. Согласно формуле (5.29), за 1 м^2 принимают проницаемость такой среды, при фильтрации через образец которой площадью 1 м^2 и длиной 1 м при перепаде давления в 1 Па расход жидкости вязкостью 1 Па·с составляет 1 м^3/с; 1 Д $= 1{,}02 \cdot 10^{-12}$ м^2. Для пресной воды с температурой не выше 20 °С практически k[м/сут] $\approx k_п$[Д].

В табл. 48 приведены средние значения коэффициентов фильтрации k при горизонтальном движении и k_0 при вертикальном движении для различных горных пород.

Таблица 48. Классификация пород по водопроницаемости (для пресных вод при T 20 °С)

Класс	Группа	k, м/сут	Примеры пород
I. При горизонтальном движении (k)	Весьма проницаемые	>100	Крупный гравий, закарстованные сильнотрещиноватые известняки, галечник с песчаным заполнителем
	Хорошо проницаемые	100—10	Гравийно-галечниковые отложения, крупно- и разнозернистые пески, сильнотрещиноватые породы, закарстованные известняки
	Проницаемые	10—1	Пески разной зернистости, трещиноватые породы
	Слабопроницаемые	$1—10^{-1}$	Мелко и тонкозернистые пылеватые пески, супеси, слаботрещиноватые породы
	Весьма слабопроницаемые	$10^{-1}—10^{-3}$	Легкие и средние суглинки, песчанистые глины
	Относительно водоупорные	10^{-3}	Средние глины, плотные суглинки
II. При вертикальном движении (k_0)	Весьма проницаемые	10^{-1}	Мелко- и тонкозернистые пылеватые пески, супеси, слаботрещиноватые породы
	Хорошо проницаемые	$10^{-1}—10^{-3}$	Средние суглинки, глины с прослойками песков, слаботрещиноватые породы
	Проницаемые	$10^{-3}—10^{-5}$	Тяжелые суглинки, глины местами песчаные
	Слабопроницаемые	$10^{-5}—10^{-6}$	Глины слабопесчаные
	Весьма слабопроницаемые	$10^{-6}—10^{-7}$	Глины пластичные
	Относительно водоупорные	$<10^{-7}$	Глины плотные, пластичные

Проницаемость различают: абсолютную, или физическую, эффективную, или фазовую, и относительную. Под *абсолютной* понимают проницаемость горной породы, которая определена только для однородного газа или однородной жидкости, химически инертных к породе. *Фазовой* называется проницаемость, которая определена для одной какой-либо фазы при наличии или в условиях одновременного движения в породе других фаз (газа или жидкости). Величина фазовой проницаемости зависит не только от физических свойств пород, но и от степени насыщенности порового пространства жидкостями или газом и

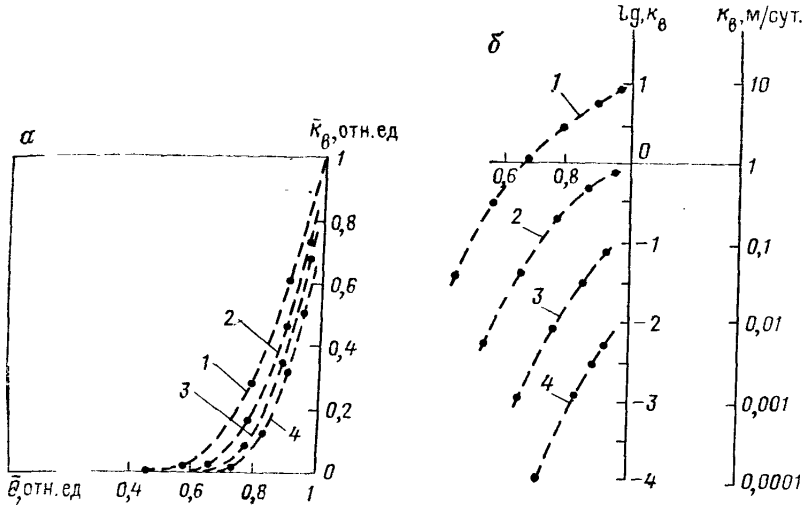


Рис. 68. Типовые кривые зависимости относительного коэффициента влагопереноса $\bar{k}_в$ *(а)* и $\lg k_в$ *(б)* от относительной влажности $\bar{\theta}$, построенные по формуле $\bar{k}_в = \bar{\theta}^{3,5}$

Порода: 1 — песок; *2* — супесь; *3* — суглинок; *4* — песчаная глина

от их физико-химических свойств. Если часть пор занята другой фазой, например воздухом, то проницаемость породы для другой фазы, например воды, становится меньше. С необходимостью учитывать наличие других фаз гидрогеолог сталкивается при изучении инфильтрации и в зоне аэрации, фильтрации газированных жидкостей.

Водонасыщенностью $S_в$ называется отношение объема воды $V_в$ в образце исследуемой породы к объему пор $V_{пор}$ в том же образце.

Относительная проницаемость $\bar{k}$ представляет собой отношение фазовой проницаемости среды для данной фазы к абсолютной. На рис. 68 показан график изменения относительного коэффициента влагопереноса $\bar{k}_в$ от относительного объемного влагосодержания $\bar{\theta}$ пород зоны аэрации

$$\bar{k}_в = k_в/k, \tag{5.30}$$

где за относительную влажность $\bar{\theta}$ принято отношение

$$\bar{\theta} = \theta_е/\theta_п. \tag{5.31}$$

Здесь $k_в$, k — коэффициенты соответственно влагопереноса (при наличии воздуха в порах и влажности породы менее $\theta_п$) и фильтрации (при отсутствии воздуха и полной водонасыщенности порового пространства). Из рис. 68 видно, что даже небольшое количество другой фазы резко снижает проницаемость среды по исследуемой фазе.

Коэффициенты фильтрации и проницаемости являются основными расчетными показателями при решении любых гидрогеологических задач, связанных с количественной оценкой движения подземных вод.

Методы определения коэффициента фильтрации подразделяются на четыре группы: 1) полевые гидрогеологические; 2) лабораторные; 3) расчетные; 4) полевые геофизические.

Для полевых определений исследуемой толщи горных пород в естественном залегании требуются бурение скважин, их оборудование и длительное опробование, что определяет высокую их стоимость. Однако эти определения дают средние значения показателя для значительного по площади участка пород.

Лабораторный и расчетный методы являются более простыми и дешевыми, позволяют проводить массовые определения, но характеризуются меньшей точностью: 1) определение ведется на отдельных образцах, что дает точечные значения коэффициентов фильтрации; 2) исследуются песчаные образцы с нарушенной структурой при минимальном и максимальном уплотнении, для глин и суглинков — на образцах с ненарушенной структурой; 3) эмпирические формулы не учитывают в должной мере все влияющие факторы; 4) конструкция многих лабораторных приборов далеко не совершенна: слабо обеспечивается удаление воздуха из образца, высока цена деления и т. д., что ухудшает качество опыта. Лабораторные методы незаменимы, когда необходимо определить: 1) фильтрационные свойства небольших прослоев пород; 2) изменение коэффициента фильтрации под влиянием нагрузки в зависимости от минерализации, температуры воды и т. п.

Расчет коэффициента фильтрации по данным механического анализа применим на начальных стадиях изысканий для относительного сравнения в фильтрационном отношении отдельных участков. На детальных стадиях исследования он используется в сопоставлении с данными опытных работ. Лабораторные определения коэффициента фильтрации производятся на различных стадиях изысканий.

5.8.2. Определения коэффициента фильтрации горных пород

Лабораторные способы. Выделяют две группы методов определения k: 1) не учитывающие внешнего давления на испытуемый образец; 2) учитывающие величину внешнего давления и позволяющие путем дополнительного давления сохранять пористость образцов постоянной во время опыта.

К первой группе относятся способы определения коэффициента фильтрации несвязных песчаных пород и связных суглинистых слабо набухающих пород. Опыты проводятся для

песков при рыхлом, плотном и естественном их сложении, для суглинков — с нарушенной и ненарушенной структурой. Это приборы Каменского, Спецгео, КФЗ (прибор Знаменского) и др. В трубке Каменского определение ведется только для песчаных пород. В остальных приборах можно проводить опыты как с песком, так и с суглинками.

Ко второй группе относятся способы определения коэффициента фильтрации связных суглинистых и глинистых пород. Опыты проводятся на монолитах с сохранением естественной структуры пород и их объема. Это приборы ПВ, Коломенского и др.

В зависимости от принципиальной схемы процесса опыта лабораторные способы подразделяют на два вида:

1) определение коэффициента фильтрации в условиях установившегося движения, когда все характеристики потока (Q, I, H) не изменяются во времени;

2) определение коэффициента фильтрации в условиях неустановившегося движения, когда эти характеристики потока изменяются во времени.

К первому виду относятся определения в приборе Тима — Каменского, трубке Спецгео, КФЗ, Коломенского и др.; ко второму — в трубке Каменского, приборе ПВ и др.

Рассмотрим *факторы, влияющие на лабораторное определение k*. Значительное влияние оказывают температура и направление фильтрующей воды, защемленный воздух, степень сортировки песка при заполнении прибора и т. д.

Изменение температуры воды ведет к изменению ее вязкости и способствует (при фильтраци холодной воды) выделению из нее растворенного воздуха, который плохо удаляется из пор образца, уменьшая тем самым его водопроницаемость. Для удобства сравнения все лабораторные значения k приводятся к температуре 10 °С

$$k_{10} = k_t/\tau, \tag{5.32}$$

где τ — температурная поправка, равная $0{,}7 + 0{,}03\ T$, °С (t — температура воды при опыте).

Воздух остается в порах породы в результате несовершенства насыщения пород водой при подготовке прибора к опыту и пользования холодной водой в процессе опыта. Для предотвращения этого следует применять в опыте отстоявшуюся воду комнатной температуры и загружать испытуемый грунт небольшими порциями с последовательным капиллярным насыщением снизу вверх. Слоистость и сортировка песка могут образоваться и при загрузке в прибор небольшими порциями с одновременным капиллярным насыщением. Эффективных мер, предотвращающих это явление, пока не разработано. Может оказывать влияние величина напорного градиента. В связи с этим опыты рекомендуется проводить при градиентах, изменяющихся в ин-

тервале от 0,2 до 0,8 и при одном направлении фильтрующейся воды. Это не относится к случаю, когда направление потока воды задается решением практической задачи.

Определение коэффициента фильтрации в условиях установившегося движения

Принципиальной схемой всех приборов является схема, отвечающая прибору Дарси (рис. 69). Основной расчетной формулой является уравнение Дарси в виде формулы (5.28).

Величина расхода воды измеряется и определяется как объем $\Delta V_в$ воды, отнесенный ко времени t, за который этот объем был собран,

$$Q = \Delta V_в / t. \qquad (5.33)$$

Длина образца и его площадь определяются из конструкции прибора, разность напоров — путем наблюдений по пьезометрам. Напорный градиент либо рассчитывается согласно формуле (1.11), либо считывается со специальной шкалы прибора.

Задача 5.18.

Определить коэффициент фильтрации в трубке КФЗ.

Прибор КФЗ представляет собой усовершенствованный вариант трубки Спенго, где предусмотрено специальное устройство, позволяющее проводить опыты при напорных градиентах, меняющихся от 0,1 до 1,0, а футляр прибора хорошо предохраняет его от внешних повреждений в полевых условиях.

Прибор состоит из двух металлических телескопических цилиндров: наружного *1* и внутреннего *2* (рис. 70). Наружный цилиндр служит корпусом прибора и предохраняет его от повреждений. При проведении опыта в него наливается вода для замачивания грунта, а в процессе опыта через пазы цилиндра *7* она сливается. На сетчатом дне *9* внутреннего цилиндра располагается нижняя сетчатая крышка *8*, в которой помещается режущий стакан *6*, заполняемый испытуемым грунтом. На режущем стакане сверху лежит латунная сетка *10*, придавленная верхней крышкой с пружинками *4*. В этой крышке укрепляется сосуд Мариотта *3*, служащий для подачи воды в прибор и поддержания постоянного уровня при фильтрации. На сосуде Мариотта нанесена шкала объемов с ценой деления 1 см^3, по которой вычисляется количество профильтровавшейся воды $\Delta V_в$. В некоторых конструкциях прибора сосуд Мариотта заменен сосудом, в дне которого установлен поплавок с двумя конусными клапанами. Прибор закрывается крышкой *5*.

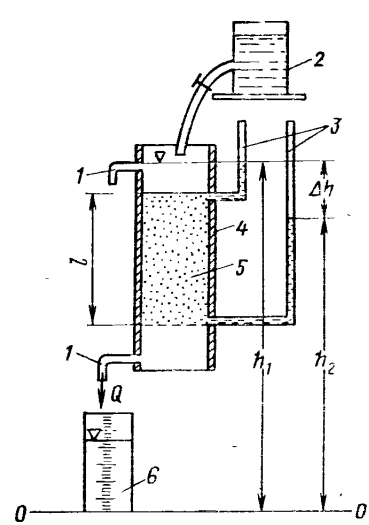


Рис. 69. Схема прибора Дарси (для установившегося движения): *1* — сливные трубки; *2* — напорный бачок; *3* — пьезометрические трубки; *4* — рабочий цилиндр; *5* — испытуемый грунт; *6* — мерный сосуд

Подготовка и ход опыта

В режущий стакан путем вдавливания его в монолит и подрезывания ножом отобрать образец с ненарушен-

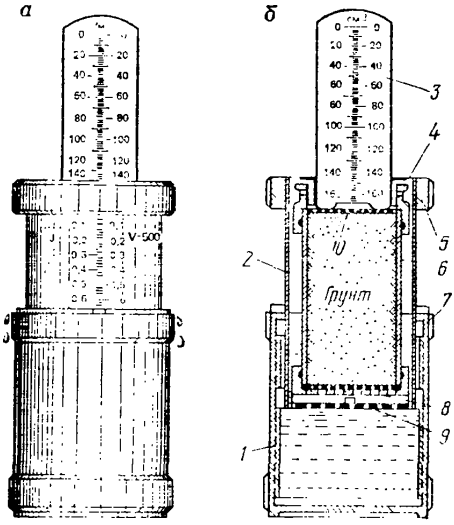


Рис. 70. Прибор КФЗ (*а* — общий вид; *б* — в разрезе)

ной структурой. При определении коэффициента фильтрации с учетом направления фильтрующейся воды сориентировать образец и надеть сетчатое дно на нижний конец режущего стакана.

2. Наружный цилиндр заполнить доверху водой и вставить в него внутренний, погрузив дно последнего в воду. На дно внутреннего стакана поставить режущий стакан и, очень медленно навинчивая наружный цилиндр на внутренний, насытить монолит водой, добиваясь при этом полного удаления воздуха. Аналогично поступают при определении коэффициента фильтрации пород с нарушенной структурой. Загрузка режущего стакана идет небольшими (2—3 см) слоями с необходимым уплотнением. При этом следует насыщать образец водой за счет капиллярного поднятия, что способствует хорошему удалению воздуха из пор.

3. После полного насыщения образца водой (что заметно по изменению цвета породы) внутренний цилиндр должен быть опущен в крайнее нижнее положение. Положить на грунт латунную сетку и убедиться, что ее поверхность влажная. Долить в наружный цилиндр через заплечики воду. При этом излишек воды должен стекать на поднос, где установлена трубка. На режущий цилиндр надеть верхнюю крышку.

4. Заполнить сосуд Мариотта водой и, зажав большим пальцем отверстие, установить на сетку режущего стакана. Форма сосуда такова, что отверстие его располагается в 0,5—1 мм от поверхности плотно лежащей на грунте сетки, а горлышко сосуда стоит на ней. При фильтрации уровень воды отрывается от поверхности образца и благодаря этому в сосуд Мариотта прорывается воздух и выдавливает некоторое количество воды, достаточное для повышения уровня воды в образце и смыкания его с горлышком сосуда, что исключает новое поступление воздуха в сосуд. Таким образом, при фильтрации поддерживается все время постоянный уровень воды, а следовательно, и напорный градиент. При поступлении крупных пузырьков воздуха надо проверить плотность соприкосновения сетки с образцом и горлышка сосуда с сеткой.

5. По шкале градиентов напоров, помещенной на внешней поверхности внутреннего цилиндра, установить выбранную величину, свинчивая наружный цилиндр. Следует остерегаться при этом резких движений, могущих

Таблица 49. Журнал опыта в трубке КФЗ

Дата опыта	Напорный градиент I	Время фильтрации t, с	Отсчет по шкале сосуда Мариотта		Объем воды, ΔV, см³	Расход по формуле (5.34), см³/с	Площадь F, см²	k по формуле (5.28), см/с	Температура воды t, °С	Поправка τ	k_{10} по формуле (5.32)	
			V_1, см³	V_2, см³							см/с	м/сут
3/XI	0,7	30	20	30	10	0,33	25	0,018	20	1,3	0,013	11,2

привести к дополнительному уплотнению образца, и наблюдать, чтобы через заплечики наружного цилиндра все время вытекала вода.

Величина градиента на шкале устанавливается согласно формуле (1.11) автоматически. Перепад напоров Δh — есть разность между верхним уровнем воды во внутреннем цилиндре (поддерживаемым сосудом Мариотта на высоте верхней сетки) и нижним, определяемым уровнем вытекающей воды через заплечики наружного цилиндра (см. рис. 70). Путь фильтрации l — это длина образца (режущего стакана, вставленного во внутренний цилиндр). Так как Δh измеряем в долях от длины l, то путем свинчивания наружного цилиндра устанавливаем сразу расчетное значение градиента напора I, и записываем его в журнал опыта (табл. 49).

6. Отметив по шкале уровень воды в сосуде Мариотта, включить секундомер и определить количество профильтровавшейся воды $\Delta V_в$ за выбранный интервал времени t. Не следует брать объем фильтрующейся воды менее 10 см^3, так как небольшая неточность отсчета может исказить результат опыта. Расход определяется по формуле (5.33), и все данные записываются в журнал опыта (см. табл. 49).

7. Во время опыта периодически измеряется температура фильтрующейся воды и данные заносятся в табл. 49.

8. С целью контроля следует при данном напорном градиенте сделать одно-два определения фильтрационного расхода.

9. Опыт повторить при других напорных градиентах, постепенно их увеличивая, а затем возвратиться опять к первоначальным значениям.

Расчет коэффициента фильтрации.

Зная из паспорта прибора площадь сечения F режущего стакана (образца), рассчитывают коэффициент фильтрации по формуле (5.28) с использованием данных табл. 48. Определяют температурную поправку τ и вычисляют расчетное значение коэффициента фильтрации по формуле (5.32).

Необходимое оборудование и материалы: прибор КФЗ, поддон, бутыль с водой комнатной температуры, термометр, секундомер, образец песка или монолит.

Определение коэффициента фильтрации в условиях неустановившегося движения

Основной теоретической предпосылкой расчета является, по Г. Н. Каменскому, равенство между скоростью снижения уровня воды в приборе и скоростью фильтрации воды через испытуемый образец постоянного поперечного сечения. Расчетная формула имеет вид:

$$k = \frac{l}{t} \ln \frac{h_0}{h_0 - S} = \frac{l}{t} \varphi\left(\frac{S}{h_0}\right), \qquad (5.34)$$

где $\varphi\left(\frac{S}{h_0}\right)$ — функция, определяемая по табл. 50; l — длина образца (путь фильтрации); h_0 — начальный напор; S — снижение уровня за время t.

Принципиальной схемой любого опыта в условиях неустановившейся фильтрации является схема Каменского (рис. 71).

Задача 5.19.

Определить коэффициент фильтрации в приборе Каменского, представляющем собой стеклянную трубку *1* длиной 20—23 см, диаметром 3—4 см со шкалой, где ноль расположен в 1—2 см от верхнего края трубки, а последнее деление шкалы совпадает с нижним концом трубки, обвязанным марлей или сеткой *2* (рис. 71, *а*).

Таблица 50. Значения функции $\varphi\left(\frac{S}{h_0}\right)$

$\frac{S}{h_0}$	$\varphi\left(\frac{S}{h_0}\right)$	$\frac{S}{h_0}$	$\varphi\left(\frac{S}{h_0}\right)$	$\frac{S}{h_0}$	$\varphi\left(\frac{S}{h_0}\right)$	$\frac{S}{h_0}$	$\varphi\left(\frac{S}{h_0}\right)$
0,00	0,00	0,25	0,288	0,50	0,693	0,75	1,386
0,01	0,010	0,26	0,301	0,51	0,713	0,76	1,427
0,02	0,020	0,27	0,315	0,52	0,734	0,77	1,470
0,03	0,030	0,28	0,329	0,53	0,755	0,78	1,514
0,04	0,040	0,29	0,346	0,54	0,777	0,79	1,561
0,05	0,051	0,30	0,357	0,55	0,799	0,80	1,609
0,06	0,062	0,31	0,371	0,56	0,821	0,81	1,661
0,07	0,073	0,32	0,385	0,57	0,844	0,82	1,715
0,08	0,083	0,33	0,400	0,58	0,868	0,83	1,771
0,09	0,094	0,34	0,416	0,59	0,892	0,84	0,838
0,10	0,105	0,35	0,431	0,60	0,916	0,85	1,897
0,11	0,117	0,36	0,446	0,61	0,941	0,86	1,966
0,12	0,128	0,37	0,462	0,62	0,957	0,87	2,040
0,13	0,139	0,38	0,478	0,63	0,994	0,88	2,120
0,14	0,151	0,39	0,494	0,64	1,022	0,89	2,207
0,15	0,163	0,40	0,51	0,65	1,055	0,90	2,303
0,16	0,174	0,41	0,527	0,66	1,079	0,91	2,408
0,17	0,186	0,42	0,545	0,67	1,109	0,92	2,526
0,18	0,196	0,43	0,562	0,68	1,139	0,93	2,659
0,19	0,210	0,44	0,580	0,69	1,172	0,94	2,813
0,20	0,223	0,45	0,598	0,70	1,204	0,95	2,996
0,21	0,236	0,46	0,616	0,71	1,238	0,96	3,219
0,22	0,248	0,47	0,635	0,72	1,273	0,97	3,507
0,23	0,261	0,48	0,654	0,73	1,309	0,98	3,912
0,24	0,274	0,49	0,673	0,74	1,347	0,99	4,605

Подготовка и ход опыта

1. В батарейную банку налить немного воды и погрузить в нее нижний конец трубки. Насыпав буферный слой гравия на дно трубки, загружать ее послойно с постепенным насыщением песка водой снизу вверх на высоту 10 см. Уровень воды в банке поддерживать в зависимости от зернистости песка и высоты его капиллярного поднятия.

2. После насыщения песка долить в банку воду в таком количестве, чтобы ее уровень был на 1—1,5 см выше уровня песка, и ждать момента, когда уровни сравняются.

3. Заполнить трубку водой доверху и, быстро подняв ее на уровень глаз, наблюдать за скоростью снижения уровня воды в ней (см. рис. 71, *б*). Засечь секундомером момент прохождения мениском нуля или какого-либо деления шкалы. Для среднезернистых песков число делений брать 3—5, для мелкозернистых 2—3. При проведении опыта с крупнозернистым песком трубку оставляют в банке, уменьшая тем самым величину напорного градиента (см. рис. 71 *а*). Все данные записать в журнал опыта (табл. 51).

4. Измерить температуру фильтрующейся воды и записать в табл. 50. Для контроля опыт повторить несколько раз при различных значениях падения уровня S.

Расчет коэффициента фильтрации. Вычислить величину S/h_0 и по табл. 50 найти значение $\varphi(S/h_0)$. Вычислить коэффициент фильтрации k по формуле (5.34) с использованием данных табл. 50. Найти температурную поправку τ и вычислить расчетную величину k_{10} по формуле (5.32).

Необходимое оборудование и материалы: стеклянная трубка длиной 20 см, батарейная банка, поддон, секундомер, бутыль с водой комнатной температуры, образцы песка.

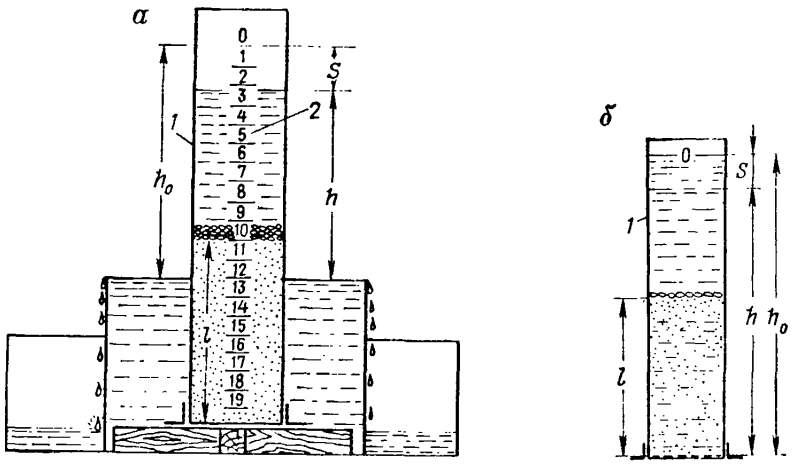


Рис. 71. Прибор (трубка) Г. Н. Каменского для определения коэффициента фильтрации песков (*а* — крупнозернистых; *б* — мелкозернистых)

Задача 5.20.

Определить коэффициент фильтрации в приборе ПВ.

Прибор ПВ предложен Д. И. Знаменским и В. И. Хаустовым. Состоит из трех частей: корпуса, вкладыша и крышки (рис. 72). Вкладыш в свою очередь состоит: из режущего кольца *22*, установленного в обойму *9*, поршня *21*, шарнка *19* и дырчатого диска *23*, служащего дном вкладыша *7*. Последний устанавливается в корпусе *5*, вверху которого имеется три шарнирных болта *10*, скрепляющих корпус с крышкой *4*. В нижней части корпуса помещается двухходовой кран *6* для подачи воды в прибор. На прозрачной крышке прибора *4* установлены две пьезометрические трубки *12* и *14* с трехходовыми кранами *11* и *17* и металлическая стойка *13* с делениями и стрелкой-указателем *15* для замера уровня воды в трубках. В верхней части стойки помещается зажим *1* для установки пьезометров, а в нижней — малый термометр Асмана *2* для измерения температуры воды, фильтрующейся при опыте. В крышку вмонтирован на резьбе и сальнике арретирный винт *18*, служащий для предотвращения разбухания образца при насыщении его водой. Внутри винта проходит шток *16*, передающий вертикальную нагрузку на поршень *21* при определении коэффициента фильтрации под нагрузкой. Для сообщения между собой внешнего *8* и внутреннего *20* бьефов служит кран *3*.

Подготовка и ход опыта

1. Отвинтить болты *10*, откинуть их и снять крышку прибора, отвернув арретирный винт. Смазать места соединения деталей для герметичности техническим вазелином, краны — вакуумной смазкой, приготовив ее из

Таблица 51. Журнал опыта в трубке Каменского

Дата опыта	Начальный напор h_0, см	Падение уровня S, см	Время падения t, с	Путь фильтрации l, см	s/h_0	$\varphi\left(\frac{S}{h_0}\right)$	k по формуле (5.35), см/с	Температура воды t, °С	Поправка τ	k_{10} по формуле (5.32)	
										см/с	м/сут
3/XI	22	4	53	10,5	0,182	0,196	0,04	10	1	0,04	34,5

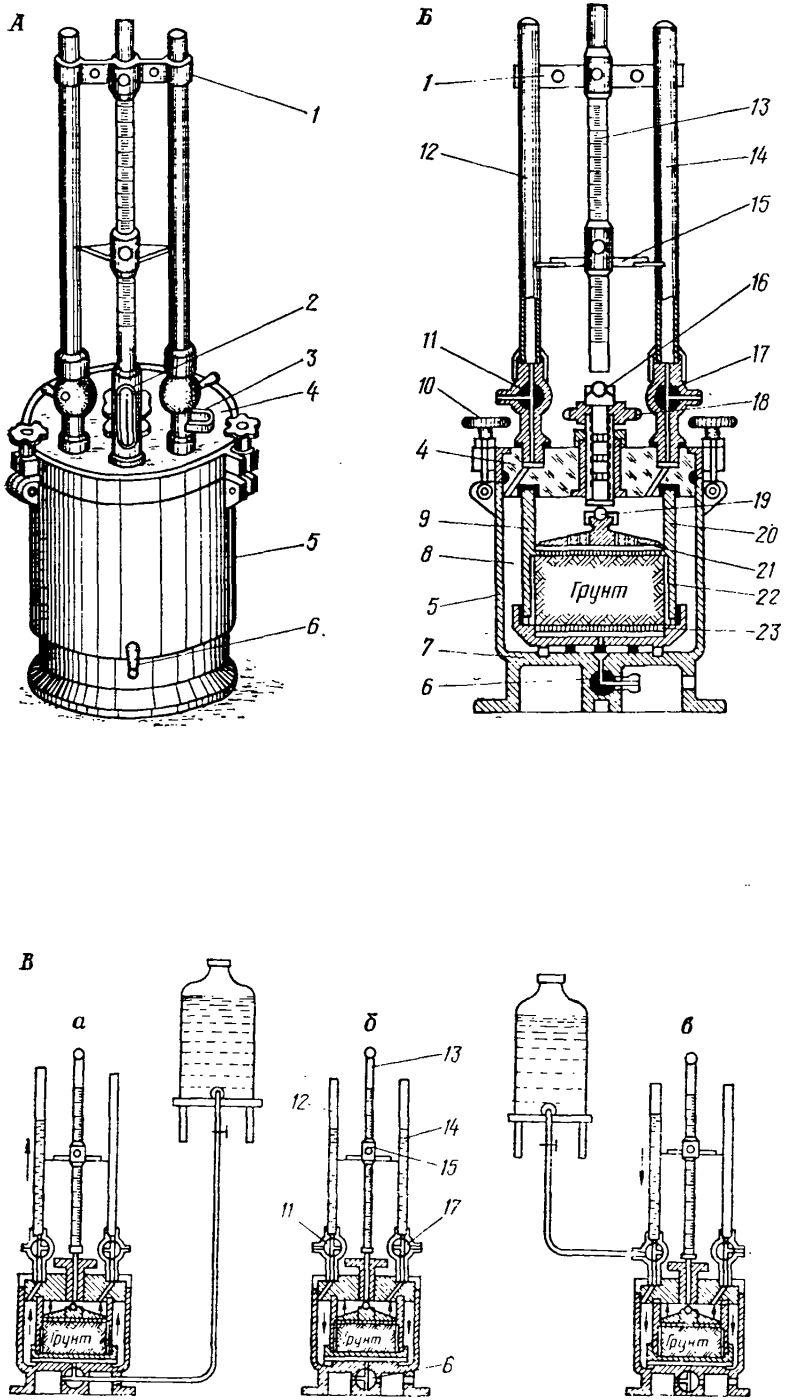

А
1
2
3
4
5
6
Б
1
13
12
14
15
16
11
17
10
18
4
19
9
20
8
21
Грунт
22
5
23
7
6
В
а
б
в
13
12
14
15
11
17
Грунт
Грунт
Грунт
6

Таблица 52. Журнал опыта в приборе ПВ

Дата испытаний Размеры кольца: $l = \ldots$, $d = \ldots$, $F = \ldots$, $V = \ldots$, масса кольца $g_0 = \ldots$ Масса кольца с грунтом: до опыта $g_1 = \ldots$, после опыта $g_2 = \ldots$ Масса кольца с высушенным грунтом $g_3 = \ldots$ Левый пьезометр: высота $h_0 = \ldots$, цена деления $\ldots$ $\Delta h = \ldots$, $f = \ldots$ Правый пьезометр: высота $h_0 = \ldots$, цена деления $\ldots$ $\Delta h = \ldots$, $f = \ldots$ Влажность: до опыта $\theta_e = \ldots$, после опыта $\theta_к = \ldots$ Характеристика грунта: $\delta = \ldots$, $\Delta = \ldots$, $n = \ldots$, $k^\theta = \ldots$	Характеристика опыта	Восходящий поток			Нисходящий поток		
		Замеры			Замеры		
		1	2	3	1	2	3
	Величина падения уровня S, см						
	1. Опыт 1	10	12	9	11	13	12
	2.						
	Время падения уровня t, с						
	1. Опыт 1	18	22	17	19	25	23
	2.						
	Температура воды T, °С						
	1. Опыт 1	20	20	20	20	20	20
	2.						
	$k_{10} = \ldots$						

графитовой муки и технического вазелина. Вынуть вкладыш, отвинтить обойму от его дна и вынуть кольцо. Измерить диаметр, высоту кольца, вычислить его площадь F и объем V, записать результаты в табл. 52, сопоставить с паспортом прибора. Взвесить кольцо с точностью до сотых долей грамма g_0.

2. Взять кольцом из монолита образец с ненарушенной структурой. На выровненную площадку монолита поставить кольцо острым краем вниз. Нажимая левой рукой на кольцо, медленно вдавливать в него грунт; одновременно обрезать грунт ножом с внешней стороны кольца. При появлении 1 см слоя грунта над кольцом подрезать ножом образец снизу. Срезать излишек грунта вровень с краями кольца.

3. Собрать прибор: положить на дно вкладыша мокрый лист фильтровальной бумаги (лист вырезать по диаметру кольца); вставить кольцо в обойму и ввинтить его в дно вкладыша до упора; сверху на образец положить круг из фильтровальной бумаги и на него установить поршень, вкладыш вставить в корпус, закрыть крышкой и завернуть болты; закрепить поршень арретирным винтом.

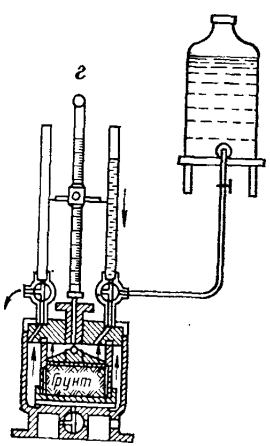


Рис. 72. Прибор ПВ конструкции Знаменского—Хаустова:
А — общий вид; *Б* — вертикальный разрез; *В* — в действии: *а* — залив прибора водой; *б* — насыщение образца водой; *в* — схема работы прибора при фильтрации сверху вниз; *г* — то же, при фильтрации снизу вверх

4. На подставке установить бутыль с водой, так чтобы она была на уровне верхних концов пьезометров (не ниже отметки 25 см стойки прибора). Присоединить шланг бутылки к двухходовому крану *6* (см. рис. 72).

5. Кран *3* поставить перпендикулярно к расположению пьезометров и повернуть их краны вверх. Открыть кран *6*, повернув ручку вправо, и пустить воду во внешний бьеф прибора. При

появлении воды в левом пьезометре повернуть ручку крана вправо и закрыть доступ воды в него; наклонив прибор вправо, удалить воздух из внешнего бьефа. Дождаться появления воды в правом пьезометре, сообщающемся с внутренним бьефом, повернуть ручку крана влево и закрыть доступ воды в него таким же способом, как в левом, удалить воздух из внутреннего бьефа. Закрыть кран *6* и оставить прибор для насыщения образца водой на одни сутки. При полном насыщении образца водой уровни в пьезометрах будут стабильными и одинаковыми.

6. Провести опыт при восходящем потоке. Перекрыть кран *6*, повернув ручку вверх. К шлангу, присоединенному к сливному отверстию крана правого пьезометра, подставить сосуд для приема воды. Установить слив воды через правый кран, повернув его ручку вниз. Повернуть кран левого пьезометра вверх и присоединить его шланг к бутыли с водой.

7. Поставить указатель на стойке так, чтобы отметка шкалы 25 см приходилась против верхнего края движка. В момент, когда уровень воды в пьезометре дойдет до стрелки указателя, пустить секундомер и определить время, за которое уровень в пьезометрах опустился на выбранное число делений. Первый замер должен быть не ранее чем через 90 с. Записать данные в табл. 52. Повторить замеры два-три раза, при этом расхождение во времени при одном и том же числе делений не должно быть более 5 с. Последовательное увеличение времени свидетельствует о неполном насыщении образца водой. Повторить опыт при разном числе делений. Замерить температуру воды в приборе. Все данные записать в журнал (см. табл. 52).

8. Повторить опыт при нисходящем потоке, для чего повернуть кран левого пьезометра вниз, правого — вверх и поменять шланги местами (см. рис. 72). Провести опыт, как указано в п. 7.

9. При медленном снижении уровня в пьезометрах (одно деление на 50 с и более) заменить их капилляриметрами. При падении уровня воды с высокой скоростью 20 делений за 60 с проверить герметичность прибора, долив сверху в левый пьезометр подкрашенную воду. Появление под крышкой окрашенной воды свидетельствует о необходимости ремонта. Если прибор исправен, сразу после насыщения долить в оба пьезометра воду и вести опыт, как указано в пп. 6 и 7, определяя время падения уровня на 20 делений. Быстрое снижение уровня в пьезометрах может быть связано с фильтрацией воды между стенками кольца и породой при неправильном отборе монолита кольцом. Опыт повторить на новом образце.

10. Слить воду через кран *6*, разобрать прибор и взвесить кольцо с влажным грунтом (g_1). Отобрать из кольца (в бюкс) образец, определить его влажность путем высушивания до постоянной массы. Вычислить объемную массу скелета, относительную влажность образца по формуле (1.9). Если $K^\theta \approx 1$, то опыт проведен правильно. В противном случае он бракуется и повторяется вновь на другом образце.

Расчет коэффициента фильтрации

Коэффициент фильтрации для температуры 10 °С вычисляют по формуле Г. Н. Каменского (5.34), преобразованной к виду

$$k_{10} = 864 \frac{l}{t} \cdot \frac{f}{F\tau} \varphi\left(\frac{S}{h_0}\right), \qquad (5.35)$$

где h_0 — начальный напор, равный 25 см; l — длина пути фильтрации (высота образца), равная 2 см; F — площадь кольца (40 см^2); f — площадь сечения пьезометров, см^2; t — время падения уровня воды S, с; τ — температурная поправка, вычисляемая по формуле (5.32); φ определяется по табл. 50, а площадь f по формуле

$$f = V/h, \qquad (5.36)$$

где h — высота столба воды в пьезометре; V — объем воды, отвечающий этой высоте.

Необходимое оборудование: прибор ПВ, поддон, бутыль с водой комнатной температуры, секундомер, монолит.

5.8.3. Определение коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам

Вычисление по эмпирическим формулам основано на использовании данных механического состава породы, ее пористости, удельной поверхности частиц, вязкости фильтрующейся воды и некоторых других показателей, влияющих на величину коэффициента фильтрации. Наиболее известными являются формулы Хазена, Слихтера, Замарина и др. [7]. Такие определения возможны только для песчаных, достаточно однородных пород.

Формула Хазена имеет вид

$$k = C\tau d_e^2, \tag{5.37}$$

где C — эмпирический коэффициент, зависящий от степени однородности и пористости грунта; d_e — эффективный диаметр, определяемый по логарифмическому графику (см. рис. 60). Формула (5.37) справедлива при условии $f \leqslant 5$; $0{,}1 \text{ мм} < d_e < 3 \text{ мм}$. Коэффициент C определяется ориентировочно: для чистых, однородных песков 1200; неоднородных, плотно сложенных 400; среднезернистых, однородных 800. Он может вычисляться по формуле в зависимости от пористости

$$C = 400 + 40(n - 26). \tag{5.38}$$

В последние годы разработаны специальные алгоритмы и программы, предусматривающие использование ЭВМ для расчета k песков. Используются не эффективный диаметр, а содержание и число всех фракций. Способ, разработанный И. Н. Павловцом, позволяет определять коэффициент фильтрации по данным о плотности скелета песчаных пород (песков) при максимальном их уплотнении (или их пористости) и процентном содержании фракций следующих диаметров $>0{,}5$ мм; 0,25—0,1 мм; 0,1—0,05 мм; 0,05—0,01 мм; 0,01—0,005 мм; $<0{,}005$ мм. Обязательным условием является наличие фракции 0,5—0,25 мм, но ее показатели при расчете не используются, а входят в эмпирические коэффициенты, зависящие от плотности и содержания других фракций (табл. 53).

Расчет для песков, имеющих в наличии различное число фракций, выполняется по следующим формулам:

$$\left.\begin{array}{ll}
\text{при двух} \ldots\ldots & k_2 = 2{,}6 \cdot 10^{-2}\ \text{ПК}_i \\
\text{при трех} \ldots\ldots & k_3 = 6{,}9 \cdot 10^{-4}\ \text{ПК}_i \\
\text{при четырех} \ldots\ldots & k_4 = 1{,}8 \cdot 10^{-5}\ \text{ПК}_i \\
\text{при пяти} \ldots\ldots & k_5 = 4{,}8 \cdot 10^{-7}\ \text{ПК}_i \\
\text{при шести} \ldots\ldots & k_6 = 1{,}2 \cdot 10^{-8}\ \text{ПК}_i \\
\text{при семи} \ldots\ldots & k_7 = 3{,}1 \cdot 10^{-10}\ \text{ПК}_i
\end{array}\right\} \tag{5.39}$$

Таблица 53. Расчетные данные для определения K_t

Плотность песков Δ, г/см³	Гранулометрический состав (в %) по фракциям, мм												
	K_1	>0,5	K_2	0,25—0,1	K_3, %	0,1—0,05	K_4, %	0,05—0,01	K_5, %	0,01—0,005	K_6, %	<0,005	K_7, %
1,54	170,0	1	37,0	1	36,0	0,5	35,0	0,1	36,5	0,1	36,4	0,1	36,7
1,55	158,5	2	37,5	2	35,4	1	33,8	0,25	35,4	0,25	35,2	0,25	35,0
1,56	149,0	5	39,5	5	33,0	2	31,4	0,5	33,6	0,5	33,0	0,5	32,8
1,57	136,5	10	41,5	10	39,4	5	24,8	1	30,8	1	29,4	1	27,8
1,58	126,0	15	44,0	15	26,8	**10**	**17,0**	1,5	28,2	1,5	25,4	1,4	23,4
1,59	114,5	20	46,5	20	24,4	15	11,2	2	25,4	2	22,2	1	20,0
1,60	103,0	**25**	**49,0**	25	22,4	20	7,0	**3**	**23,0**	2,5	20,0	2,5	17,0
1,61	92,0	30	51,8	**30**	**20,8**	26	6,2	4	20,2	3	17,8	3	14,6
1,62	80,5	35	54,5	35	19,4	30	5,4	5	18,0	**4**	14,8	4	12,0
1,63	71,0	40	57,5	40	18,2	35	4,9	6	15,8	5	12,4	5	10,0
1,64	62,5	45	60,5	45	17,2	40	4,2	7	14,0	6	10,6	6	8,3
1,65	55,5	50	63,0	50	16,2	45	3,9	8	12,0	7	9,1	7	7,3
1,66	51,0	55	66,5	45	15,2	50	3,4	9	10,2	8	7,7	8	6,2
1,68	42,5	60	70,0	60	14,4	55	3,0	10	8,6	9	6,6	9	5,2
1,70	36,5	63	73,5	63	13,6	60	2,7	11	7,0	10	5,7	10	4,4
1,72	32,0	70	76,7	70	12,8	65	2,3	12	6,0	11	4,8	11	3,7
1,76	28,0	75	80,0	75	12,2	70	2,0	13	4,8	12	4,1	12	3,0
1,78	27,0	80	83,5	80	11,5	75	1,5	14	4,2	13	3,5	13	2,6
1,80	26,0	85	81,0	80	11,0	80	1,3	15	3,8	14	3,0	14	2,2
1,87	25,0	90	92,0	90	10,5	90	1,0	20	1,6	15	2,6	15	2,0
1,84	27,0	95	96,0	95	10,0	95	0,8	25	0,6	17	—	17	—
1,88	22,5	100	100	100	8,9	100	0,65	30	0,08	10	—	20	—

Примечание. Полужирным шрифтом выделены значения, использованные в задаче 5.22.

Здесь ПК – произведение коэффициентов, зависящих от плотности и процентного содержания фракций и определяемых по данным табл. 52; k_1 — по объемной массе скелета породы (плотности); k_2 — по сумме фракций 0,5 мм; k_3 — по фракции 0,25 — 0,1 мм; k_4 — по фракции 0,1—0,05 мм; k_5 — по фракции 0,05—0,01 мм; k_6 — по фракции 0,01—0,005 мм; k_7 — по фракции <0,005 мм. При отсутствии в анализе фракции 0,5—0,25 мм формулы недействительны. При наличии ее одной по табл. 53 определяется значение k_1, отвечающее 100 %-ному содержанию фракции.

Коэффициент фильтрации рассчитывают по формулам (5.39), проверка которых показала хорошую сходимость результатов с данными лабораторных работ.

Задача 5.21.

Вычислить коэффициент фильтрации песка по формуле Хазена, используя данные табл. 53 и задачи 5.1. Пористость песка $n=0{,}36$. Температура пород зоны аэрации 10 °С.

Решение. 1. По логарифмической кривой механического состава песка (см. рис. 60) определяем величину эффективного диаметра $d_e=0{,}37$ мм. Находим значение d_{60} и вычисляем f по формуле (5.1), $f=1{,}76$.

2. Проверяем пределы применимости формулы Хазена.

По d_e: 3 мм>0,37 мм>0,1 мм, по f: 1,76<5, т. е. пределы удовлетворяются.

3. Вычисляем коэффициент C. По формуле (5.38) он составляет 820. Определяем температурную поправку при 10 °С $\tau=1$.

4. По формуле (5.37) вычисляем: $k=820\cdot 1\cdot 0{,}37^2=112{,}3$ м/сут.

Задача 5.22.

Определить коэффициент фильтрации песков способом Павловца для следующего гранулометрического состава: 1—0,5 мм 27 %; 0,5—0,25 мм 30 %; 0,25—0,1 мм 30 %; 0,1—0,5 мм 10 %; 0,05—0,01 мм 3 %. Объемная масса скелета породы 1,8 г/см³, пористость 0,32.

Решение. 1. Песок состоит из пяти фракций. Используя формулу (5.39) и данные табл. 53, определяем: $K_1=26$; $K_2=49{,}5$; $K_3=20{,}8$; $K_4=17$; $K_5=23$.

2. Из формулы (5.39)

$k_5=4{,}8\cdot 10^{-7}\cdot 26\cdot 49{,}5\cdot 20{,}8\cdot 17\cdot 23=5$ м/сут.

5.9. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПЛАСТОВ

Коллекторами называют толщи горных пород, которые хорошо пропускают через себя воду и хорошо ее отдают в результате гравитационного вытекания или под действием упругих сил пласта (см. тему 1). Выделяют коллекторы: поровые, трещинные и порово-трещинные, по происхождению — терригенные, хемогенные и др.

Коллекторские свойства характеризуют одновременно фильтрационные и емкостные свойства пласта. Рассматривается пропускная и емкостная способность пласта в целом как гидрогеологической системы. Прямыми показателями ее коллекторских свойств являются T и a, физический смысл которых рассмотрен в теме 1. Водопроводимость T измеряется в квадратных метрах в сутки и определяется формулой (1.6). Коэффициент уровне- и пьезопроводности a измеряется в тех же

единицах и определяется для грунтовых вод формулой (1.7), для напорных — (1.8).

В табл. 54 приведена классификация пород по величине гравитационной емкости.

Коллекторские свойства пласта характеризуются коэффициентом фильтрации, гравитационной и упругой водоотдачей, динамической, открытой пористостью. Для полной оценки коллекторских свойств пласта надо знать не только какими породами по составу сложен пласт, но и какова его мощность, сколько в нем слоев и каких, как они залегают относительно друг друга. Иными словами, надо знать строение пласта, его структуру как гидрогеологической системы.

Коэффициент a позволяет судить о коллекторских свойствах пласта как системы. Он характеризует емкостные и пропускные ее возможности, а также способность реагировать на изменение в ней напоров или давлений под действием различных факторов (паводков, дождей, откачек, поливов и т. п.).

Таблица 54. Классификация пород по гравитационным емкостным свойствам

Группа пород	Емкостные свойства	Рыхлые породы		Трещиноватые породы	
		μ	Пример	μ^*	Пример
1	Очень высокие	0,3—0,2	Пески крупнозернистые, галечники с песком	0,15—0,1	Кавернозные, сильнотрещиноватые известняки
2	Высокие	0,2—0,1	Пески среднезернистые	0,1—0,005	Сильнотрещиноватые известняки, песчаники
3	Средние	0,1—0,05	Пески мелкозернистые	0,05—0,01	Трещиноватые песчаники, алевролиты, известняки
4	Слабые	0,05—0,01	Супеси, суглинки	10^{-2}—$5\cdot10^{-3}$	Трещиноватые метаморфические изверженные породы
5	Практически отсутствуют	0,01	Глины	$5\cdot10^{-3}$	Слаботрещиноватые породы

Таблица 55. Характерные значения показателей коллекторских свойств водоносных горизонтов, сложенных песками трещиноватыми известняками

Водоносный горизонт	Показатели коллекторских свойств					
	m, м	k, м/сут	μ	μ^*	T, м²/сут	a, м²/сут
Грунтовые воды	10—20	5—10	0,1—0,25	—	50—200	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^3$
Напорные воды	10—100	5—10	—	10^{-4}	50—1000	$n \cdot 10^5 - n \cdot 10^7$

Таблица 56. Классификация пластов по коллекторским свойствам

Коллекторские свойства	Грунтовые воды ($m = 10$ м)				Напорные воды ($m = 50$ м)			
	k, м/сут	μ	T, м²/сут	a, м²/сут	k, м/сут	μ^*	T, м²/сут	a, м²/сут
Высокие	$\geqslant 10$	$\geqslant 0{,}1$	$\geqslant 100$	$\geqslant 10^3$	$\geqslant 10$	$\geqslant 10^{-4}$	$\geqslant 500$	$\leqslant 10^5$
Средние	10—1	0,1—0,05	100—10	10^3—10^2	10—1	10^{-5}—10^{-6}	500—50	10^6—10^7
Низкие	<1	$<0{,}05$	<10	$<10^1$	<1	$<10^{-6}$	<50	$>10^7$

Характерные значения показателей коллекторских свойств для водоносных горизонтов с грунтовыми и напорными водами приведены в табл. 55, из которой следует, что при одинаковых фильтрационных свойствах емкостные свойства различаются на три-четыре порядка. Следовательно, при прочих равных условиях емкостные запасы в грунтовых водах в тысячу и более раз выше, чем в напорных, поэтому влияние от откачки в грунтовых водах распространяется во столько же раз медленнее, чем в напорных. В табл. 56 приведена классификация пластов по коллекторским свойствам — выделено три группы коллекторов.

Задача 5.23.

Водоносный горизонт с грунтовыми водами сложен несколькими слоями крупнозернистых песков и имеет общую мощность $h=30$ м. Глубина от поверхности земли до уровня грунтовых вод 10 м. Определить характерные значения показателей коллекторских свойств: a, T; для нижнего слоя при $m=10$ м гравитационно-упругую водоотдачу μ^* и пьезопроводность a^*. Использовать для этого данные, приведенные в табл. 42, 45, 48, 56. Оценить коллекторские свойства.

Решение. 1. Найдем, пользуясь данными табл. 42 и 48, характерные значения коэффициента фильтрации и гравитационной водоотдачи, которые отвечают литолого-фациальному составу породы, и примем среднюю величину из указанного диапазона ($k=30$ м/сут, $\mu=0{,}25$).

2. Вычислим водопроводимость и уровнепроводность всего пласта. По формуле (1.6) имеем: $T=kh=900$ м^2/сут, по формуле (1.7) $a=3{,}6\times\times10^3$ м^2/сут.

3. Гравитационно-упругая водоотдача, согласно табл. 45, для крупных песков составляет $8\cdot10^{-3}$, а пьезопроводность — 10^5 м^2/сут.

4. Коллекторские свойства пласта с грунтовыми водами оцениваются показателями: $T=900$ м^2/сут, $a=3{,}6\cdot10^3$ м^2/сут. Согласно данным табл. 56, пласт обладает высокими коллекторскими свойствами.

Задача 5.24.

На основе полученных в задаче 5.23 показателей качественно проанализировать, в каких условиях скорее и почему наблюдается снижение уровня воды в пласте под влиянием откачки. Рассмотреть два случая. В первом случае опытная скважина, из которой идет откачка, и наблюдательная располагаются в верхней части водоносного горизонта, вблизи уровня грунтовых вод. Глубина скважины 18 м, длина фильтра 5 м. Во втором — фильтр находится в нижней части водоносного горизонта и значительно удален от уровня грунтовых вод. Глубина скважины 38 м, длина фильтра 5 м. В обоих случаях наблюдательные скважины находятся на расстоянии 5 м от опытной.

Решение. 1. Проанализируем процесс снижения уровня грунтовых вод при откачке из неглубокой (18-метровой) скважины. Пески крупнозернистые, водоотдача высокая, поэтому при откачке начнется гравитационное осушение песков. Оно будет развиваться постепенно. Вначале снижение уровня будет отмечаться около опытной скважины, затем постепенно оно распространится дальше от нее. Процесс вытекания не мгновенный. Около скважины формируется так называемая воронка депрессии. Представление о скорости ее формирования получим из рассмотрения физической сущности коэффициента уровнепроводности a. Для этого представим его размерность как [м/сут·м], что характеризует как бы условную скорость (м/сут) распространения колебаний уровня по длине пласта (м). В нашем случае имеем: 4500 м/сут·м.

2. В скважине глубиной 38 м наблюдается иная картина. Фильтр вскрывает 5 м водоносных песков, остальные 33 м перекрыты обсадными трубами. При откачке уровень воды в скважине понижается. Однако нижние слои не осушаются и, следовательно, реагируют на откачку как напорные

воды: в них действуют силы упругости и под их влиянием изменяется гидростатическое давление в воде. Это изменение выражается в снижении напоров. В скважину поступает вода за счет упругого ее расширения и уменьшения порового объема в результате увеличения давления на скелет породы.

Перераспределение давлений — процесс очень быстрый. Следовательно, в самой скважине и в нижних слоях будет наблюдаться быстрое изменение уровней. Оно пойдет скорее, чем процесс непосредственного осушения песков в верхней части водоносного горизонта. Условная скорость такого перераспределения может быть оценена величиной пьезопроводности $a^* = 10^5$ [м/сут · м]. Эта величина на два порядка превышает значение коэффициента уровнепроводности.

Задача 5.25.

Представим, что описанный в задаче 5.23 водоносный горизонт содержит напорные воды. Определить для него характерные показатели коллекторских свойств и решить качественно ту же задачу о характере формирования воронки депрессии под влиянием откачки. По-прежнему в одном случае опытная скважина вскрывает верхнюю часть горизонта, в другом — нижнюю. Кровля водоносного горизонта залегает на глубине 140 м от поверхности земли.

Задача 5.26.

Используя данные средних значений коэффициентов фильтрации, гравитационной и упругой водоотдачи (см. табл. 42, 48, 54), определить характерные значения коэффициентов водопроводимости, уровне- и пьезопроводности для водоносных горизонтов, сложенных трещиноватыми известняками, мелкозернистыми песками, суглинками. Мощность горизонта принять равной 20 м. Сравнить емкостные и коллекторские свойства, пользуясь данными табл. 55, 56.

5.10. ОБРАБОТКА ЛАБОРАТОРНЫХ ДАННЫХ

Понятие об обработке данных. Лабораторные данные по водным и водно-физическим свойствам, как и любая гидрогеологическая информация, подвергаются первичной и вторичной обработке. Содержание и приемы такой обработки подробно рассмотрены в учебном пособии [8].

Первичная обработка включает: 1) анализ качества полученной информации; 2) составление итоговых таблиц, в которых данные располагаются в определенной последовательности в зависимости от действия выбранного влияющего фактора. Вторичная обработка включает: 1) анализ полученной информации и выбор методов ее дальнейшей обработки; 2) первичную систематизацию и свертку информации, базирующуюся на использовании имеющихся классификаций и статистических способов, позволяющих уменьшить объем информации; 3) построение специальных разрезов и карт, позволяющих выявить существующие закономерности и использовать это при дальнейшем решении поставленных научных и практических задач.

Первичная обработка. Анализ качества первичной информации включает: а) рассмотрение полученных цифровых значений показателей водных свойств и сравнение их с характерными значениями, отвечающими определенным генетическим типам отложений; б) сравнительный анализ всех показателей, отвечающих данному генетическому и литолого-фациальному типам изучаемых отложений, а также установленным гидрогео-

логическим условиям. Это дает возможность выявить грубые погрешности в определении показателей и исключить эти данные из дальнейшего анализа.

Принятые к дальнейшим расчетам показатели включаются в итоговую таблицу. Обычно в нее входят: гранулометрический состав, объемная масса породы, объемная масса скелета породы, пористость, число пластичности, естественная влажность, показатели всех видов влагоемкостей, коэффициент относительной влажности, коэффициент фильтрации, гравитационная водоотдача, высота капиллярного поднятия и др. Данные в таблице располагаются по генетическим типам отложений в зависимости от увеличения глубины отбора проб и т. п. Это дает возможность уже на первых этапах обработки информации выявлять различные закономерности.

Задача 5.27.

Для тонко- и мелкозернистых аллювиальных песков по лабораторным опытам в приборе ПВ получены следующие значения k: 1,2; 1,5; 0,97; 9,6; 1,9; 0,8 м/сут. Оценить качество исходной информации.

Решение. Согласно данным табл. 48 устанавливаем, что значения k должны быть близки 1—2 м/сут. Анализ цифр показывает, что значение 9,6 м/сут маловероятно для тонкозернистых песков. Его из этой группы следует исключить. Можно предположить, что в этом образце было повышенное количество средне- и крупнозернистых частиц. Если данные механического анализа это подтверждают, то показатель выделяется в другую группу. Если таких подтверждений нет, то показатель бракуется.

Вторичная обработка является более сложной и выполняется целенаправленно, т. е. применительно к решению конкретной задачи. Выбор метода обработки информации сложный и во многом носит субъективный характер. Некоторые рекомендации изложены в учебном пособии [8].

Первичная классификация показателей заключается в следующем. Выбирается классификация и полученное опытом значение показателя сравнивают с характерным диапазоном его изменения в выбранной классификации. При этом учитывают литолого-фациальный состав и генетический тип отложений. По результатам сравнения определяют типовое название породы по данному свойству. Показатели с одинаковым названием группируются. Характеристика пласта по данному свойству определяется по группе с преобладающим числом показателей. Заметим, что такая классификация содержит элементы субъективной оценки, так как существует много классификаций и в них не всегда совпадают выделенные диапазоны и группы пород.

Задача 5.28.

Провести первичную классификацию пород водоносного горизонта по фильтрационным и емкостным свойствам. Воспользоваться классификациями, приведенными в табл. 48 и 54. Ниже приведены значения коэффициента фильтрации и водоотдачи для крупно- и среднезернистых песков, полученные по лабораторным опытам.

k, м/сут . . .	15	13,1	10,2	18	21	8,8	2	23	3,5	12
μ	0,2	0,18	0,15	0,25	0,28	0,15	0,07	0,25	0,08	0,12

Решение. 1. Анализируем цифровые данные коэффициента фильтрации и сравниваем их с характерными значениями, приведенными в табл. 48. Можно все показатели разбить на две группы:

1) k=10—1 м/сут — проницаемые породы, сюда вошли три показателя (8,8; 2; 3,5 м/сут), 2) k=10—100 м/сут — хорошо проницаемые породы — здесь семь остальных показателей (15; 13,1; 10,2; 18; 21; 23; 12); эта группа является ведущей.

2. Цифровые данные водоотдачи (см. табл. 54) позволяют выделить три группы показателей, характеризующих различные емкостные свойства: 1) очень высокие при μ, равном 0,2; 0,25; 0,28; 2) высокие при μ, равном 0,12; 0,15; 0,18; 3) средние при μ, равном 0,07; 0,08.

3. Таким образом, породы по преобладающим значениям показателей могут быть названы хорошо проницаемыми с высокими и очень высокими емкостными свойствами.

Систематизация данных. Графическая систематизация данных гранулометрического состава и других показателей имеет много общего с аналогичной систематизацией химических анализов и выполняется с использованием различных графиков, в частности треугольников Ферре. На них данные показываются в виде точек, и группировка их определяет типовое название породы. При значительном (8—10) числе показателей, если они относятся к одному литолого-фациальному или генетическому типу отложений, возможна статистическая обработка данных. Подробно ее приемы применительно к оценке водных и коллекторских свойств изложены в учебном пособии [8]. Простейшим является вычисление средних арифметических значений. В результате статистической обработки происходит свертка (уменьшение) объема информации и для изученной части водоносного горизонта устанавливается одно расчетное значение показателя с доверительными интервалами его возможного изменения.

Построение разрезов и карт. По результатам лабораторных и полевых определений показателей основных гидрогеологических и коллекторских свойств водоносных горизонтов и пород зоны аэрации строят: а) изоплеты влажности или капиллярного потенциала для характеристики изменения влажности пород зоны аэрации по глубине и во времени; б) профили и карты водопроницаемости, водопроводимости, гравитационной водоотдачи, уровне- и пьезопроводности; в) профили и карты пористости и других показателей [8].

Построение профилей и карт, характеризующих изменение показателей по направлению и площади, выполняют в тех случаях, когда общий гидрогеологический анализ подтверждает наличие региональных закономерностей в изменении изучаемых свойств. Изменение показателей отображают изолиниями или зонами. Такие карты носят название карт параметров и показателей. Строят их вручную линейной интерполяцией или машинным способом с применением ЭВМ по специальным программам. Построение некоторых карт будет рассмотрено ниже (см. тему 9).

Тема 6

Виды и законы движения подземных вод в горных породах и пластах

6.1. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ ДВИЖЕНИЯ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Ведущими видами движения подземных вод в горных породах и пластах являются процессы фильтрации и инфильтрации. Определение процессов рассмотрено в теме 1. Основными их *гидродинамическими характеристиками* являются; расход потока подземных вод Q, скорость фильтрации v, гидростатический напор H, градиент напора I, коэффициент фильтрации k. Геометрические характеристики потока — площадь поперечного сечения потока F, его мощность для напорных вод m, для грунтовых h, ширина потока в плане B, его длина L (или l).

Фильтрация (рис. 73, зона III) описывается в общем виде уравнением Дарси

$$Q = vF = kIF. \qquad (6.1)$$

Оно устанавливает линейную зависимость между расходом потока и градиентом напора, характеризует стационарную (установившуюся) фильтрацию и получило название закона Дарси.

Согласно уравнению (6.1) расход потока подземных вод зависит от свойств среды, через которую идет фильтрация, пропорционален площади поперечного сечения потока и градиенту напора по направлению движения. Градиент напора определяется по формуле (1.11), а площадь сечения — по формуле (1.13).

Скорость фильтрации v выражается формулой (1.12). Если подставить в эту зависимость значение расхода по формуле (6.1), получим закон Дарси в виде

$$v = kI. \qquad (6.2)$$

Скорость фильтрации, как видно из формулы (6.2), является расчетной величиной и не учитывает наличие скелета породы. Если его учесть и выразить величину свободного порово-трещинного пространства через динамическую пористость n_0, то

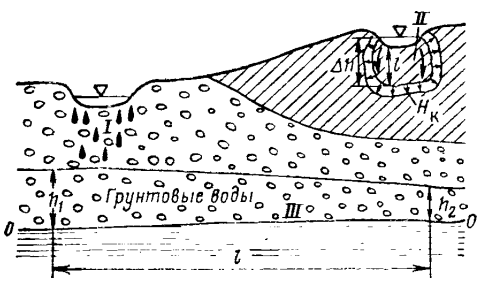


Рис. 73. Схемы различных видов движения подземных вод:
I — инфильтрация (свободное просачивание); II — нормальная инфильтрация; III — фильтрация

площадь сечения потока F следует умножить на n_0 и тогда получим формулу, определяющую среднюю действительную скорость движения воды в этом пространстве,

$$u = \frac{Q}{n_0 F} = \frac{v}{n_0}. \tag{6.3}$$

Инфильтрация протекает в условиях неполного заполнения пор водой в породах зоны аэрации (см. рис. 73, зоны I и II). Рассмотрим нормальную инфильтрацию (см. рис. 73, зона II). В общем виде расход инфильтрационного потока Q^w можно определить по формуле

$$Q^w = k_в F^w I^w, \tag{6.4}$$

где $k_в$ — коэффициент влагопереноса, характеризующий пропускную способность пород зоны аэрации (для воды) и зависящий от начальной их влажности; F^w — площадь поперечного сечения потока в плане (перпендикулярно к ней идет нисходящее движение), определяется формулой (1.18); I^w — средний градиент напора, определяющий это движение и вычисляемый по формуле (1.17).

Скорость инфильтрационного движения с учетом формулы (1.12) может быть представлена уравнением Дарси

$$v^w = k_в I^w. \tag{6.5}$$

Процессы фильтрации и инфильтрации представляют механическую форму движения, при которой происходит только изменение потенциальной энергии в данной ГГС. Это изменение оценивается величиной градиента напора и характеризует ту энергию, которую затрачивает подземная вода на преодоление внутреннего сопротивления со стороны горной породы ее движению в порово-трещинном пространстве.

Коэффициенты k и $k_в$ оценивают величину этого внутреннего сопротивления применительно к движению воды в порово-трещинном пространстве, а коэффициент проницаемости $k_п$ — к движению любого флюида или газа. Величина k зависит от свойств фильтрующейся воды и структуры порово-трещинного пространства, $k_п$ — только от структуры пустотного пространства, а $k_в$ — также от степени насыщенности этого пространства водой и воздухом. В последнем случае (см. тему 5) это коэффициент фазовой проницаемости $k_в'$, учитывающий, что часть пустотного пространства занята воздухом.

Представим объем породы с пористостью n в виде модели пучка капиллярных трубочек одинакового радиуса r. Средняя скорость фильтрации воды в такой модели выразится как

$$v = \frac{\Delta_в r^2 n}{8\mu_д} I, \tag{6.6}$$

сравнив формулы (6.6) и (6.2), получим

$$k = \frac{\Delta_в r^2 n}{8\mu_д}. \qquad (6.7)$$

Формула (6.7) показывает, что коэффициент фильтрации изменяется в зависимости от величины минерализации фильтрующейся воды, ее температуры и химического состава, так как эти факторы влияют на изменение плотности $\Delta_в$ и вязкости $\mu_д$ воды.

Сравнив формулу (6.7) с формулой (5.27)

$$k = k_п \frac{\Delta_в}{\mu_д} = k_п \frac{g}{\nu},$$

видим, что проницаемость можно определить как

$$k_п = r^2 n/8. \qquad (6.8)$$

Из формулы (6.8) видно, что этот коэффициент определяется только структурой пустотного пространства (размерами, формой и числом пор или трещин).

Коэффициент влагопереноса, согласно С. Ф. Аверьянову, равен

$$k_в = k\bar{\theta}^n = k\left(\frac{\theta_е - \theta_{нв}}{\theta_п - \theta_{нв}}\right)^n, \qquad (6.9)$$

где $\bar{\theta}$ — относительная влажность пород зоны аэрации, n — эмпирический коэффициент, равный 3,5.

Изучение процессов фильтрации и инфильтрации включает следующие стадии:

1. Определение опытным путем основных гидродинамических характеристик k, I, v, Q и главных особенностей, которые свойственны этим процессам, и в первую очередь выявление наличия линейной связи между расходом (или скоростью) потока и действующим градиентом напора.

2. Установление опытным и расчетным путем на основании анализа уравнения Дарси характера влияния геологических и других факторов на условия движения подземных вод в горных породах.

3. Выявление закономерностей, характеризующих движение подземных вод в горных породах в различных гидрогеологических условиях.

Определение опытным путем k, $k_п$ подробно рассмотрено в теме 5. Определение коэффициента влагопереноса излагается в разделе опытного изучения процесса инфильтрации.

Процессы фильтрации и инфильтрации изучают следующими методами: 1) лабораторным (опытным) путем на приборах; 2) полевыми специальными гидрогеологическими и геофизическими работами; 3) теоретическим анализом математических зависимостей, которыми описываются движения подземных вод в горных породах в различных гидрогеологических

условиях; 4) моделированием процесса движения подземных вод на специальных моделирующих устройствах.

Математические модели используют аналогию между движением воды в пористой среде и электрическим током в проводнике (или тепла в твердом теле). Это дает возможность построить электрическую модель водоносного горизонта и на ней изучить все особенности процесса фильтрации или инфильтрации. Для этой цели используют различные вычислительные устройства, в частности электронно-вычислительные цифровые машины, работающие по специальным программам. Они реализуют численное решение дифференциальных уравнений, которыми описывается движение воды в пористой среде. Принципы изучения движения подземных вод с использованием различных моделей и уравнений излагаются в курсах «Гидрогеологическое моделирование» и «Динамика подземных вод» и здесь не рассматриваются.

Простейший теоретический анализ построен на использовании уравнения Дарси и будет рассмотрен ниже. Специальные гидрогеологические и геофизические работы позволяют непосредственно в поле изучить движение подземных вод. Но для этого требуется бурить скважины, вести специальное опробование и исследование на этих скважинах. Такие работы рассматриваются в курсах «Динамика подземных вод», «Методы гидрогеологических исследований». Условия движения подземных вод в горных породах могут быть изучены в лабораторных условиях на специальных приборах. Некоторые из таких опытов рассмотрим ниже.

Контрольные вопросы

1. В чем сходство и различие процессов фильтрации и инфильтрации? 2. Запишите уравнение Дарси для процессов фильтрации и инфильтрации и назовите основные гидродинамические характеристики процессов. 3. В чем сходство и различие коэффициентов фильтрации, влагопереноса и проницаемости? 4. Какими методами изучают процессы движения подземных вод? 5. Что понимают под изучением процессов движения подземных вод?

6.2. ОПЫТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При опытном изучении процесса фильтрации на образцах в лабораторных условиях используется схема Дарси (см. рис. 69 и 74). Уравнение (6.1) примет вид

$$Q = kF\frac{\Delta h}{l}, \tag{6.10}$$

где Q — расход потока, измеряемый в опыте; F — площадь поперечного сечения прибора; l — длина образца; Δh — разность напоров (в см) участка потока длиной l; $\Delta h = h_1 - h_2$.

Скорость фильтрации определится как

$$v = k(\Delta h/l). \tag{6.11}$$

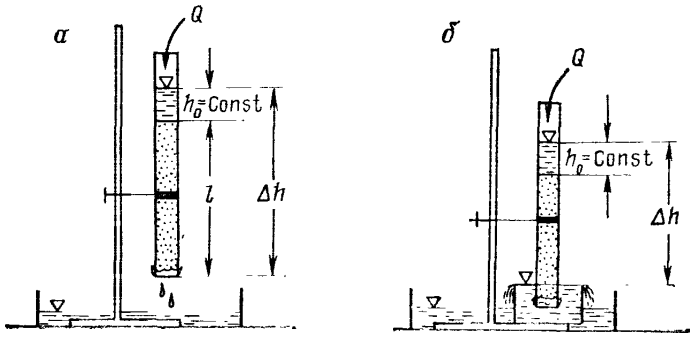


Рис. 74. Прибор для лабораторного изучения процессов фильтрации *(а, б* — этапы опыта)

Аналогичными зависимостями описывается процесс фильтрации, показанный на рис. 73 (зона III).

Задача 6.1.

Исследовать процесс фильтрации по схеме Дарси.

1. Собрать простейший прибор, как показано на рис. 74,*а*. Для этого взять стеклянную трубку диаметром 2—3 см, длиной 70—80 см, обвязать нижний конец ее марлей и укрепить на штативе. Заполнить трубку на $^1/_3$ часть крупно- или среднезернистым песком (l=15—20 см). На трубку наклеить шкалу из миллиметровой бумаги.

2. Наливая в трубку воду, поддерживать над песком небольшой слой воды постоянной глубины (h_0). Наблюдать за происходящим процессом. Отметить момент появления капежа с нижнего конца трубки. Указать, какое изменение в это время произошло в факторах, определяющих движение воды.

3. Создать на приборе схему Дарси, отвечающую стационарной фильтрации, поддерживать разность напоров постоянной. Вычислить напорный градиент по формуле (2.6), которая примет вид

$$I = \Delta h/l. \qquad (6.12)$$

4. Изменить разность напоров, погрузив нижний конец трубки в сосуд с водой. При этом должен наблюдаться перелив воды из сосуда в поддон, как показано на рис. 74, *б*. Вычислить величину напорного градиента. Повторить опыт несколько раз. Записать результаты в журнал (табл. 57).

5. Все этапы опыта зарисовать и описать в тетради.

Необходимое оборудование и материалы: стеклянная трубка, штатив, бутыль с водой, марля, сосуды и чашки для воды, поддон, секундомер, объемная мензурка.

Таблица 57

Номер опыта	h_0, см	l, см	Δh, см	I	Q, см³/с	v, см/с	I/v
1	5	20	25	1,25	1,089	0,019	67,2
2	5	20	20	1	0,075	0,016	64
3	5	20	15	0,75	0,056	0,012	62,4
4	5	20	10	0,5	0,037	0,008	60,8

6.3. ОПЫТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПРЕДЕЛОВ ПРИМЕНИМОСТИ ЗАКОНА ДАРСИ

Закон Дарси называют линейным законом фильтрации, так как скорость фильтрации линейно связана с градиентом напора (рис. 75, кривая *1*). Такая зависимость свидетельствует о том, что силы гидростатического давления $\Delta h/l$ уравновешены силами внутреннего сопротивления v/k. В огромном числе случаев эта зависимость является справедливой. Однако могут наблюдаться условия, в которых закон Дарси нарушается. Тогда говорят о верхнем и нижнем пределах его применимости. Верхний предел определяет справедливость его использования при больших скоростях фильтрации в породах с высокими фильтрационными свойствами (см. рис. 75, кривые *2*, *3*). В этом случае начинает проявляться действие сил инерции и равновесие между силами давления и внутреннего сопротивления нарушается. Такие условия возникают главным образом в зоне работы инженерных сооружений, существенно увеличивающих градиенты напора, например вблизи водозаборных скважин. В естественных условиях в силу высоких фильтрационных свойств внутреннее сопротивление породы движению воды мало́, потери напора невелики и, следовательно, градиенты напора малы, небольшими оказываются скорости фильтрации и силы инерции практически не проявляются. В трещиноватых водоносных породах сначала возникает так называемый переходной режим. Он характеризуется тем, что приближенно сохраняется пропорциональность между v и I, но коэффициент фильтрации приобретает иное числовое значение k' (см. рис. 75, кривая *2*). Когда скорости фильтрации достигнут критических значений, линейная зависимость нарушается (см. рис. 75, кривая *3*). В этом случае закон Дарси можно представить в обобщенном виде двучленной зависимостью

$$I = \frac{v}{k}\cdot(1+\alpha v), \qquad (6.13)$$

где α — параметр нелинейности, определяемый опытным путем.

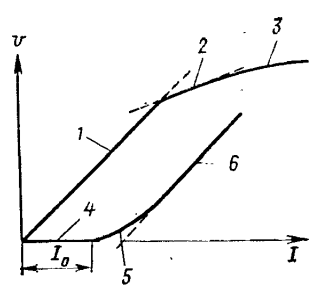


Рис. 75. Графическое изображение обобщенного закона Дарси и пределов его применимости:

1 — линейный закон Дарси ($v=k\cdot I$); *зона верхнего предела:* *2* — приближенно линейная зависимость для переходного режима фильтрации ($v=k'\cdot I$); *3* — нелинейная зависимость в условиях значительного нарушения закона Дарси ($I=(1+\alpha v)\frac{v}{k}$); *зона нижнего предела:* *4* — зона отсутствия фильтрации при $I<I_0$ (начальный градиент фильтрации) согласно зависимости $v=k\left(I-\frac{4}{3}I_0\right)$; *5* — зона вязкопластичного движения при $I>I_0$, $k''<k$; *6* — фильтрация по закону Дарси при $k''=k$

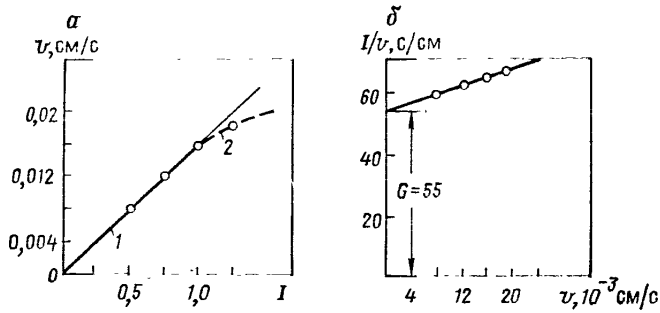


Рис. 76. Графики зависимости:
а — $v=f(I)$; б — $I/v=f(v)$;
1 — линейная зависимость по закону Дарси; *2* — то же, при его нарушении

При малых скоростях $\alpha v \ll 1$ формула характеризует линеиную фильтрацию, при значительных скоростях член αv становится соизмерим с единицей, что свидетельствует о нарушении закона Дарси, и, когда $\alpha v \gg 1$, возникает нелинейный режим фильтрации. Практика показывает, что такие нарушения встречаются редко и являются локальными. Зависимость (6.13) используется при опытном изучении нарушений закона Дарси в высокопроницаемых породах и для определения коэффициента нелинейности.

Условия нарушения закона Дарси изучаются на приборе Дарси. Проводится серия опытов с определением для каждого из них величины напорного градиента I и скорости фильтрации по формулам (6.12) и (1.12). По экспериментальным точкам строится график зависимости $v=f(I)$. Для этого на оси ординат откладывают значения v, а на оси абсцисс — отвечающую ей величину градиента I (см. рис. 75, кривая *1*, рис. 76, *а*). Если будет наблюдаться отклонение графика от прямой линии, то это свидетельствует о нарушении закона Дарси. С графика снимается значение скорости, отвечающее началу нарушения линейной фильтрации.

Построив на основании зависимости (6.13) график в координатах $I/v=f(v)$, получим прямую линию (см. рис. 76, *б*)

$$\frac{I}{v}=\frac{1}{k}+\frac{\alpha}{k}v, \tag{6.14}$$

отсекающую на оси ординат I/v отрезок b, равный $1/k$. По величине этого отрезка вычисляется значение коэффициента фильтрации

$$k=1/b. \tag{6.15}$$

Зная угловой коэффициент C прямой, можно найти при известном значении k параметр нелинейности

$$\alpha=Ck. \tag{6.16}$$

В слабопроницаемых глинистых слоях с субкапиллярными порами и значительным количеством физически связанной воды также может наблюдаться отклонение от линейного закона. В этом случае говорят о нижнем пределе применимости закона Дарси (см. рис. 75, кривые *4*, *5*, *6*). Нарушение выражается в том, что при наличии градиента напора в таких глинистых слоях практически фильтрация не наблюдается. Необходимо повысить градиент напора до некоторой величины, чтобы фильтрация стала заметной. Такой градиент называется начальным I_0 (см. рис. 75, кривая *4*). Начавшаяся фильтрация по своим характеристикам отлична от линейной. Это связано с тем, что по мере роста градиента напора часть физически связанной воды переводится в свободную. В результате наблюдается увеличение суммарной площади сечения потока, коэффициент фильтрации, зависящий от градиента напора, увеличивается (см. рис. 75, кривая *5*). И только когда перестанет изменяться количество физически связанной воды, коэффициент фильтрации станет постоянной величиной и фильтрация будет отвечать закону Дарси (см. рис. 75, кривая *6*).

Заметим, что если в глинах есть опесчаненные участки, то практически фильтрация воды пройдет через эти участки и нарушение закона Дарси может не проявиться.

Задача 6.2. Исследовать применимость закона Дарси.

Используя прибор, показанный на рис. 74, изучить идущий в нем процесс фильтрации по схеме Дарси и определить, при каких значениях скорости фильтрации будет наблюдаться нарушение закона Дарси. Найти графически коэффициент фильтрации и параметр нелинейности α.

Решение. 1. Собираем прибор по схеме, приведенной на рис. 74, *а*. Высота слоя песка $l=20$ см. Создав над песком постоянный слой воды $h_0=5$ см, несколько секунд наблюдаем капеж с нижнего конца трубки.

2. Измеряем созданную разность напоров $\Delta h=25$ см и объемным способом определяем отвечающий ему расход воды по формуле $Q=W/t$, где W — объем воды в см^3, собранный в мерную мензурку за время t, с; в данном примере $Q=0{,}089$ см^3/с (см. табл. 57).

3. Последовательно этапами погружая нижний конец трубки в сосуд с водой, как указано в задаче 6.1 и на рис. 74, *б*, определяем еще три значения расхода при трех разностях напора. Вычисляем отвечающие этим этапам напорные градиенты по формуле (6.12), скорости фильтрации по формуле (2.12) и значения показателя I/v. Все данные записываем в табл. 57.

4. По опытным данным строим график зависимости $v=f(I)$ (см. рис. 76, *а*). Как видно, при градиенте $I>1$ наблюдается некоторое отклонение графика от прямой линии. Это отвечает значению скорости фильтрации $v_{кр}=0{,}016$ см/с, или 13,8 м/сут.

5. Строим график, отвечающий уравнению (6.14). Через полученные точки проводим прямую до пересечения с осью ординат (см. рис. 76, *б*).

6. Для определения коэффициента фильтрации снимаем с графика величину отсеченного на оси ординат отрезка $b=55$ с/см. По формуле (6.15) определяем $k=1/55=0{,}02$ см/с, что соответствует 17,3 м/сут.

7. Для определения параметра нелинейности находим угловой коэффициент прямой относительно оси абсцисс, вычисляя его как тангенс по отношению двух катетов,

$$C=\frac{(I/v)_1-(I/v)_2}{v_1-v_2}=\frac{64-60{,}8}{0{,}016-0{,}008}=400,$$

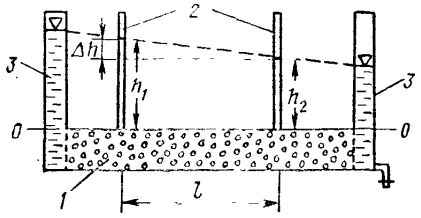


Рис. 77. Схема прибора Дарси для изучения фильтрации в условиях напорного режима:
1 — трубка с песком; *2* — измерительные пьезометры; *3* — граничные водосливы, создающие необходимую для фильтрации разность напоров

параметр α находим по формуле (6.16)

$$\alpha = Ck = 400 \cdot 0{,}02 = 8 \text{ с/см}.$$

Можно исследование процесса фильтрации вести в условиях напорного режима, собрав прибор Дарси по схеме, представленной на рис. 77. Прибор состоит из трубки длиной 70—80 см, диаметром 3 см, двух пьезометров и двух водосливов, с помощью которых устанавливается необходимая разность напоров. Загрузка трубки песком выполняется под водой, для чего сначала ее заполняют водой, а затем песком. Последовательность опыта сохраняется: создается несколько перепадов уровней перемещением водосливов и для каждого объемным способом измеряется величина расхода потока, затем вычисляется скорость фильтрации по формуле (1.12) и строятся графики $v = f(I)$ и $v/k = f(v)$.

6.4. ОПЫТНОЕ ИЗУЧЕНИЕ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

Нестационарная (неустановившаяся) фильтрация математически описывается уравнениями, в которые входит время t. Простейшим случаем такой фильтрации является опыт на трубке Г. Н. Каменского (рис. 78, *а*, *б*) при определении коэффициента фильтрации по формуле (5.35)

$$\lg \frac{h_0}{h_0 - S} = 0{,}435 \frac{k}{l} t.$$

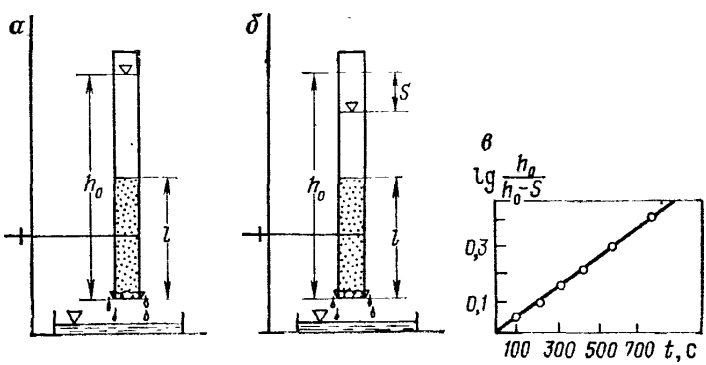


Рис. 78. Прибор для лабораторного изучения процесса инфильтрации (по Г. Н. Каменскому):
а — начало опыта; *б* — промежуточное положение; *в* — график зависимости $\lg \frac{h_0}{h_0 - S} = f(t)$

Если построить график в координатах $\lg h_0/(h_0 - S) = f(t)$, то он будет иметь вид прямой (см. рис. 78, *в*), проходящей через начало координат с угловым коэффициентом C, равным

$$C = 0{,}435\frac{k}{l}. \tag{6.17}$$

Следовательно, если провести опыт и на ряд моментов времени t найти значение $\lg h_0/(h_0 - S)$, затем построить по этим данным график в координатах $\lg h_0/(h_0 - S) = f(t)$, то все опытные точки будут лежать на одной прямой и можно считать, что фильтрация отвечает закону Дарси и отклонений от него не наблюдается. Определив по графику угловой коэффициент C как тангенс угла наклона прямой к оси абсцисс t, из зависимости (6.17) можно найти значение коэффициента фильтрации.

Градиент напора в любой момент времени равен

$$I_t = \frac{h_0 - S}{l}, \tag{6.18}$$

где S — величина снижения уровня воды на этот момент времени относительно постоянного начального напора h_0 (см. рис. 71, *а*, 78, *а*, *б*). Текущее значение расхода в любой момент времени

$$Q_t = kF\frac{h_0 - S}{l}. \tag{6.19}$$

Задача 6.3.

Исследовать процесс нестационарной фильтрации, пользуясь схемой Г. Н. Каменского.

Решение. 1. Стеклянную трубку диаметром 3 см, длиной 50 см обвязать снизу марлей и укрепить на штативе, заполнить мелко- или среднезернистым песком на высоту $l = 20$ см. Постепенно наливая в трубку воду, насытить песок водой до появления капежа с нижнего конца трубки.

2. Создать начальный напор $h_0 = 40$ см, считая от нижнего конца трубки, и на различные моменты времени t измерить величину снижения уровня воды S. Данные записать в журнал (табл. 58). Вычислить значение $h_0/(h_0 - S)$ и $\lg h_0/(h_0 - S)$, градиент напора по формуле (6.18).

3. Исследовать изменение I_t во времени.

Таблица 58

t, с	0	100	210	315	450	600	780
S, см	0	2	4	6	8	10	12
I	2	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4
$\frac{h_0}{h_0 - S}$	1	1,05	1,11	1,18	1,25	1,33	1,43
$\lg\frac{h_0}{h_0 - S}$	0	0,02	0,045	0,072	0,097	0,124	0,155
v_t, см/с	0,018	0,017	0,016	0,015	0,014	0,0135	0,0126
Q_t, см/с	0,085	0,08	0,075	0,07	0,066	0,063	0,06

Как видим из анализа данных табл. 58, градиент фильтрации со временем уменьшается от 2 до 1,4. Строим график $I_t=f(t)$.

4. По данным табл. 58 строим график в координатах $\lg h_0/(h_0-S)=f(t)$ и через все опытные точки проводим прямую линию (см. рис. 78, *а*). Анализ данного графика показывает, что нарушения закона Дарси в опыте нет и фильтрация носит линейный характер.

5. Для определения k находим вначале угловой коэффициент C для прямой относительно оси абсцисс, вычисляя его как отношение двух катетов

$$C=\frac{\lg\left(\frac{h_0}{h_0-S}\right)_2-\lg\left(\frac{h_0}{h_0-S}\right)_1}{t_2-t_1}=\frac{0{,}16-0{,}04}{800-200}=0{,}0002.$$

Значение k определяем из формулы (6.17)

$$k=\frac{Cl}{0{,}435}=\frac{2\cdot10^{-4}\cdot20}{0{,}435}=0{,}009 \text{ см/с, или } 7{,}8 \text{ м/сут.}$$

Можно значение k найти непосредственно из формулы (5.35)

$$k=2{,}3\frac{l}{t}\lg\frac{h_0}{h_0-S}=2{,}3\frac{20}{100}0{,}02=0{,}0092 \text{ см/с.}$$

6. Найдем скорость фильтрации по формуле (6.2) и расход потока из формулы (6.19) при площади сечения трубки (образца) $F=4{,}7$ см^2. Данные вычислений приведены в табл. 59, из которой видно, что v_t и Q_t изменяются во времени, уменьшаясь почти в 3 раза за 13 мин опыта. Строим графики $v_t=f(t)$ и $Q_t=f(t)$.

Задача 6.4.

Имеется канал с водой, дно которого врезано в слой суглинка, ниже залегают крупнозернистые пески. Уровень грунтовых вод располагается в песках ниже подошвы суглинков. Возможно ли определить коэффициент фильтрации суглинков, используя формулу (5.35) нестационарной фильтрации по Г. Н. Каменскому? Если да, то как должна выглядеть принципиальная схема опыта.

Контрольные вопросы

1. Почему закон Дарси называют законом линейной фильтрации? 2. Что такое верхний и нижний предел применимости закона Дарси и какие факторы их определяют? 3. Как можно выявить опытным путем отклонение фильтрации от линейного закона Дарси? 4. В чем различие стационарной и нестационарной фильтрации, какими принципиальными схемами и уравнениями они могут быть охарактеризованы? 5. Как, используя в опытах фильтрацию по схеме Дарси и Г. Н. Каменского, можно графически определить величину коэффициента фильтрации?

6.5. ПРИМЕНЕНИЕ УРАВНЕНИЯ ДАРСИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННОГО РАСХОДА ПОТОКА

Если считать на рассматриваемый момент времени фильтрацию как установившуюся (или почти установившуюся), что отвечает меженному зимнему или летне-осеннему подземному стоку в грунтовых водах, то расход потока по Дарси определится формулой (6.1), в которой $T_{ср}$, $B_{ср}$, $I_{ср}$ — соответственно средние значения водопроводимости пласта, ширины потока в плане и градиента напора (рис. 79) на выбранном участке расчета. Величина $T_{ср}$ определяется по формуле (1.6), $B_{ср}$ — по карте

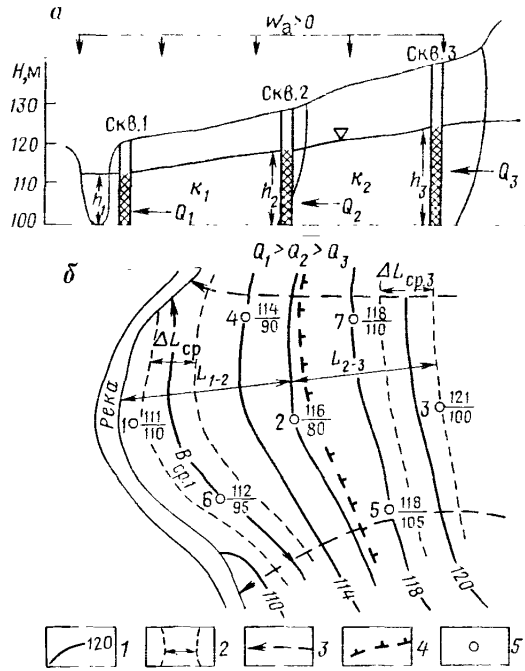


Рис. 79. Схема к определению естественного расхода водоносного горизонта по уравнению Дарси (*а* — гидрогеологический разрез; *б* — план участка с гидроизогипсами):

1 — гидроизогипса с отметкой уровня воды на ноябрь 1981 г.; *2* — расчетная полоса; *3* — граничные линии тока, показывающие направление движения потока грунтовых вод; *4* — граница поймы и надпойменной террасы; *5* — скважина (слева — номер, в числителе — отметка уровня воды, м; в знаменателе — величина водопроводимости пласта, м²/сут)

гидро- или пьезоизогипс как длина средней изогипсы, расположенной перпендикулярно к направлению рассматриваемого потока подземных вод, $I_{ср}$ вычисляется по формуле (1.11), где ΔH — разность отметок гидро- или пьезоизогипс, снимаемая с соответствующей карты ($\Delta H = H_1 - H_2$), l — кратчайшее среднее расстояние между этими изогипсами.

Расчетный участок выбирается в месте наилучшей изученности потока подземных вод и выделяется на карте гидро- или пьезоизогипс путем проведения к этим изогипсам перпендикулярных линий тока (см. рис. 79, *б*). Вдоль принятой изогипсы выделяется расчетная полоса длиной $\Delta L_{ср}$ по направлению движения потока. Если на выбранном участке наблюдается изменение значений T, B, I, то он делится дополнительно на подучастки, где эти показатели изменяются незначительно. Естественный расход потока представляет собой естественные ресурсы водоносного горизонта. Зная водность года в многолетнем разрезе по метеорологическим данным (средний, многоводный или маловодный), можно судить о представительности найденной величины.

Для определения естественного расхода по Дарси необходимо иметь: а) карту гидро- или пьезоизогипс со схемой расположения опробованных скважин; б) данные по скважинам о показателях k, h или T.

Задача 6.5.

На рис. 79, *а, б* показаны гидрогеологические условия участка речной долины с грунтовыми водами в аллювиальных отложениях. Река дренирует поток грунтовых вод. По данным замеров уровня воды в семи скважинах построена карта на ноябрь 1981 г. Результаты опробования показаны на рис. 79, *б*. Требуется: выбрать расчетную полосу, определить естественный расход потока, охарактеризовать условия питания грунтовых вод.

Решение. 1. Выделяем расчетный участок граничными линиями тока (см. рис. 79, *б*). Выбираем местоположение расчетной полосы. Наиболее изученным и с мало изменяющимися расчетными показателями является поток вдоль гидроизогипс с отметкой 120 м вблизи скв. 3. Данные скв. 3, 7, 5 и гидрогеологический разрез на рис. 79, *а* показывают, что за исходное значение можно принять $T_{ср.\,з}=100$ м^2/сут.

2. Определяем по карте гидроизогипс расчетную ширину потока вдоль гидроизогипсы с отм. 120 м: $B_{ср}=850$ м.

3. Вычисляем средний градиент напора как $I_{ср.\,з}=(121-119)/200=1\cdot10^{-2}$.

4. По уравнению Дарси (6.1) находим расход потока в зоне скв. 3: $Q_3=T_{ср.\,з}B_{ср.\,з}I_{ср.\,з}=10^2\cdot8{,}5\cdot10^2\cdot10^{-2}=850$ м^3/сут.

Полученная величина характеризует расход потока грунтовых вод в осенне-зимнюю межень. Как видно из рис. 79, эта величина поступает из грунтовых вод водораздельного склона и характеризует питание аллювиального водоносного горизонта, поступающее путем перелива через границу причленения речной долины к коренному склону. Однако это может быть не единственным источником питания грунтовых вод аллювия. Так как зона аэрации сложена песками, грунтовые воды могут питаться за счет инфильтрации атмосферных осадков.

6.6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО ВОДООБМЕНА ГРУНТОВЫХ ВОД НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЯ ДАРСИ

При расчете используют гидродинамическую особенность потоков, имеющих инфильтрационный водообмен: по направлению движения расход их возрастает, если наблюдается инфильтрационное питание и поступление воды из зоны аэрации, и, наоборот, расход уменьшается, если происходит испарение с поверхности грунтовых вод и удаление воды в зону аэрации. Водообмен осуществляется на площади распространения водоносного горизонта через его верхнюю границу, представленную зеркалом грунтовых вод. Увеличение или сокращение этой площади изменяет расход грунтовых вод.

Наличие инфильтрационного (рассеянного) питания можно установить из предварительного анализа карты гидроизогипс. Подземные водоразделы и замкнутые гидроизогипсы свидетельствуют о поступлении питания из зоны аэрации. Наоборот, наличие подземных «тальвегов» и пьезоминимумов указывает на участки, где может происходить испарение или другое удаление воды из грунтовых вод. Испарение с поверхности грунтовых вод и наблюдается на глубинах до 3—4 м. Ниже этих глубин интенсивность испарения практически равна нулю. Инфильтрационное питание W_a, наблюдается на всех глубинах, но интенсивность его с увеличением глубины уменьшается. В целом за год результирующее изменение в водном балансе грунтовых

вод на площади изучаемого участка в зависимости от глубины их залегания может быть охарактеризовано кривой результирующего питания $W_{рез}=f(h)$. Последнее определяется для каждой глубины как разность питания и испарения за год

$$W_{рез}=W_a-u. \qquad (6.20)$$

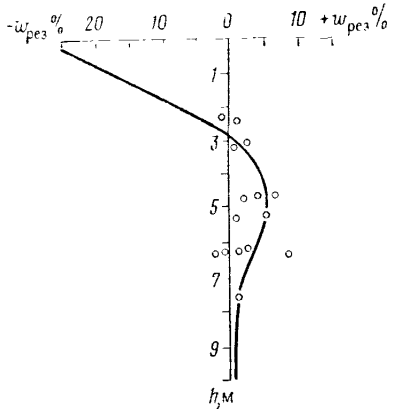


Рис. 80. График годового результирующего инфильтрационного питания

На рис. 80 приведен график годового результирующего питания, построенный по данным наблюдений за режимом грунтовых вод в лёссовидных суглинках для района Восточного Предкавказья. По графику $W_{рез}=f(h)$ и карте глубин залегания грунтовых вод можно предварительно определить, будет ли наблюдаться инфильтрационный водообмен, знак и возможный порядок его величины.

Интенсивность инфильтрационного водообмена рассчитывается следующим образом. На карте гидроизогипс линиями тока выделяется расчетный участок, а внутри него — две расчетные полосы: одна на верхней, другая на нижней границах участка. По каждой полосе выполняется, как описано в разд. 6.5, определение естественного расхода потока $Q_в$ и $Q_н$. Вычитая из нижнего расхода верхний, находят приращение расхода ΔQ^W. Отнеся это приращение к площади изученного участка F^W, определяют интенсивность инфильтрационного питания W_a, если приращение положительно, или интенсивность испарения u, если приращение отрицательно,

$$W_a=\frac{Q_н-Q_в}{F^W}=\frac{\Delta Q^W}{F^W}. \qquad (6.21)$$

Достоверность расчета W_a определяется точностью построения карты гидроизогипс и значений исходных расчетных показателей.

Задача 6.6

Для участка, описанного в задаче 6.5, определить изложенным выше способом величину интенсивности инфильтрационного водообмена, предварительно установить возможную направленность и порядок величины этого водообмена, использовав гидрогеологический разрез (см. рис. 79, *а*) и кривую $W_{рез}=f(h)$ (см. рис. 80). Выявить источники, формирующие естественные ресурсы грунтового потока.

Решение. 1. Анализ гидрогеологического разреза показывает, что глубина до уровня грунтовых вод на участке изменяется от 15 до 7 м, уменьшаясь по направлению к реке. Такие глубины исключают испарение с поверхности грунтовых вод. Согласно графикам (см. рис. 80), интенсивность инфильтрационного питания может иметь величину 4—8 % от годовой суммы

осадков. Приняв для данного района $X=300$ мм, получаем порядок интенсивности инфильтрационного водообмена $W_a=5\cdot10^{-5}$ м/сут.

2. Определим естественный расход потока для полосы, находящейся в районе скв. 1. Средние показатели примем равными: $T_{ср.1}=100$ м^2/сут, $B_{ср.}=1250$ м, $I_{ср.1}=8\cdot10^{-3}$. Тогда $Q_1=10^2\cdot1.25\cdot10^3\cdot8\cdot10^{-3}=1000$ м^3/сут.

3. Определяем W_a по формуле (6.21). Предварительно найдем площадь F^W. Из рис. 79, *б* видно, что ее можно разделить на два подучастка: верхний (скв. 2—3) и нижний (скв. 2—1). Первый близок по форме к прямоугольнику F^W_{2-3}, второй — к трапеции F^W_{2-1}. Подставляя цифры, получим $F^W=170\cdot10^4$ м^2. По формуле (6.21) находим

$$W_a=\frac{Q_1-Q_2}{F^W}=\frac{1000-850}{170\cdot10^4}=0{,}88\cdot10^{-4}=8{,}8\cdot10^{-5}\ \text{м/сут}.$$

Полученная величина имеет тот же порядок, что и значение, полученное по предварительной оценке, и согласуется с ландшафтно-климатическими условиями.

4. В задаче 6.5 было показано, что естественные ресурсы грунтовых вод формируются за счет поступления питания со стороны водораздельного склона и составляют $Q_3=850$ м^3/сут. На самом участке наблюдается инфильтрационный водообмен с атмосферой, который приводит к увеличению естественных ресурсов на величину $\Delta Q^W=150$ м^3/сут. Таким образом, естественные ресурсы грунтовых вод на участке составляют $Q_1=1000$ м^3/сут. Из них 85 % формируется благодаря поступлениям извне и 15 % — непосредственно на участке.

6.7. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОДУЛЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЯ ДАРСИ

Известно, что модуль подземного стока определяется зависимостью (3.6). Если по карте гидроизогипс определить площадь подземного водосбора F, а по уравнению Дарси — естественный расход потока Q, то по формуле (3.6) возможно оценить модуль подземного стока. Имея в виду, что карта гидроизогипс характеризует меженное положение уровня грунтовых вод, близкое к стационарному, можно модулем стока оценить условия питания грунтовых вод, считая, что при стационарном движении все, что поступило в поток, расходуется на подземный сток.

Задача 6.7.

Определить модуль подземного стока для участка грунтовых вод, описанного в задачах 6.5—6.6 и показанного на рис. 79, *а, б*.

Решение. 1. Определяем расход потока на нижней границе участка, практически совпадающей с контуром уреза реки. Это расход $Q_1=1000$ м^3/сут. Площадь подземного водосбора $F=170\cdot10^4$ км^2. Тогда модуль подземного стока равен

$$M=\frac{Q_1}{F}10^3=\frac{10^3}{17\cdot10^5}\cdot10^3=0{,}6\ \text{л/(с}\cdot\text{км}^2).$$

2. Обратим внимание на то, что в данном случае модуль подземного стока характеризует условия питания грунтовых вод в сумме и не дает возможности выявить источники его формирования.

6.8. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ГЛУБИННОГО ВОДООБМЕНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЯ ДАРСИ

Глубинный водообмен наблюдается в многослойных системах, в которых водоносные горизонты разделены слабопроницаемыми слоями и между ними наблюдается гидравлическая взаимосвязь (см. рис. 17, *в*, *г*). Направленность и интенсивность этой взаимосвязи определяются: а) литолого-фациальными особенностями разделяющих слоев, их мощностью и фильтрационными свойствами; б) соотношением пьезометрических уровней водоносных горизонтов; в) геолого-структурными особенностями.

Первый и третий факторы определяют наличие гидрогеологических «окон», через которые идет фильтрация из одного водоносного горизонта в другой, — это участки выклинивания глин и замещения их песками, размыва разделяющих слоев, зоны тектонических разломов с повышенной проницаемостью и т. п. Соотношение пьезометрических уровней зависит от положения и соотношения отметок областей питания и разгрузки водоносных горизонтов, образующих водоносный комплекс (см. рис. 17, *в*, *г*).

Примем предпосылку, что в слабопроницаемых глинистых слоях справедлив закон Дарси. Тогда вертикальную фильтрацию из одного водоносного горизонта в другой через эти глинистые слои называют глубинным перетеканием и определяют по уравнению Дарси (6.1), которое принимает вид (рис. 81)

$$Q_{гл} = k_0 F_{гл} I_0 = k_0 F_{гл} \frac{\Delta H^0}{m_0}, \tag{6.22}$$

где k_0, m_0 — средние коэффициенты фильтрации и мощность разделяющего слабопроницаемого глинистого слоя на данной площади $F_{гл}$, которая, в свою очередь, определяется по формуле

$$F_{гл} = B_{ср} L_{ср}. \tag{6.23}$$

В этом случае $F_{гл}$ — площадь распространения разделяющего глинистого слоя, $B_{ср}$, $L_{ср}$ — соответственно средние ширина и длина разделяющего слоя в плане на данном участке (см. рис. 81, *б*).

Величина I_0 — напорный градиент перетекания — определяется

$$I_0 = \frac{H_в - H_н}{m_0} = \frac{\Delta H^0}{m_0}, \tag{6.24}$$

где $H_н$, $H_н$ — соответственно средние отметки уровней воды в верхнем и нижнем (по отношению к разделяющему слою) водоносных горизонтах на изучаемом участке (см. рис. 81, *а*); ΔH^0 — средняя для участка разность напоров двух водоносных горизонтов, разделенных слабопроницаемым глинистым слоем.

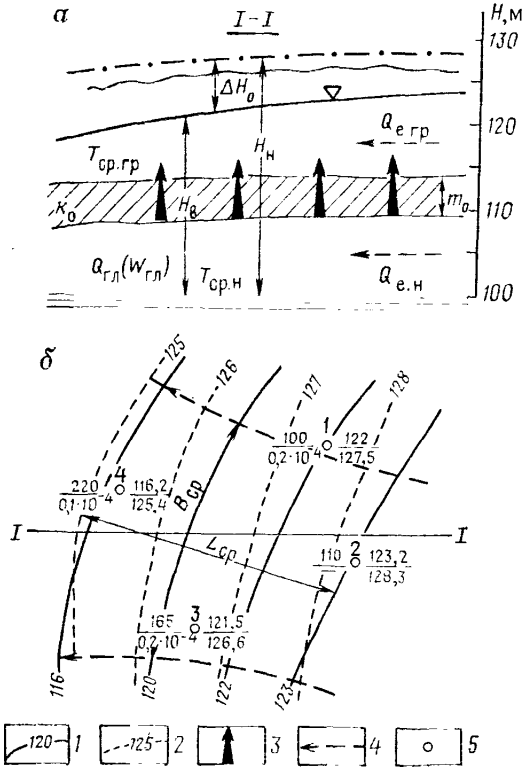


Рис. 81. Схема к определению интенсивности вертикального водообмена водоносного горизонта по уравнению Дарси (*а* — разрез; *б* — план участка):

1 — гидроизогипсы, м; *2* — пьезоизогипсы, м; *3* — направление глубинного перетекания; *4* — направление подземного стока в грунтовых и напорных водах; *5* — разведочная скважина; сверху — ее номер, слева: в числителе — величина водопроводимости, м²/сут, в знаменателе — величина интенсивности глубинного перетекания, м/сут, справа — отметки уровня вод (в числителе — грунтовых, в знаменателе — напорных)

Средняя величина интенсивности глубинного перетекания $W_{гл}$, м/сут, находится по формуле (6.2), которая с учетом формулы (6.24) принимает вид

$$W_{гл} = k_0 \frac{\Delta H_0}{m_0} = k_0 \frac{H_н - H_в}{m_0}. \qquad (6.25)$$

Можно интенсивность глубинного водообмена трактовать как модуль глубинного питания согласно формуле (3.6), если $F_{гл}$ принять за «водосборную» площадь, на которой формируется величина перетекания $Q_{гл}$.

Для определения интенсивности глубинного водообмена с использованием уравнения Дарси необходимо иметь: карты пьезоизогипс (для двух гидравлически связанных напорных горизонтов) или карты пьезо- и гидроизогипс (если гидравлически связаны грунтовые и напорные воды), значения k_0, m_0 для разделяющего глинистого слоя.

Задача 6.8.

Определить интенсивность глубинного водообмена.

На рис. 81, *а*, *б* показаны гидрогеологические условия, из которых видно, что напорные воды нижнего водоносного горизонта гидравлически связаны с грунтовыми водами верхнего горизонта. Параметры, приве-

денные на рис. 81, *а, б*, равны: $m_0=5$ м и $k_0=0{,}2\cdot10^{-4}$ м/сут, средняя водопроводимость грунтового потока $T_{ср}'=10^2$ м^2/сут; напорного — $T_{ср}''=2\cdot10^2$ м^2/сут. Разделяющий слой распространен на всей площади участка, имеет среднюю длину $L_{ср}=10^4$ м, среднюю ширину (по изогипсам) $B_{ср}=9\cdot10^4$ м. Средние мощности напорного и грунтового горизонтов $m_{ср}$ равны 10 м. Грунтовые воды инфильтрационного питания не имеют. Определить величину глубинного питания грунтового водоносного горизонта, интенсивность глубинного водообмена с напорным горизонтом и модуль глубинного питания.

Решение. 1. Определяем величину глубинного питания грунтовых вод по формуле (6.22). Для этого найдем предварительно значение напорного градиента I_0 по формуле (6.24) и площадь $F_{гл}$, через которую идет перетекание, по формуле (6.23). Из анализа разреза (см. рис. 81, *а*), карт гидро- и пьезоизогипс (они имеют одинаковую конфигурацию) и соотношения отметок этих поверхностей, приведенных для скважин, устанавливаем: $\Delta H^0=5$ м при $m_0=5$ м, $I^0=1$. Вычисляем: $F_{гл}=0{,}9\cdot10^4\cdot10^4=0{,}9\times\times10^8$ м^2. Величина глубинного питания грунтовых вод равна $Q_{гл}=k_0\times\times F_{гл}\cdot I_0=0{,}2\cdot10^{-4}\cdot0{,}9\cdot10^8\cdot1=0{,}18\cdot10^4$ м^3/сут, или 1800 м^3/сут.

2. Определяем интенсивность глубинного водообмена грунтовых вод с напорными по формуле (6.25): $W_{гл}=k_0\cdot I_0=0{,}2\cdot10^{-4}\cdot1=0{,}2\cdot10^{-4}$ м/сут.

3. Модуль глубинного питания $M_{гл}$ для грунтовых вод составляет 0,02 л/(с·км^2).

4. Для напорного водоносного горизонта величина $Q_{гл}$ предоставляет рассеянную глубинную разгрузку, а величина $W_{гл}$ — интенсивность этой разгрузки, которая по модулю $M_{гл}$ составляет 0,02 л/(с·км^2) площади глубинной разгрузки.

Задача 6.9.

Оценить соотношение вертикального и горизонтального водообмена, используя уравнение Дарси.

Рассмотрим участок, который показан на рис. 81, *а, б*. Для решения поставленной задачи требуется найти естественные расходы грунтового $Q_{гр}$ и напорного $Q_н$ водоносных горизонтов и выявить их соотношение с величиной глубинного водообмена $Q_{гл}$. Известно, что величина водопроводимости напорного горизонта в районе скв. 1 $T_н'=10^3$/м^2/сут, в районе скв. 4 — $T_н''=300$ м^2/сут.

Решение. 1. Определим естественный расход для грунтовых вод, используя формулу Дарси (6.1) и исходные данные, приведенные в задаче 6.8 и на рис. 81. Вычислим напорный градиент. Из анализа карты гидроизогипс видно, что градиент по направлению движения возрастает. Найдем два значения ΔH — одно в районе скв. 1—2 ($\Delta H'=1$ м), другое — у скв. 4 ($\Delta H''=2$ м). Приняв масштаб в 1 см — 1000 м, находим для двух соседних гидроизогипс $\Delta L=3000$ м, соответственно градиенты потока: $I'=3{,}3\times\times10^{-4}$, $I''=13{,}3\cdot10^{-4}$. Ширина потока в плане практически постоянна и в масштабе карты определится как $B_{ср}=0{,}9\cdot10^4$ м. Тогда величина естественного расхода грунтовых вод на верхней (по потоку) границе составит (в районе скв. 2): $Q_{е,\,гр}'=10^2\cdot0{,}9\cdot10^4\cdot3{,}3\cdot10^{-4}=300$ м^3/сут, а на нижней (в районе скв. 4): $Q_{е,\,гр}''=2\cdot10^2\cdot0{,}9\cdot10^4\cdot13{,}3\cdot10^{-4}=2400$ м^3/сут. Расход $Q_е$ характеризует величину горизонтального водообмена в грунтовых водах, т. е. что поступает в поток извне (на рис. 81 не показана). По мере движения потока его естественные ресурсы пополняются за счет глубинного вертикального водообмена. На выходе с рассматриваемого участка естественный расход $Q_{е,\,гр}''$ примерно в 8 раз больше $Q_{е,\,гр}'$.

2. Оценим соотношение горизонтального и вертикального водообменов для грунтовых вод. Сопоставим для этого найденные величины: $Q_{е,\,гр}'=300$ м^3/сут, $Q_{е,\,гр}''=2400$ м^3/сут, $Q_{гл}=1800$ м^3/сут (см. задачу 6.8). Их соотношение показывает, что 75 % естественных ресурсов грунтовых вод $Q_е''$ формируется за счет вертикального глубинного водообмена.

3. Определим естественный расход напорного горизонта. Из анализа карты пьезоизогипс следует, что градиент потока примерно постоянен и равен $I_н=3\cdot10^{-4}$, ширина потока $B_{ср}=0{,}9\cdot10^4$ м. Зная, что $T_н'=10^3$ м^2/сут, $T_н''=300$ м^2/сут, находим $Q_{е,\,н}'=2700$ м^2/сут, $Q_{е,\,н}''=810$ м^3/сут.

4. Сопоставим горизонтальные и вертикальные расходы в напорном водоносном горизонте: $Q_{е,\,н}'=2700$ м^3/сут, $Q_{е,\,н}''=810$ м^3/сут, $Q_{гл}=1800$ м^3/сут. Из анализа цифр заключаем: горизонтальный расход на входе участка в 1,5 раза превышает вертикальный и постепенно уменьшается по направлению движения напорных вод. В их балансе оба водообмена имеют примерно одинаковое значение.

6.9. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ФИЛЬТРАЦИИ РАЗДЕЛЯЮЩЕГО ГЛИНИСТОГО СЛОЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ УРАВНЕНИЯ ДАРСИ

Для этого необходимо иметь карту пьезоизогипс одного из водоносных горизонтов и значения его водопроводимости на исследуемом участке. Последовательность расчета следующая:

Вначале определяют интенсивность вертикального водообмена как

$$W_{гл}=Q_{гл}/F_{гл}. \tag{6.26}$$

Расход глубинного водообмена $Q_{гл}$ для данного водоносного горизонта вычисляется как разность двух естественных расходов этого горизонта, определяемых по формуле (6.1) в двух сечениях пьезоизогипс, находящихся на расстоянии $L_{ср}$ друг от друга по направлению движения. $F_{гл}$ определяется по формуле (6.23). Затем из формулы (6.25) вычисляется величина k_0 как среднее значение для рассматриваемого участка

$$k_0=\frac{W_{гл}m_0}{\Delta H^0}, \tag{6.27}$$

где ΔH^0 — средняя для участка разность напоров двух водоносных горизонтов, разделенных слабопроницаемым глинистым слоем.

Задача 6.10.

Используя данные задачи 6.9, где приведены характеристики напорного водоносного горизонта, питающего грунтовые воды, определить величину коэффициента разделяющего глинистого слоя k_0.

Решение. 1. Из задачи 6.9 находим значение естественных расходов для верхнего и нижнего сечения: $Q_{е,\,н}'=2700$ м^3/сут, $Q_{е,\,н}''=810$ м^3/сут. Определяем величину глубинного водообмена $Q_{гл}=2700-810=1890$ м^3/сут. Затем по формуле (6.26) находим интенсивность глубинного перетекания, принимая $F_{гл}=0{,}9\cdot10^8$ м^2 (см. задачу 6.8); $W_{гл}=2{,}1\cdot10^{-5}$ м/сут.

2. Находим k_0 по формуле (6.27), принимая $m_0=5$ м, $\Delta H^0=5$ м (задача 6.8); $k_0=2{,}1\cdot10^{-5}$ м/сут.

6.10. ОЦЕНКА НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЯ ДАРСИ ВЛИЯНИЯ НА ФИЛЬТРАЦИЮ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ, ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Используя уравнение Дарси и принимая фильтрацию в водоносном горизонте практически стационарной, можно исследовать влияние на ее характер геологоструктурных, литолого-фациальных и физико-географических факторов. К первой

группе отнесем изменение мощности и ширины водоносного горизонта в плане, ко второй — коэффициента фильтрации, к третьей — наличие или отсутствие инфильтрационного питания. Изучим изменение градиента потока (т. е. формы кривой депрессии) под действием этих факторов. Это влияние важно знать для построения и интерпретации пьезометрических кривых на гидрогеологических разрезах и карт гидро- или пьезоизогипс.

Запишем уравнение Дарси относительно принятой функции градиента напора

$$I = \frac{Q}{kmB}. \tag{6.28}$$

Если инфильтрационное питание отсутствует ($W_a = 0$), ложе потока практически водоупорное, то в таких условиях расход потока по направлению его движения изменяться не будет, т. е. $Q = \text{const}$. Из уравнения (6.28) легко устанавливается обратная зависимость между аргументами k, m, B и функцией I, пользуясь которой проведем анализ некоторых наиболее часто встречающихся гидрогеологических условий.

Задача 6.11.

Исследовать влияние изменения коэффициента фильтрации на форму пьезометрической поверхности. Проанализировать несколько схем строения водоносного пласта, в которых коэффициент фильтрации изменяется по разным законам. Представить полученные закономерности графически в виде эпюры. Схемы строения пласта и принятые законы изменения k показаны на рис. 82, *а, б*.

Решение. 1. Рассмотрим схему на рис. 82, *а*. Показан напорный водоносный горизонт с постоянными мощностью m и шириной потока в плане B. Наблюдается постепенное литолого-фациальное изменение состава водоносных пород, соответственно коэффициент фильтрации, как показано на эпюре, постепенно уменьшается. Из уравнения (6.28) устанавливаем, что градиент напора I должен постепенно возрастать. Из математики известно, что геометрический смысл градиента — это тангенс угла наклона касательной к горизонтальной оси α. Следовательно, пьезометрическая кривая должна быть выпуклой к горизонтальной оси.

2. Рассмотрим схему на рис. 82, *б*. Показан субнапорный водоносный горизонт с постоянными шириной и мощностью песков. На участке 1—2 пески имеют постоянный коэффициент фильтрации k_1, на участке 2—3 — k_2. Это отображено эпюрой. Из уравнения (6.28) следует, что I должен изменяться по такому же закону, но обратно пропорционально, т. е. на участке 1—2 $I_1 = \text{const}$, на участке 2—3 $I_2 = \text{const}$, при этом $I_1 < I_2$. Из математики известно, что постоянная величина градиента наблюдается на прямой линии. Следовательно, пьезометрическая кривая на разрезе на обоих участках имеет вид прямой линии, но величина наклона прямых разная.

3. Из анализа следует общий вывод: чем больше k, тем меньше I, положе пьезометрическая поверхность, и наоборот. Это отражается на карте пьезоизогипс (или гидроизогипс): сечение изолиний по направлению движения потока будет возрастать или уменьшаться в зависимости от характера изменения k. Это свойство используется при интерпретации карт гидро- или пьезоизогипс: по характеру изменения сечений изолиний возможно судить об относительном изменении фильтрационных свойств водоносных пород.

Задача 6.12.

Исследовать влияние на форму пьезометрической поверхности мощности водоносного горизонта. Рассмотреть схему строения, показанную на рис. 82,*а*.

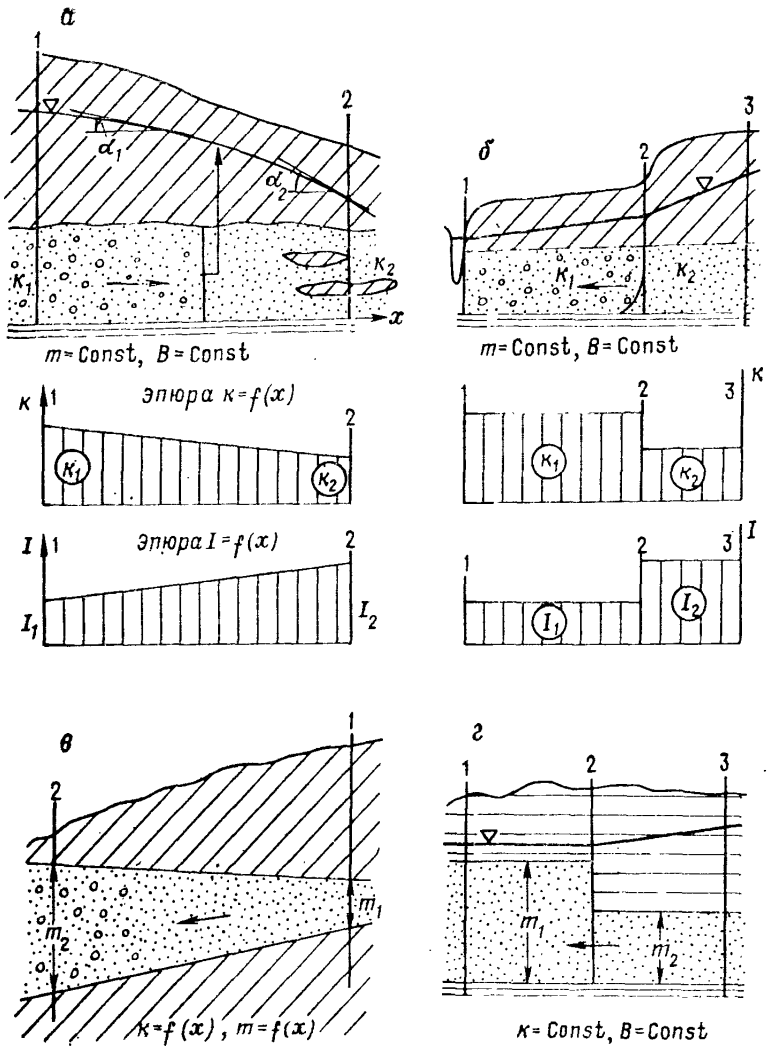


Рис. 82. Схемы к исследованию влияния изменения коэффициента фильтрации и мощности пласта на характер движения подземных вод на основе уравнения Дарси:

а — постепенное изменение литолого-фациального состава водоносного горизонта; *б* — резкое изменение фильтрационных свойств (кусочно-неоднородное); *в* — постепенное изменение мощности пласта; *г* — резкое изменение мощности пласта; *1—3* — номера сечений

Решение. 1. Анализ рис. 82 показывает, что мощность водоносного горизонта на каждом из участков 1—2 и 2—3 постоянна — m_1=const, m_2= =const и $m_1 > m_2$. Из условия имеем B=const, k=const. Тогда из уравнения (6.28) устанавливаем, что изменение напорного градиента обратно пропорционально изменению мощности водоносного горизонта. Такая картина

наблюдалась в предыдущей задаче 6.11 в анализе схемы, приведенной на рис. 82, *б*. Кривая депрессии на каждом участке имеет вид прямой, на участке 1—2 $I_1=\text{const}$, а на участке 2—3 $I_2=\text{const}$ и при этом $I_1 \ll I_2$.

2. Из анализа следует общий вывод: влияние изменения мощности водоносного горизонта на форму пьезометрической поверхности аналогично влиянию изменения коэффициента фильтрации. Это создает известную неоднозначность при интерпретации карт гидро- или пьезоизогипс. Эта трудность может быть частично преодолена, если анализировать изменение градиента напора от величины водопроводимости водоносного горизонта, т. е. $T=km$, и использовать данные бурения и геофизических работ.

Задача 6.13.

Исследовать изменение ширины потока в плане на форму пьезометрической поверхности. Рассмотреть схему на рис. 83, *а, б*. Выявить закономерность в изменении ширины потока в плане.

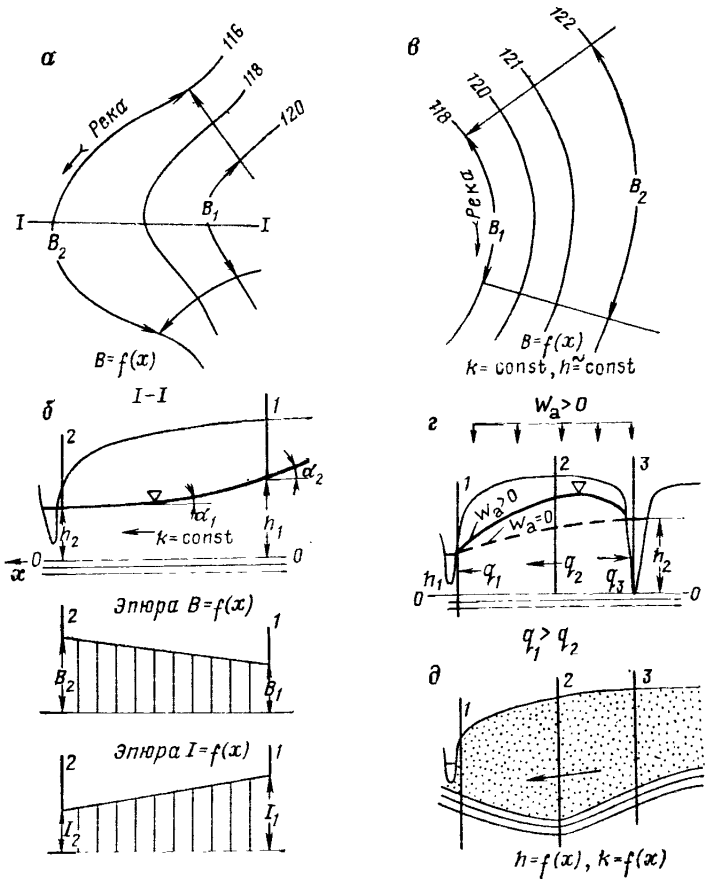


Рис. 83. Схемы к исследованию влияния изменения ширины потока и инфильтрационного питания на характер движения подземных вод на основе уравнения Дарси:

а—б — радиально-расходящийся поток (*а* — план с гидроизогипсами; *б* — гидрогеологический разрез); *в* — радиально-сходящийся поток (план с гидроизогипсами); *г* — междуречный массив с двумя положениями уровня грунтовых вод: при наличии инфильтрационного питания ($W_0>0$) и его отсутствии ($W_a=0$); *д* — схема, характеризующая изменение уклона водоупорного ложа и мощности потока

Решение. 1. Анализ рис. 83, *а*, *б* показывает, что участок представляет собой излучину реки, где развиты грунтовые воды, приуроченные к аллювиальным пескам. Карта гидроизогипс свидетельствует о том, что ширина потока в плане изменяется, увеличиваясь постепенно по направлению его движения от B_1 до B_2. Такое изменение может быть представлено эпюрой $B=f(x)$ (см. рис. 83, *б*).

2. Приняв условие, что k=const, мощность потока изменяется незначительно, согласно уравнению (6.28) устанавливаем: изменение градиента напора обратно пропорционально изменению ширины потока. Следовательно, градиент напора будет уменьшаться по направлению движения потока. В этом случае кривая депрессии на разрезе должна иметь вид вогнутой кривой относительно горизонтальной оси.

3. В качестве общего вывода следует сказать, что все три фактора k, m, B одинаково влияют на изменение формы пьезометрической поверхности и для детализации этого влияния необходимо привлекать всю имеющуюся гидрогеологическую информацию.

Задача 6.14.

Исследовать влияние величины инфильтрационного питания на характер движения грунтовых вод. Рассмотреть схему, приведенную на рис. 83, *г*. Выяснить, как повлияет наличие или отсутствие инфильтрационного питания на условия движения грунтовых вод. Результаты анализа представить на схеме рис. 83, *г*.

Решение. 1. Используем для анализа результаты решения задач разд. 6.6. Там было показано, что при наличии инфильтрационного питания в грунтовых водах по направлению их движения расход возрастает в результате роста области питания. В этом случае (см. рис. 83, *г*) при движении от водораздела к рекам $q_1>q_2$, $q_3>q_2$. Вода движется в разных направлениях. В грунтовых водах имеется подземный водораздел.

2. Представим иные условия: инфильтрационное питание отсутствует. Выясним, что изменится в условиях движения грунтовых вод. Если в течение многих лет не наблюдается инфильтрационного питания, то уровень грунтовых вод будет снижаться до тех пор, пока не займет положение, определяемое соотношением отметок h_1 и h_2 (уровни воды в р. *А* и *Б* на рис. 83, *г*). Исчезнет подземный водораздел, уменьшится мощность водоносного горизонта. Будет наблюдаться движение из р. *Б* в р. *А*. Расход потока уменьшится и перестанет изменяться по направлению движения грунтовых вод.

Задача 6.15.

Рассмотреть представленные на рис. 82, *в*, 83, *в*, *д* схемы и выявить для них: а) изменение каких факторов показано на данных схемах, б) в каком виде можно представить закономерность изменения каждого фактора, в) как будет изменяться градиент напора под влиянием изменения каждого фактора в отдельности и их совокупности, г) какую форму будет иметь кривая депрессии на разрезе для установленных закономерностей изменения действующих факторов, д) нарисовать эти кривые на схемах, перерисовать их в тетрадь.

Контрольные вопросы

1. Что такое естественный расход потока, естественные ресурсы и по какой формуле они могут быть определены? 2. Что такое интенсивность вертикального водообмена? 3. В чем сходство и различие в определении величин интенсивности инфильтрационного и глубинного водообмена по уравнению Дарси? 4. Какие данные необходимо знать и какую графику иметь для определения по уравнению Дарси: естественного расхода потока, коэффициента фильтрации разделяющего глинистого слоя, интенсивности инфильтрационного водообмена? 5. На карте гидроизогипс наблюдается увеличение градиента потока по направлению его движения. Какие факторы могли это вызвать и как можно проверить правильность данного утверждения на основе уравнения Дарси? 6. На карте пьезоизогипс установлено наличие замкнутых изолиний. Какие естественные факторы могли это обусловить? Как можно подтвердить вывод, использовав уравнение Дарси?

6.11. ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА ИНФИЛЬТРАЦИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЕГО ПАРАМЕТРОВ

6.11.1. Опытное изучение инфильтрации

В общем виде процесс инфильтрации в зоне аэрации в условиях неполного насыщения пород водой можно представить как перенос свободной и молекулярной влаги под действием гравитационных и сорбционных (молекулярных и капиллярных) сил. В этом случае инфильтрацию называют влагопереносом, а показатели процесса $k_в$, H, I зависят от влажности пород. Если она постоянна по разрезу и равна максимальной молекулярной или наименьшей влагоемкости, то ориентировочно действие сорбционных сил можно оценить половиной высоты капиллярного поднятия $H_к \approx \frac{1}{2} h_к$ и расчет среднего градиента вести по формуле (1.17).

В этом случае стационарный процесс инфильтрации описывается уравнениями типа Дарси (6.4) и (6.5). Последнее для движения в вертикальной плоскости вдоль координаты z (рис. 84) применительно к влагопереносу имеет вид

$$v^w = k_в \frac{\Delta H}{\Delta z}. \tag{6.29}$$

Здесь величина напора H в соответствии с уравнением Бернулли (2.5) определяется как

$$H = \frac{P_к}{\Delta_в} + z = -\Psi + z, \tag{6.30}$$

где Ψ — высота всасывания; z — геометрическая высота положения над плоскостью сравнения точки, где измеряется напор H.

Давление всасывания $P_к$ является аналогом гидростатического давления P и измеряется в паскалях. По аналогии с пьезометрической высотой Ψ определяется как

$$P_к/\Delta_в = -\Psi. \tag{6.31}$$

где $\Delta_в$ — объемная масса воды. Для пресной воды численно $P_к$ равно — Ψ. Знак минус указывает, что давление всасывания действует в направлении, обратном действию силы тяжести.

За плоскость сравнения принимают уровень грунтовых вод (см. рис. 84). Здесь $\Psi = 0$, влажность породы равна полной влагоемкости и действие сил всасывания прекращается. Величина z характеризует действие гравитационных сил (силы тяжести).

Высота всасывания, как и давление, изменяется в зависимости от влажности породы. Для расчетов по уравнению (6.29) надо экспериментально найти эту зависимость $\Psi(\theta)$. Затем, измерив влажность в двух точках, находящихся на расстоянии z_1 и z_2 от уровня грунтовых вод, определить по зависимости $\Psi(\theta)$ значения Ψ и Ψ_2 и, зная расстояния Δz между этими точками,

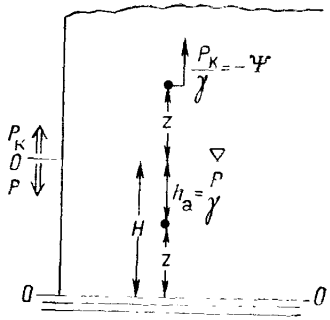


Рис. 84. Расчетная схема, показывающая составляющие напора H при процессах инфильтрации в зоне аэрации и фильтрации в зоне насыщения

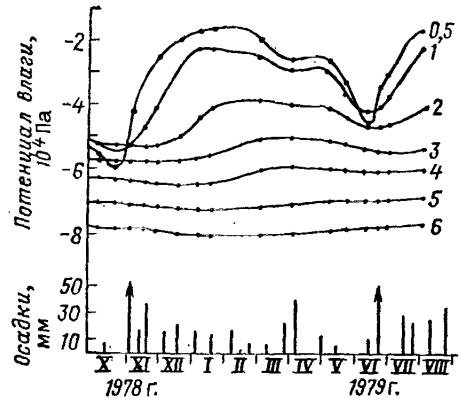


Рис. 85 Графики изменения потенциала влаги ψ во времени (по А. М. Лаврентьеву)

Цифры у кривых — глубина измерения потенциала влаги от поверхности земли, м

найти среднее значение градиента $\Delta H/\Delta z$, а затем вычислить при известном $k_в$ величину v^W.

Коэффициент влагопереноса определяется формулой (6.9), является аналогом коэффициента фильтрации и равен ему при $\theta_e = \theta_п$, т. е. при полной влагоемкости, измеряется в метрах в сутки или в сантиметрах в секунду. На рис. 84 приведены основные параметры процесса влагопереноса (инфильтрации) и аналогичные им параметры фильтрации.

Для изучения процесса влагопереноса (инфильтрации) определяют распределение по разрезу зоны аэрации величины всасывающего давления $P_к$ или высоты всасывания Ψ и строят изолинии равных всасывающих давлений. Высоту всасывания Ψ часто называют потенциалом влаги и тогда изолинии Ψ называют изолиниями потенциала влаги. Изменение потенциала влаги во времени показано на рис. 85.

Если градиент инфильтрации равен единице, то $k_в$ численно равен величине скорости влагопереноса v^W. Количество инфильтрующейся воды определяется формулой (6.4). При площади сечения потока, равной единице, это единичный расход, т. е. v^W. При однородном строении зоны аэрации представление о движении инфильтрующейся воды могут дать изоплеты влажности (гидроизоплеты), т. е. линии, соединяющие точки с одинаковой величиной влажности. При неоднородном ее строении гидроизоплеты не совпадают с потенциалами влаги.

Задача 6.16.

Изучить (лабораторно) процесс инфильтрации.

На приборе Г. Н. Каменского (см. рис. 78) изучить особенности процесса инфильтрации: а) визуально проследить за ходом процесса инфильтрации и определить момент перехода его в процесс фильтрации; б) вычислить сред-

ние гидравлические характеристики процесса инфильтрации: градиент по формуле (1.17), расход и скорость потока по формулам (6.4), (6.5), предварительно определив коэффициент влагопереноса по формуле (6.9) при заданном значении коэффициента k. Капиллярный напор $H_к$ принять ориентировочно равным половине высоты капиллярного поднятия $h_к$ для испытуемого песка, естественную влажность принять равной максимальной молекулярной, в) выявить визуально влияние капиллярного давления и защемленного воздуха на процесс инфильтрации; г) охарактеризовать распределение влажности по высоте трубки после окончания опыта и прекращения капежа с нижнего конца трубки.

Подготовка и проведение опыта

1. Две стеклянные трубки высотой 70—80 см, диаметром 2—3 см, закрытые снизу марлей, заполнить песком: одну на $^2/_3$, другую на $^1/_2$. Загружать песок следует через воронку с резиновым шлангом во избежание сортировки песка. Песок не трамбовать. Зная диаметр трубок d, вычислить площадь сечения образца $F^w=\pi r^2$, данные записать в табл. 59. Подготовить для опыта воду комнатной температуры.

2. Укрепить трубки на штативе. Поставить каждый прибор на поддон (см. рис. 78). На трубках должна быть нанесена шкала или наклеена миллиметровка.

3. В трубку, на $^2/_3$ заполненную песком, осторожно добавить сверху немного воды и, поддерживая уровень постоянным, наблюдать за скоростью просачивания по продвижению фронта смачивания (изменению цвета песка). В течение опыта несколько раз замерить длину пути инфильтрующейся воды. Последний отсчет взять при начале капежа с нижнего конца трубки, свидетельствующего о переходе процесса инфильтрации в фильтрацию. Все данные записать в журнал (см. табл. 59).

4. Прекратить поддерживать в трубке уровень воды постоянным и дать воде стечь (практически капеж с нижнего конца трубки должен прекратиться). Определить визуально (по цвету песка) высоту капиллярного поднятия. Данные записать в журнал (см. табл. 59).

5. Для визуальной оценки влияния защемленного воздуха на процесс инфильтрации сделать следующее: вторую трубку, на $^1/_2$ заполненную песком, очень быстро наполнить водой и наблюдать, произойдет ли отрыв части смоченного песка от сухого.

Обработка опыта

1. Качественная характеристика опыта на первой трубке показывает, что со временем скорость инфильтрации уменьшается. Это связано с уменьшением напорного градиента вследствие возрастания длины пути фильтрации l. Рассчитаем I^w по формуле (1.17), используя данные первой строчки табл. 60: $h_0=5$ см, $H_к=15$ см, $l=10$ см, тогда $\Delta H=h_0+H_к+l=30$ см, $I^w=\Delta H/l=30/10=3$.

2. Примем $k=5$ м/сут (мелкозернистый песок) и рассчитаем $k_в$. По условию $\theta_е=\theta_п$, следовательно, $\bar{\theta}=1$ и $k_в=k=5$ м/сут, или 0,35 см/мин. По формуле (6.5) имеем: $v^w=k_в I^w=0{,}35\cdot 3=1{,}05$ см/мин.

3. Расход воды на инфильтрацию определяем по формуле (6.4): $Q^w=F^w=v^w=5\cdot 1{,}05=5{,}25$ см^3/мин.

Таблица 59. Журнал опыта для задачи 6.16

Номер замера	Площадь образца F, см^2	Слой воды в трубке h_0, см	Путь инфильтрации l, см	Разность напоров ΔH, см	Градиент I^w	Скорость v^w, см/мин	Расход Q^w, см^3/мин
1	5	515	10	30	3	1,05	5,25
2	5	515	20				

4. Рассчитать аналогично все характеристики процесса инфильтрации, используя вторую строчку опытных данных из табл. 59.

5. Проанализируем распределение влажности по высоте трубки. Если капеж с нижнего конца трубки прекратился, то в первом приближении сформировался относительно равновесный профиль влажности. Высота темного влажного песка должна соответствовать принятой в данном опыте высоте капиллярного поднятия $h_к$=30 см. Выше должна установиться влажность, равная максимальной молекулярной влагоемкости. Возможно, что значение высоты $h_к$ будет несколько отличаться от принятой в расчетах. Это может быть связано с тем, что процесс гравитационного стекания еще не закончился.

6. Проанализируем, что должно наблюдаться в опыте со второй трубкой. При быстром наливе в нее воды создается поток под очень большим градиентом, воздух в порах не успевает постепенно и равномерно удалиться, скапливается вблизи границы, отделяющей «мокрую» зону от «сухой», образуется воздушная подушка, которая может полностью приостановить инфильтрацию. Проявляется действие отрицательного капиллярного давления: мениковые силы действуют против движения и удерживают воду в порах в «мокрой» зоне, если ее высота будет меньше высоты капиллярного поднятия данного песка.

Необходимое оборудование и материалы: две стеклянные трубки, два штатива, два поддона, бутыль с водой, секундомер, песок, воронка для загрузки песка.

6.11.2. Опытное изучение параметров влагопереноса

К основным параметрам влагопереноса относятся: давление всасывания $P_к$, высота всасывания Ψ и коэффициент влагопереноса $k_в$. Они являются функциями влажности, различны для разных пород и определяются экспериментальным путем. Если вода в породе пресная, $\Delta_в$=1 г/см^3, то $P_к=\Psi$.

Кривая зависимости высоты всасывания (потенциала всасывания) от влажности $\Psi=f(\theta)$ называется в почвоведении основной гидрофизической характеристикой (ОГХ). Она зависит от гранулометрического состава и водно-физических свойств пород. Типовые кривые $\Psi=f(\theta)$ для различных пород приведены на рис. 86, *а*, а экспериментальные кривые $P_к=f(\theta)$ для лёссовидных суглинка и супеси с различной пористостью, полученные А. М. Лаврентьевым для неорошаемой площади Восточного Предкавказья, — на рис. 87.

Связь Ψ с θ неоднозначна и зависит от того, при каком процессе она получена, — при осушении предварительно насыщенного образца или при увлажнении сухого. В первом случае каждому значению Ψ соответствует максимально возможное значение влажности θ; во втором — для тех же значений Ψ характерны минимальные значения θ (см. рис. 86, *б*). Такое несовпадение величин Ψ при одном и том же значении θ при установлении их связи называют гистерезисом [41]. По данным А. М. Лаврентьева, изучавшего его в лаборатории и натуре, установлено, что по мере возрастания числа циклов иссушения — увлажнения наблюдается увеличение влагосодержания для одной и той же величины всасывающего давления. Это объясняется изменением гранулометрического состава и строения поро-

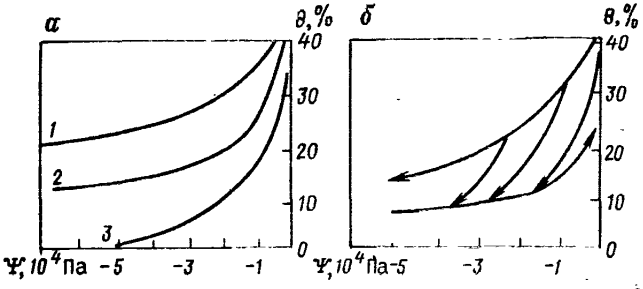


Рис. 86. Типовые зависимости *(а)* потенциала влаги ψ от влажности для суглинка *(1)*, супеси *(2)*, песка *(3)* и влияния гистерезиса на зависимость $\psi=f(\theta)$ *(б)*. Стрелки, направленные в сторону увеличения влажности, определяют увлажнение, в сторону уменьшения — иссушение

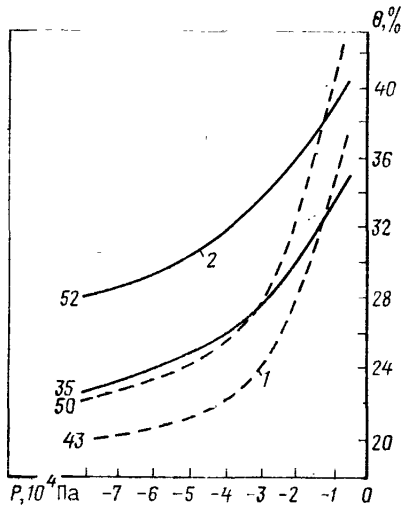


Рис. 87. Экспериментальные кривые изменения всасывающего давления P от влажности θ (по А. М. Лаврентьеву):

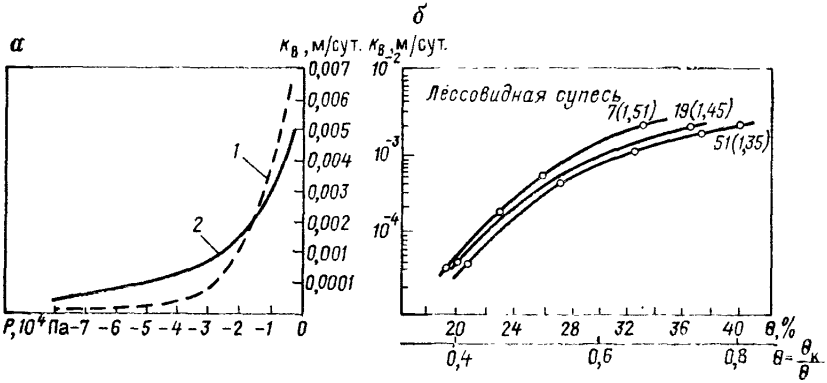
1 — лессовидная супесь; *2* — лессовидный суглинок; цифры у кривых — величина общей пористости, %

вого пространства: происходят разрушение частиц, перераспределение их по фракциям, возрастает число глинистых частиц при уменьшении пористости (табл. 60, 61).

Для характеристики связи $k_в$ с θ используют различные зависимости; экспериментально подтверждена для многих пород зависимость (6.9). На рис. 68, *а* приведены типовые кривые зависимости относительного коэффициента влагопереноса $k_в$ от относительного объемного влагосодержания θ для песков, супесей,

Таблица 60. Изменение объема пор от числа циклов увлажнения и иссушения

Число циклов	Объем пор (в %) различных диаметров, мкм		
	более 15	15—3,5	менее 3,5
1	15,2	15,7	18,2
2	12,6	13,6	18,8
3	10,8	11,4	20,4



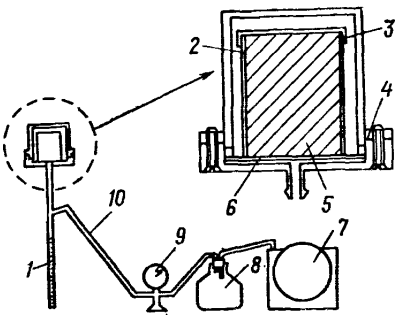


Рис. 88. Экспериментальные зависимости $k_в$ от $P(a)$ и $k_в$ от $\bar{\theta}$ *(б)* (по А. М. Лаврентьеву):

1 — лёссовидная супесь; *2* — лёссовидный суглинок

Рис. 89. Схема капилляриметрической установки:

1 — буферная емкость; *2* — стакан; *3* — крышка; *4* — резиновые уплотнители; *5* — образец грунта; *6* — мембранный фильтр; *7* — насос; *8* — буферная емкость; *9* — вакуумметр; *10* — отвод в систему отрицательного давления

суглинков и легких глин, построенные по формуле (6.9) при $n=3{,}5$.

На рис. 68, *б* приведены типовые кривые для зависимости $\lg k_в$ от относительной влажности $\bar{\theta}$. Кривые построены при сле-

Таблица 61. Изменение гранулометрического состава и пористости пород зоны аэрации при наливе

Глубина опробования, м	Пористость, %	Гранулометрический состав, % по фракциям, мм		
		1—0,05	0,05	<0,005
0,25	53/43	32,6 / 26,3	47,7 / 45,8	19,7 / 28,6
0,75	53/53	27,2 / 27,0	54,4 / 51,4	18,4 / 21,6
1,00	47/40	33,4 / 30,7	47,6 / 52,1	19,0 / 17,2

Примечание. В числителе приведены значения до налива, в знаменателе — после.

дующих данных: песок — $k=10$ м/сут, $\theta_{мм}=0{,}14$, $\theta_п=0{,}44$; супесь — $k=1$ м/сут, $\theta_{мм}=0{,}2$, $\theta_п=0{,}45$; суглинок — $k=0{,}1$ м/сут, $\theta_{мм}=0{,}45$; глина — $k=0{,}01$ м/сут, $\theta_{мм}=0{,}3$, $\theta_п=0{,}48$.

Типовые кривые хорошо согласуются с экспериментальными зависимостями $k(\theta)$, полученными А. М. Лаврентьевым для лёссовидных пород Восточного Предкавказья (рис. 88, *а*). $k_в$ зависит от $P_к$ и уменьшается с его абсолютным ростом, что отвечает уменьшению влагосодержания в породе (см. рис. 88, *б*).

Рассмотрим *методы определения параметров влагопереноса,* которые используются при определении расходов влаги в зоне аэрации, величин питания грунтовых вод, испарения, при расчетах дренажа и т. д.

Всасывающее давление определяется различными методами: психометрическим, криоскопическим, а также методами прессов давления и влагообменных сорбирующих блоков [41]. В гидрогеологических исследованиях в лабораторных условиях применяют методы: капилляриметрический, центрифугирования и для больших монолитов — тензиометрический. Последний активно используется при полевых определениях в специальных шурфах [41].

Капилляриметрический метод основан на принципе вытеснения воды из капиллярных пор исследуемой породы через мембранный фильтр, имеющий поры меньшего размера. Вытеснение воды из образца осуществляется разрежением в системе капилляриметра, которое создается с помощью форвакуумного насоса. Принципиальная схема капилляриметрической установки показана на рис. 89. Опыт ведется в стационарном и нестационарном режимах. Одновременно можно испытывать шесть образцов. Установка позволяет получать одновременно зависимости $P(\theta)$, $k_в(\theta)$ и $k_в(P)$.

В основу метода центрифугирования положено условие неразрывности движения влаги через пористую среду. Для нахождения коэффициента влагопереноса подготовленный образец помещают в центрифугу и путем создания определенной скорости вращения создают распределение влажности по длине центри-

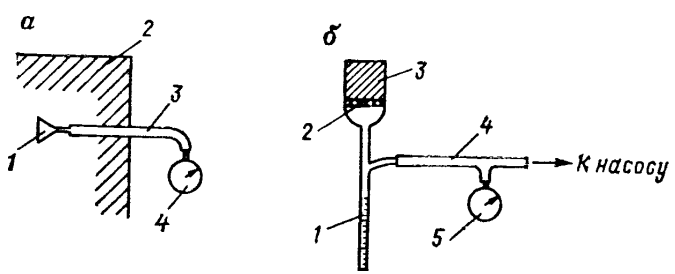


Рис. 90. Принципиальные схемы тензиометра *(а)* и капилляриметра *(б)*

Тензиометр: *1* — керамический датчик; *2* — образец грунта; *3* — вакуумный шлаиг; *4* — вакуумметр. Капилляриметр: *1* — буферная емкость; *2* — мембранный фильтр из гидрофильной тонкопористой пленки или керамической пластины; *3* — стакан с режущими краями; *4* — измерительная бюретка; *5* — вакуумметр

фугируемого образца. Зная на различные моменты времени распределение влажности в образце и время центрифугирования, вычисляют по несложным формулам значения $k_в$.

Тензиометрический метод во многом похож на капилляриметрический, использует принцип выравнивания давлений воды в порах и в керамическом фильтре, установленном в городе и соединенном с измерительным устройством, как это показано на рис. 90, *а*. В качестве таковых используются ртутные, водяные и другие манометры.

Различие тензиометров и капилляриметров заключается в характере работы этих приборов. Как видно из принципиальных схем тензиометра и капилляриметра (см. рис. 90), принцип работы тензиометра пассивный, т. е. при установке его в породу, потенциал влаги которой ниже нуля, свободная вода тензиометрической системы будет вытекать из керамического датчика в породу. Это будет происходить до тех пор, пока потенциалы почвенной влаги и свободной воды тензиометра не сравняются по величине и в системе «порода — тензиометр» не наступит равновесие.

Характер работы капилляриметра, наоборот, активный. Чтобы привести его в действие, необходимо создать в нем разрежение, или разность давлений. И тогда при наличии разности давления между породой и капилляриметром последний будет работать как тензиометр. Его можно использовать как в лабораторных, так и в полевых условиях.

Задача 6.17.

Определить всасывающее давление (высоту всасывания) пород капилляриметрическим методом.

Определение заключается в построении опытным путем зависимости изменения всасывающего давления или потенциала влаги ψ от θ. Устройство капилляриметра показано на рис. 90, *б*.

Подготовка и производство опыта

1. С помощью металлического стакана отобрать образец исследуемой породы с ненарушенной структурой. Заключенный в стакане образец подрезать с торцов по высоте стакана.

2. Образец насытить до величины полной влагоемкости методом капиллярного подпитывания снизу и, согласно природному залеганию породы, установить в прибор. Верхний торец для исключения испарения закрыть крышкой.

3. После этого в капилляриметрической установке создается первая (низкая) ступень разрежения, которую поддерживают в течение времени, необходимого для полного выхода избытка воды из образца. Это количество изме-

Таблица 62. Журнал опыта для задачи 6.17

Номер опыта и дата	Ступень разрежения, 10^4 Па	Длительность опыта, мин	Количество вытекшей воды, мм³
№ 1 3/IX 1981 г.	0,5 0,5	5 15	10 16

рить по мерной бюретке. Момент равновесия в системе «порода — мембранный фильтр» определяется неподвижностью мениска в бюретке.

4. После наступления равновесия при заданном уровне разрежения в системе создается более высокое разрежение и вся процедура опыта (п. 3) повторяется. Ступени разрежения выбирают соответственно диапазону изменения всасывающего давления влаги в природных условиях; они отвечают обычно следующим значениям, 10^4 Па: 0,5; 1; 2; 3; 4; 5; 6; 7; 8.

5. Результаты опыта записываются в журнал (табл. 62).

Обработка результатов

Значения объемной влажности θ_i на каждой ступени разрежения ψ_i рассчитываются по формуле

$$\theta_i = \delta (W_0 + \Delta W); \qquad \Delta W = (\Sigma \Delta Q/m) \cdot 100, \tag{6.32}$$

где δ — объемная масса скелета породы; W_0 — весовая влажность породы после опыта; ΔW — изменение весовой влажности за время опыта; $\Sigma \Delta Q$ — объем воды, вытекшей за период опыта при разрежении $\psi \geqslant \psi_i$; m — масса сухой породы.

По парным значениям «влажность — всасывающее давление влаги» строится зависимость $\psi = f(\theta)$.

Задача 6.18.

Вычислить коэффициент влагопереноса $k_в$ и построить кривую $k(\theta)$ по данным лабораторных определений.

Используя формулу (6.9), найти расчетным способом значения коэффициента влагопереноса $k_в$ и построить зависимость $k_в = k_в/k$ от $\overline{\theta} = \theta_e/\theta_п$ для песчаных пород при следующих данных: $k = 5$ м/сут, $\theta_п = 0{,}4$, $\theta_{мм} = 0{,}12$, $\theta_e = 0{,}15$; 0,20; 0,25; 0,3; 0,35.

Решение 1. Запишем основную расчетную формулу (6.9)

$$k_в = k \left(\frac{\theta_e - \theta_{мм}}{\theta_п - \theta_{мм}} \right)^{3,5},$$

найдем ее вид для относительного коэффициента влагопереноса $k_в = \left(\frac{\theta_e - \theta_{мм}}{\theta_п - \theta_{мм}} \right)^{3,5}$ и проведем по ней расчет.

2. Покажем ход расчета на одном примере. Найдем разность $\theta_п - \theta_{мм} = 0{,}4 - 0{,}12 = 0{,}28$, вычислим $\theta_e - \theta_{мм} = 0{,}15 - 0{,}12 = 0{,}03$, затем — их отношение в степени 3,5, получим $k = 4 \cdot 10^{-4}$ м/сут. Этому значению соответствует координата $\overline{\theta} = \theta_e/\theta_п = 0{,}03/0{,}4 = 0{,}075$.

3. Вычислить все значения $\overline{k}$ и $\overline{\theta}$, затем построить график их зависимости, который должен иметь вид, показанный на рис. 68, *а*.

Контрольные вопросы

1. Указать, чем отличается процесс влагопереноса от процессов инфильтрации, фильтрации. 2. Какие характеристики называют параметрами влагопереноса? Нарисовать типовые зависимости их изменения от влажности и давления. 3. Чем отличается коэффициент влагопереноса от коэффициента фильтрации, какие факторы влияют на величину $k_в$? 4. Какими методами можно определить в лабораторных условиях зависимость потенциала влаги ψ от влажности θ? 5. Что такое гистерезис?

Тема 7

Гидрогеохимические свойства ГГС

Рассмотрим основные свойства и показатели гидрогеохимической подсистемы, некоторые способы обработки этих данных, выявим простейшие гидрогеохимические связи и графические приемы изображения гидрогеохимической структуры данной подсистемы в виде специальных разрезов и карт.

7.1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземная вода — сложный природный раствор, в состав которого входят минеральные, газовые, органические компоненты, взвешенные частицы и микроорганизмы (живое вещество). Минеральные компоненты включают свободные ионы, недиссоциированные молекулы и комплексные соединения. Первые преобладают в подземной воде и определяют ее химический тип, вторые — находятся в незначительных количествах и характеризуют специфический состав воды. Сумма всех содержащихся в воде компонентов вместе с взвешенными частицами определяет общую минерализацию подземной воды. Последняя связана с химическим составом воды.

Минеральные компоненты подразделяются [30, 31] на макро-, микро-, ультракомпоненты и радиоактивные. К основным макрокомпонентам относят: анионы HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} и катионы Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}. Основными являются шесть ионов — HCO^-_3, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, которые обязательно определяются во всех видах анализов. К микрокомпонентам относят несколько десятков ионов, главными из которых являются: Fe, Al, Mn, Cu, Zn, Pb, Br, I, N (в виде аммония, нитратов и нитритов) и др. К ультракомпонентам относят редкоземельные и другие ионы, к радиоактивным — радий, радон, уран, торий и др.

Органическое вещество представлено часто комплексными соединениями [34]. Это фенолы, органические кислоты, углеводороды, битумы, гумус и др. Общее количество органического вещества определяется через органический углерод $C_{орг}$ или кислород О различных видов окисляемости (бихроматной, перманганатной, иодатной).

По *происхождению* газы делятся на группы: 1) атмосферные (N_2, O_2, CO_2, He, Ar); 2) биохимические (CH_4, CO_2, N_2, H_2S, H_2, O_2, тяжелые углеводороды), образующиеся при разложении микроорганизмами органических и минеральных веществ; 3) химические, возникающие при химических реакциях в условиях нормальных температуры и давления (Cl, S, сульфиды, CO_2 и

др.) и при высоких температурах и давлениях, метаморфические (CO_2, H_2S, H_2, CH_4, N_2, HCl, HF и др.); 4) радиоактивные (He, Rn и др.). Химически наиболее активными в подземных водах являются O_2, CO_2, H_2S, N_2. Наличие этих и других газов определяет, по А. М. Овчинникову, три обстановки: окислительную (O_2, N_2, CO_2 и др.) при неглубоком залегании подземных вод, восстановительную (CH_4, H_2S, N_2 и др.) при глубоком их залегании и в районе нефтяных и газовых месторождений, метаморфическую (CO_2 и др.), свойственную подземным водам областей магматической деятельности.

Живое вещество в подземных водах представлено различными микроорганизмами. Число бактерий составляет десятки и сотни тысяч клеток в 1 мл воды. Они преобразуют химический и газовый состав подземных вод в ГГС. Гнилостные бактерии, сапрофиты в зоне активного водообмена при наличии кислорода разлагают органические белковые вещества, и тем самым осуществляется бактериологическая очистка воды как результат проявления одного из взаимодействий ГГС с биосферой. В глубоких подземных водах в восстановительной обстановке жизнедеятельность бактерий приводит к образованию газов биохимического происхождения как следствие внутренних взаимодействий ГГС.

Подземная вода содержит изотопы водорода (дейтерий ^2H, тритий ^3H), кислорода ^{16}O, углерода ^{12}C, ^{13}C, ^{14}C, серы ^{32}S и ^{34}S, радиогенных радиоактивных уран-ториевых рядов ^{238}U, ^{234}U, ^{226}Ra и др. Радиоактивность воды определяется содержанием в ней радона, эманации радия.

Минеральные и газовые компоненты определяют основные химические свойства и состояние воды: жесткость, агрессивность, кислотность, щелочность, окислительно-восстановительное состояние. К главным физическим свойствам воды относят запах, вкус, цветность, мутность, температуру, плотность, электропроводность. Определение их излагается в специальных руководствах [34, 43].

Все свойства и состояния воды изучаются: а) лабораторными методами путем отбора проб на химический, газовый и органические анализы, которые выполняются различными методами в полевых и стационарных лабораториях; б) непосредственно в поле путем опробования выходов подземных вод (источников, скважин и т. п.) специальной аппаратурой (солемерами и другими приборами).

Результаты опробования обобщаются специальной обработкой анализов и их систематизацией. По этим данным гидрогеолог проводит классификацию подземных вод, строит гидрохимические профили и карты, которые затем использует для: а) выяснения приуроченности выделенных химических типов подземных вод к определенным водоносным горизонтам и комплексам; б) установления наличия гидравлической связи водоносных горизонтов между собой и поверхностными водами,

в) суждения об условиях формирования состава подземных вод; г) оценки пригодности подземных вод для бытовых и промышленных нужд, лечебных целей; д) основного критерия при поисках и разведке месторождений некоторых полезных ископаемых.

В последних трех случаях главная роль принадлежит изучению специфических элементов, находящихся в подземных водах, величины активной реакции, окислительно-восстановительного потенциала, общей минерализации, газового состава, органического вещества. Эти вопросы подробно излагаются в специальной литературе [30, 34].

7.2. ОСНОВНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДЫ

Жесткость воды обусловливается содержанием в воде ионов Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}, Mn^{2+}, Ba^{2+}, Sr^{2+}. В обычной воде количество указанных ионов ничтожно, за исключением Ca^{2+} и Mg^{2+}, поэтому величину общей жесткости определяют по сумме эквивалентного содержания этих двух ионов.

Устранимая жесткость соответствует количеству иона HCO_3^- связанного с Ca и Mg, которое можно удалить кипячением воды. Карбонатная жесткость является расчетной и определяется по количеству иона Ca^{2+} и Mg^{2+}, связанных с ионами HCO_3^-. Неустранимая, или постоянная, жесткость — это Ca^{2+} и Mg^{2+}, соединенные с SO_4^{2-} и Cl^-. По ГОСТ 2874—82 общая жесткость в питьевой воде не должна превышать 7 мг·экв/л.

Различают следующие виды агрессии: углекислую, сульфатную, кислородную и др. Углекислая агрессивность вызывает растворение и выщелачивание бетона и горных пород, а сульфатная — растрескивание и крошение их. Для металлов опасна кислородная агрессия (коррозия). Показателями агрессивности являются: для углекислой — недостаток насыщения карбонатом кальция данной воды, для сульфатной — некоторое предельное содержание иона SO_4^{2-} регламентируемое ГОСТом. Коррозия железа происходит в результате замещения железа водородом и обусловливается наличием в воде кислорода, агрессивной углекислоты и сероводорода. Соли марганца, сернистого железа, окись магния, органические вещества, жиры, масла усиливают действие кислорода, являясь катализаторами. Хлориды, нитраты, повышенная температура усиливают коррозию, сульфаты уменьшают ее.

Концентрация водородных ионов, или активная реакция pH, характеризует кислотно-щелочные свойства воды. При преобладании в ней ионов H^+ она имеет кислотные свойства ($pH<7$). Если ионов H^+ меньше, чем ионов OH^-, то вода приобретает щелочную реакцию ($pH>7$), при их равенстве — нейтральную ($pH=7$). Большинство подземных вод имеет pH от 6 до 8, в зонах окисления рудных залежей $pH<5$. Определяется pH колориметрическим и электрометрическим методами [34, 43].

Окислительно-восстановительный потенциал Eh характеризует равновесное окислительно-восстановительное состояние всех находящихся в воде элементов с переменной валентностью. Это состояние количественно оценивается в милливольтах специальными приборами [43]. Кислород как окислитель при его содержании более 7 мг/л создает в воде Eh от +350 до +700 мВ. На восстановительную обстановку указывает наличие сероводорода, и Eh становится ниже минус 100 мВ. Органические соединения усиливают восстановительную обстановку, и Eh изменяется до минус 300 мВ и ниже. Миграционные способности элементов зависят от обстановок. Так, Fe^{2+}, Mn^{2+}, попадая из глубоких водоносных горизонтов в верхние, окисляются и в виде гидроокислов выпадают в осадок.

7.3. ВИДЫ И ФОРМЫ ОТОБРАЖЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ВОДЫ, ИХ ОБРАБОТКА

7.3.1. Виды и формы химических анализов

Различают четыре типа химических анализов подземных вод: полевой, сокращенный, полный, специальный.

Полевой анализ проводится в поле с помощью полевой гидрохимической лаборатории. Определяются: физические свойства воды, pH, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_2^-, NO_3^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NH_4^+, $CO_{2\,\text{своб}}$, общая жесткость; вычисляются: Na^+ и K^+ (по разности), Mg^{2+}, общая минерализация, карбонатная жесткость. *Сокращенный* анализ выполняется в стационарной лаборатории более точными методами и включает те же определения, что и полевой. Дополняется определение SiO_2, агрессивной CO_2 и др. *Полный* анализ от сокращенного отличается бо́льшим числом определений и большей точностью. *Специальный* анализ включает помимо названных специальные определения компонентов в зависимости от целевых назначений исследований (например, при поисках лечебных вод определяются микрокомпоненты, газы, органика и т. д.).

Результаты химических анализов воды выражаются в трех формах: 1) в массовых долях растворенных веществ в 1 л воды (или в 1 кг); 2) в эквивалентных количествах, измеряемых в миллимолях; 3) в эквивалентных содержаниях веществ в процентах.

7.3.2. Обработка химических анализов подземных вод

Обработка химических анализов подземных вод включает следующие этапы: 1) вычисление по полученным лабораторным данным химических анализов эквивалентного содержания вещества в процентах; 2) вычисление общей минерализации воды; 3) вычисление видов жесткости.

Определение эквивалентного содержания ионов в процентах. Для выяснения количественных соотношений между ионами результаты анализа должны быть представлены в эквивалентной форме. Последнее обстоятельство дает возможность вычислить суммарное содержание Na и K по разности между суммой катионов и анионов. Эквивалентная форма упрощает определение жесткости воды и позволяет проверять правильность выполнения анализа. Согласно СИ эквивалент измеряется в миллимолях, поэтому расчет эквивалентного количества осуществляется делением числа миллиграммов каждого иона на его ионный вес и валентность. Наиболее просто это делать путем умножения числа миллиграммов в литре на пересчетный множитель или пользоваться специальными таблицами [42].

Раствор любых солей электронейтрален, так как количество анионов равно количеству катионов. Это является основой при проверке выполнения анализа воды и возможности использования результатов для дальнейшей обработки. Для вычисления процентной доли эквивалента каждого из ионов A_i принимают их сумму ΣA за 100 % и рассчитывают процент содержания каждого аниона A_i по отношению к их сумме. Так же поступают и с катионами, пользуясь формулой

$$A_i(K_i) = \frac{100A_i\,(\text{или } K_i)}{\Sigma A\,(\text{или } K)}. \qquad (7.1)$$

Пример расчета приведен в задаче 7.1.

Анализ считается приемлемым для дальнейшей работы, если погрешность не превышает 2 % для технических анализов и 5 % — для анализов, выполненных упрощенными методами. Погрешность анализа вычисляется по формуле

$$X = \left| \frac{\Sigma A - \Sigma K}{\Sigma A + \Sigma K} \right| \cdot 100\%, \qquad (7.2)$$

где ΣA и ΣK — эквивалентная сумма анионов и катионов, ммоль.

Контроль по указанной формуле приемлем только для полевых анализов и неприемлем при сокращенных, когда содержание щелочей (Na^+ и K^+) определяется по разности между суммой катионов и анионов.

Результаты определения микрокомпонентов в подземной воде обычно выражают в микрограммах на литр (мкг/л). Если они содержатся в значительных количествах, то определяются в тех же единицах как и для макрокомпонентов. Содержание газов измеряется в миллиграммах на литр, в миллилитрах на литр или в кубических сантиметрах на литр.

Определение общей минерализации. Для этого находят сумму миллиграммов всех ионов, молекул и других соединений, содержащихся в воде согласно выполненному анализу.

О величине общей минерализации можно судить по сухому, или плотному, остатку, полученному после выпаривания воды. Растворенные газы, летучие соединения, в том числе органические вещества, при выпаривании и высушивании улетучиваются, но могут идти процессы гидролиза и образования кристаллогидратов. Все это может приводить к значительным погрешностям в определении сухого остатка. Расхождение между экспериментальным определением сухого остатка и расчетной величиной общей минерализации не должно превышать 3 %.

Определение видов жесткости. Общая жесткость определяется как сумма миллиграмм-эквивалентов в 1 л ионов Ca^{2+} и Mg^{2+}, карбонатная — как величина иона HCO^-_3, связанного с Ca^{2+} и Mg^{2+}. В случае, когда количество иона HCO^-_3 превышает суммарное содержание ионов Ca^{2+} и Mg^{2+}, вся жесткость считается карбонатной. Постоянную жесткость воды определяют как разность общей и карбонатной (см. задачу 7.1).

7.3.3. Графическое изображение анализов

Просто и наглядно изображают химический состав подземной воды в виде особой записи — формулы Курлова, или *формулы состава воды.* Эта формула представляет собой псевдодробь, в числителе которой в убывающем порядке записывают эквивалентное содержание анионов, в знаменателе — катионов.

Перед дробью слева ставят величину минерализации M (в граммах на литр с точностью до первого знака после запятой), левее показывают (в миллиграммах на литр) содержание газов и наличие специфических компонентов, обозначая их соответствующими символами. Справа от дроби записываются показатели, характеризующие Eh, pH, T(°C), при наличии данных — перманганатную окисляемость, плотность (для высокоминерализованных вод) и дебит (скважины или источника) в кубических метрах в сутки. В формулу записывают все катионы и анионы, процентное содержание эквивалентов которых превышает единицу.

В наименование воды по ионному составу включаются все ионы, процентное содержание эквивалентов которых превышает 25. Состав воды называется сначала по анионам, затем по катионам в порядке возрастания их содержания (от подчиненных к преобладающим ионам). Перед ионным составом называются указанные специфические компоненты и газовый состав. В качестве газов и микрокомпонентов указывают те, значение которых имеет геохимический, лечебный, промышленный интерес.

В общем виде полная запись формулы Курлова (формулы состава воды) имеет вид:

$$S_p,\ \text{газ},\ M\,\frac{HCO_3SO_4Cl}{CaMgNa}\ \text{Eh},\ \text{pH},\ T,\ ^\circ\text{C}, \qquad (7.3)$$

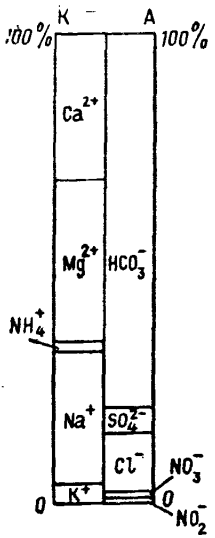
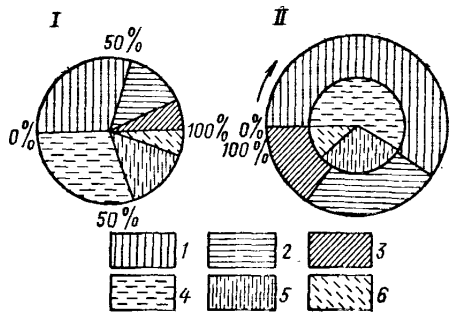


Рис. 91. Упрощенная диаграмма Роджерса, характеризующая эквивалентное содержание ионов, %

Рис. 92. Циклограммы Толстихина

Ионы: *1* — Ca^{2+}; *2* — Mg^{2+}; *3* — $Na^+ + K^+$; *4* — HCO_3^-; *5* — SO_4^{2-}; *6* — Cl^-



а в качестве примера приведем формулу химического состава воды для одного из месторождений Кавказа

$$Al_{288}Cu_{188}Mn_{80}Fe_{34}H_1CO_21218M5{,}5/125\,\frac{SO_499}{Ca49Al38Cu7Fe2Mn1H1}\,pH3.$$

Анализ воды удобно представлять в виде упрощенной диаграммы Роджерса — это два рядом расположенных прямоугольника (рис. 91), каждый по длине разделен на 100 частей. На прямоугольнике слева снизу вверх откладывают процентное содержание эквивалентов катионов, справа — анионов в порядке их убывающей активности (согласно правилу Фрезениуса).

Катионы: K^+, Na^+, NH_4^+ Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, тяжелые металлы, H^+.
Анионы: NO_3^-, Cl^-, Br^-, I^-, SO_4^{-2}, CO_3^{2-}, $HSiO_3^-$, HCO_3^-, HS^-, OH^-.

Графически анализ можно изображать с помощью круга Толстихина. Радиус круга в заданном масштабе отображает величину общей минерализации воды, на нижней полуплоскости круга слева направо изображается процентное содержание анионов в следующем порядке: HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, катионов — на верхней полуплоскости в следующем порядке: Ca^{2+}, Mg^{2+}, $Na^+ + K^+$ (рис. 92, *I*). Иногда круг-диаграмму (циклограмму) строят иначе: в виде двух концентрических кругов (внутренний изображает анионный состав, а внешний — катионный) (см. рис. 92, *II*).

7.3.4. Классификация подземных вод по химическому и газовому составу

Существует большое число гидрохимических классификаций, основанных на разных принципах [17, 30, 34]. Классификация — это выделение групп подземных вод, однотипных по каким-либо показателям. При гидрохимической классификации выделяют группы: по степени минерализации, преобладающим компонентам, соотношению компонентов, преобладающим микрокомпонентам с учетом их бальнеологического значения и других признаков. Ниже приведем наиболее употребляемые из них.

По *степени минерализации,* т. е. суммарному содержанию растворенных веществ, выделяют группы вод, г/кг: пресные до 1, солоноватые 1—25, соленые 25—50 и рассолы >50. Более дробные классификации приведены в работе [34] и ГОСТе 17403—72.

По *величине жесткости* делят воды следующим образом (табл. 63).

По *содержанию растворенных и спонтанных* газов выделяют следующие группы воды (табл. 64).

По наличию *специфических и редких элементов* воды относятся к минеральным согласно содержанию, указанному в табл. 65.

Классификации по преобладающим ионам и соотношению между ними наиболее распространены; к ним относятся классификации В. А. Сулина, Г. Н. Каменского, О. А. Алекина, А. М. Овчинникова и др.

Гидрогеохимическая система природных вод А. М. Овчинникова основана на соотношении ионов, учете газового состава вод и обстановок формирования подземных вод (рис. 93). Графически она изображается тремя сопряженными квадратами: верхний показывает содержание газов окислительной обстановки (O_2, N_2, CO_2 и др.); средний — восстановительной (CH_4, H_2S, N_2 и др.); нижний — метаморфической (CO_2 и др.). На оси ординат каждого квадрата откладывается эквивалентное содержание в процентах анионов Cl^- и $HCO_3^- + SO_4^{2-}$, на оси абсцисс — катионов $Na^+ + K^+$ и $Ca^{2+} + Mg^{2+}$.

Таблица 63. Классификация подземных вод по величине жесткости

Вода	Жесткость, мг-экв/л
Очень мягкая	До 1,5
Мягкая	1,5—3,0
Умеренно жесткая	3,0—6,0
Жесткая	6,0—9,0
Очень жесткая	Более 9,0

Таблица 64. Группы вод по содержанию газов

Вода с содержанием газа	Количество газа, мл/л
Очень низким	Менее 50
Низким	50—100
Средним	100—1000
Высоким	Более 1000

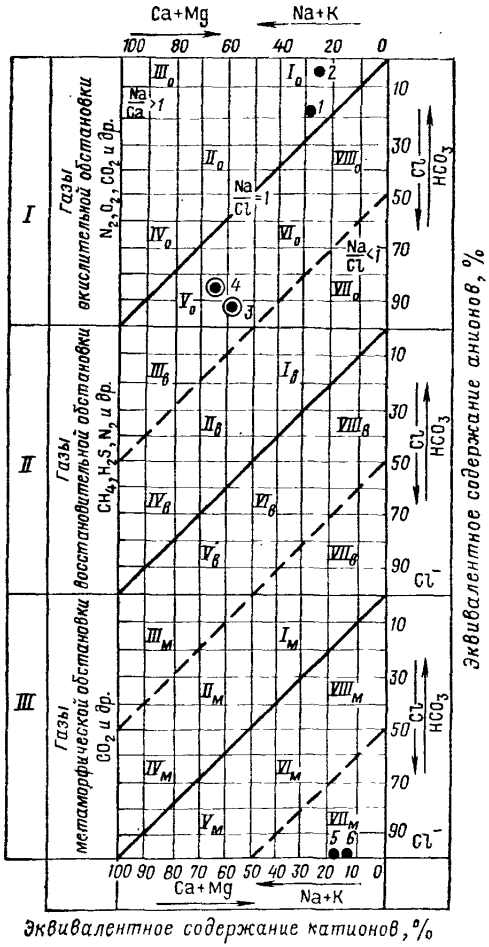


Рис. 93. Классификация химических анализов подземных вод по гидрогеохимической системе природных вод А. М. Овчинникова:

I — неглубокие подземные воды и поверхностных водоемов; *II* — воды нефтяных и газовых месторождений; *III* — газирующие углекислые воды областей магматической деятельности; 1—6 номера анализов (1, 2—I_O; 3, 4 — V_O; 5, 6 — VII_M)

Каждый квадрат разделен диагональю, на которой отношение $rNa^+/rCl^- = 1$, вниз от диагонали располагаются воды с соотношением $rNa^+/rCl^- < 1$, вверх — $rNa^+/rCl^- > 1$. В каждом квадрате выделяется восемь типов воды, которые обозначаются римской цифрой с индексом, указывающим на обстановку. Анализ воды отображается в виде точки.

К достоинствам данной классификации следует отнести попытку разделения вод на классы с учетом их газового состава и характерных соотношений ионов. Более удобно объединение иона SO_4^{2-} с HCO_3^-, а не с Cl^-, как в других классификациях. К недостаткам можно отнести отсутствие учета величины минерализации, раздельного определения типа вод для Ca^{2+} и Mg^{2+}, HCO_3^- и SO_4^{2-}.

Таблица 65. Нормы содержания компонентов для минеральных вод лечебного значения, г/л

Название вод	Компоненты	Граничные значения между пресными и минеральными водами	Нижний предел для обозначения минеральных вод
Углекислые	Углекислота свободная	0,250	0,750
Сульфидные	Сероводород суммар.	0,001	0,010
Радоновые	Радон	47,25*	135*
Радиевые	Радий	10^{-11}	10^{-11}
Железистые	Железо	0,001	0,010
Марганцовистые	Марганец	0,001	0,005
Литиевые	Литий	0,001	0,005
Бариевые	Барий	0,001	0,005
Стронциевые	Стронций	0,002	0,100
Бромные	Бром	0,005	0,025
Иодистые	Иод	0,001	0,010
Фтористые	Фтор	0,0005	0,002
Мышьяковистые	Мышьяк	0,0001	0,001
Борные	Борная кислота	0,005	0,025
Кремнистые	Кремниевые кислоты	0,025	0,050

* Содержание радона приведено в литрах в минус первой степени на секунду в минус первой степени.

К классификации по соотношению между отдельными компонентами относится «Нумерация природных вод» Н. И. Толстихина. Чаще всего она используется в графическом виде для систематизации анализов. Рассмотрим ее в следующем разделе.

7.3.5. Графическая систематизация химических анализов подземных вод

Первично анализы подземных вод систематизируются в виде таблиц, в которых они группируются по принадлежности к водоносным горизонтам, в соответствии с удаленностью от области питания или еще по какому-либо выбранному признаку. Наибольшей наглядностью характеризуются графические способы систематизации.

Целью систематизации является обобщение цифрового материала, свертка информации и представление ее в более компактном виде, удобном для сопоставления вод разных водоносных горизонтов, установления свойственных им закономерностей в изменении состава воды, ее минерализации. Однако графические методы не могут решать генетические вопросы, так как не учитывают многообразия природных условий.

Результаты анализов наносятся на график-квадрат Толсти-

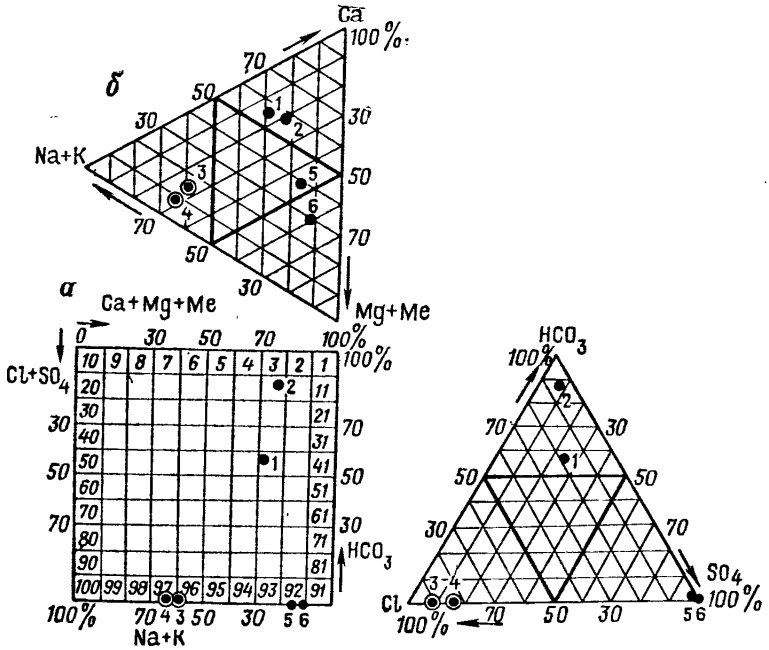


Рис. 94. Графическая систематизация химических анализов подземных вод по квадрату Н. И. Толстихина и треугольникам Ферре (на графиках приведено эквивалентное содержание компонентов, %):
1—6 — номера анализов (*1, 2* — HCO_3-Ca; *3, 4* — Cl-Na; *5, 6* — SO_4-Mg-Ca)

хина в виде точек. На левой стороне квадрата сверху вниз откладывается эквивалентное содержание в процентах суммы ионов $Cl^- + SO_4^{2-}$; на правой — соответственно снизу вверх HCO_3^-; на верхней стороне слева направо — $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ и тяжелые металлы (Me), внизу — $Na^+ + K^+$. Вертикальные и горизонтальные стороны квадрата разделены на 10 частей. Положение анализа на квадрате определяется пересечением двух осей координат (рис. 94, *а*).

Группировка анализов в вершинах квадрата указывает на преобладание химического состава воды: хлоридно- и сульфатно-натриевого в левом нижнем углу квадрата, гидрокарбонатно-натриевого — слева вверху, гидрокарбонатно-магниево-кальциевого — справа вверху, хлоридно-сульфатно-магниево-кальциевого — справа внизу, в центре — смешанные по составу воды. Изменение минерализации учитывают размером или формой точки.

Однако пользоваться одним квадратом неудобно, так как содержание ионов Ca^{2+} и Mg^{2+}, Cl^- и SO_4^{2-} изображается суммарно. Для их раздельного определения используют графики-треугольники Ферре (см. рис. 94, *б*), которые строят в том же

масштабе и с тем же расположением координатных осей, что и квадрат. Один треугольник изображает катионный состав, другой — анионный. В вершинах треугольников эквивалентное содержание ионов составляет 100 %. Положение анализов определяется пересечением трех линий, параллельных основанию треугольников (подробнее см. задачу 7.3).

Группировка анализов в вершинах треугольников указывает на преобладание в водах соответствующих ионов; в средней части располагаются смешанные по составу воды. Графики-треугольники дают возможность определять соотношение каждого иона, но сопоставление анализов затрудняется разобщенным изображением анионов и катионов. Совмещение квадрата Толстихина и треугольников Ферре облегчает это сопоставление. Используются и другие графические приемы систематизации, например график-квадрат А. А. Бродского, логарифмический график А. Шёллера и др., описанные в специальной литературе [7, 17, 30, 34 и др.].

7.4. ОЦЕНКА ПРИГОДНОСТИ ВОД ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ЦЕЛЕЙ

Оценка питьевой воды. Для этой оценки используют данные о физических свойствах воды (запах, цвет, взвешенные вещества, температура), химическом и бактериологическом составе. При оценке химического состава воды обращают внимание, во-первых, на то, чтобы концентрация основных элементов (Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Mg^{2+} и др.), содержащихся в воде, не превышала известного предела и не делала воду неприятной на вкус или непригодной для питья; во-вторых, на содержание элементов (NH_4^+, SO_3^-, NO_2^- и др.), указывающих на загрязнение воды и окисляемость ее по O_2 или другим окислителям; в-третьих, на содержание микрокомпонентов, вредно влияющих на здоровье человека, и бактериологический состав воды, который должен быть в пределах нормы, т. е. соответствовать требованиям ГОСТ 2874—82.

В приложении III указаны основные требования, предъявляемые к питьевым водам. Предельное содержание некоторых компонентов может изменяться вследствие большого разнообразия вод, и для оценки питьевых качеств воды могут применяться другие нормы [43].

Оценка агрессивности вод. Определение агрессивной углекислоты характеризует дефицит насыщения карбонатом кальция данной воды. Величину агрессивной углекислоты вычисляют по графикам, составленным Ф. Ф. Лаптевым (рис. 95), в которых используется содержание связанной (CO_3^-) и свободной углекислоты CO_2. Графиком, приведенным на рис. 95, *А*, пользуются при величине эквивалентного содержания HCO_3^- и Ca^{2+} от 1,25 до 0,75; в противном случае используют график, приведенный на рис. 95, *Б*.

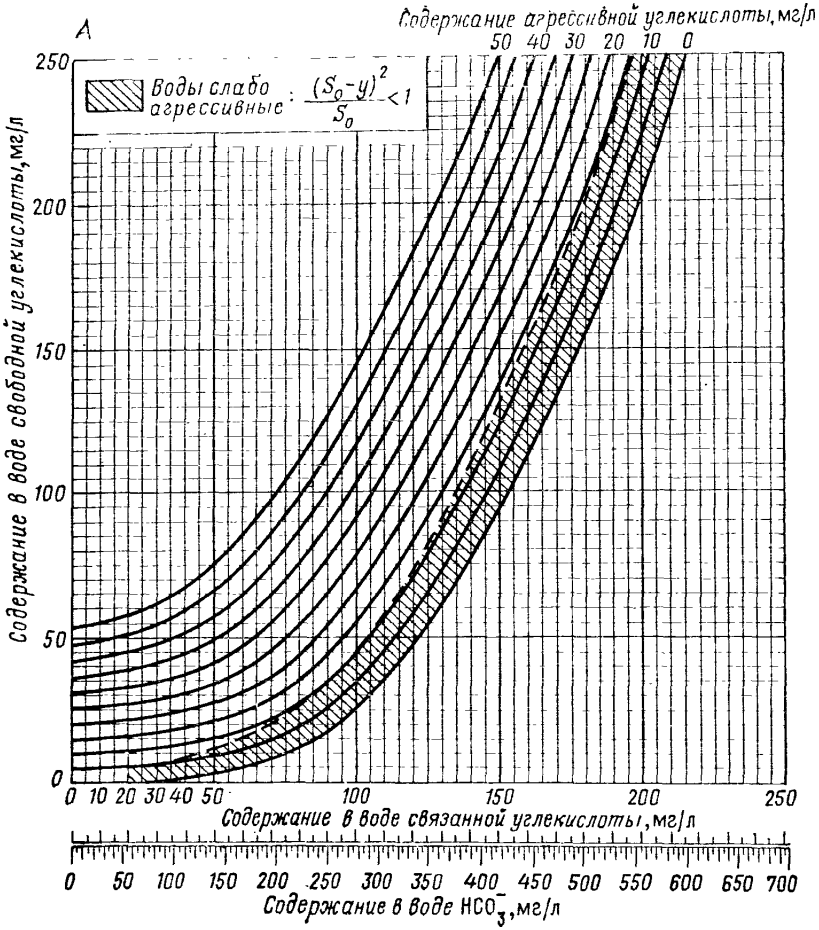
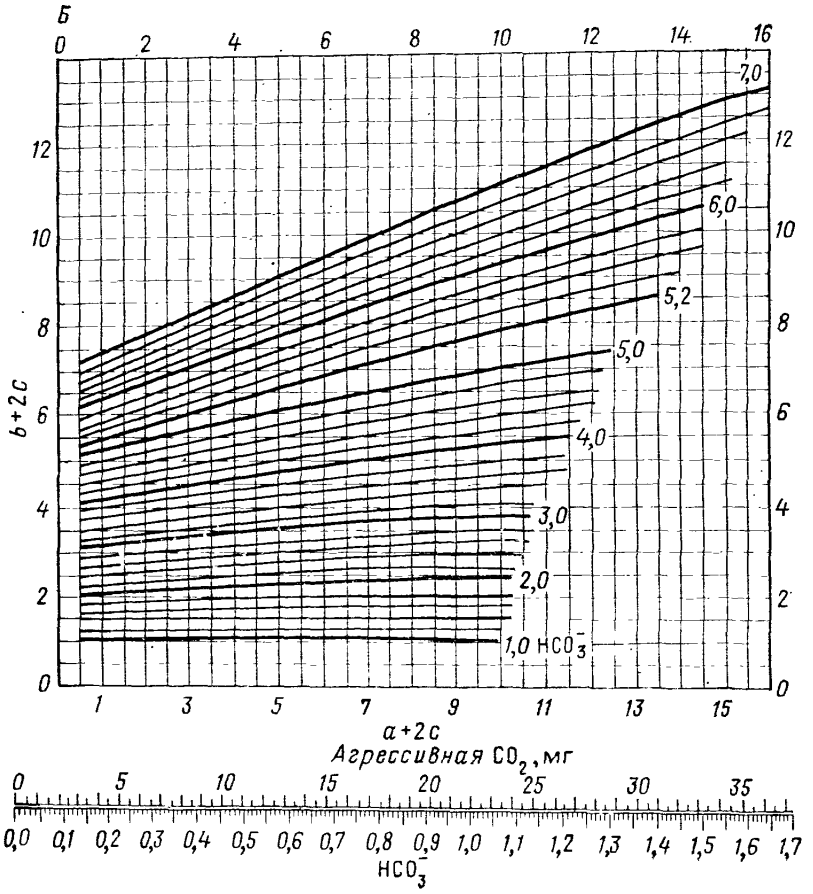


Рис. 95. Графики для вычисления содержания в воде агрессивной углекис
Содержание в 1 л воды эквивалентных количеств ионов, ммоль *а* — Ca, *в* — HCO_3, *с* -

Оценка агрессивных свойств воды рассмотрена в задаче 7.1 Воды, содержащие менее 30 мг на 1 л связанной углекислоты т. е. обладающие карбонатной жесткостью менее 1,4 мг·экв следует считать агрессивными независимо от всех других пока зателей.

Сульфатная агрессия определяется содержанием ионов SO_4^{2-} Вода считается слабоагрессивной, если содержание SO_4^{2-} изме няется от 250 до 800 мг/л, агрессивной, если SO_4^{2-} боле 800 мг/л.

Кислые воды (pH<7) считаются коррозирующими. Различ ные ионы влияют на коррозирующую способность воды. Так, на пример, коэффициент коррозии $K_к$ равен



лоты (по Ф. Ф. Лаптеву)
свободной CO_2

для кислых вод:

$$K_к = rH^+ + rAl^{3+} + rFe^{2+} + rMg^{2+} - rCO_3^{2-} - rHCO_3^-;$$

для щелочных вод:

$$K_к = rMg^{2+} - rHCO_3^-, \qquad (7.4)$$

где r — эквивалентное содержание ионов.

В зависимости от значения $K_к$ выделяются следующие группы вод.

Коррозирующие . . . . . $K_к > 0$
Полукоррозирующие* . . . . . $K_к < 0$, но $K_к + 0{,}05\ Ca^{2+} > 0$
Некоррозирующие . . . . . $K_к + 0{,}05\ Ca^{2+} < 0$

* Содержание Ca^{2+} принимается в ионной форме.

Задача 7.1.

Обработать химический анализ подземной воды № 1, приведенный в табл. 66.

1. Рассчитать эквивалентное содержание ионов. 2. Вычислить погрешность анализа. 3. Определить раздельно эквивалентное содержание в процен-

Таблица 66. Химические анализы подземных вод

Номер анализа	Водопункт	Место отбора пробы	Физические свойства воды (pH)	Свободная CO_2, мг/л	Окисляемость по O_2, мг/л	Сухой остаток, мг/л
1	Скв. 38	Надпойменная терраса р. Осереди, аллювиальные пески	Прозрачная, без цвета, запаха, незначительный осадок (7,4)	17,6	5,8	290
2	Скв. 452	Надпойменная терраса р. Дона, аллювиальные пески	Слабо опалесцирует, без цвета и запаха, незначительный осадок (7,6)	15,4	3,1	340
3	Ист. 5	Овраги, известняки девона ($Q = 5$ л/с)	Прозрачная, без цвета и запаха (7,3)	52,8	2,9	500
4	Скв. 308	Овраг (меловая толща)	То же (7,5)	55,3	1,8	347
5	Скв. 184	Склон водораздела, флювиогляциальные отложения	Прозрачная, без цвета, запаха, осадка (7,6)	5,9	—	428
6	Ист. 3	Кольский полуостров, ледниковые отложения	Прозрачная, без цвета (6,6)	—	—	37,5
7	Колодец 5	Казань, аллювиальные пески	То же (7,6)	—	1,8	556
8	Колодец 3	Известняки верхнего карбона	Цвет 4, прозрачность 30 (7,9)	—	0,75	151,0
9	Колодец 6	Известняки среднего карбона	Цвет 8 (7,7)	—	1,6	313,0
10	Колодец 14	То же	Цвет 7,7, прозрачность > 30 (7,7)	—	3,03	307,7
11	Колодец 16	»	Цвет 13,6, прозрачность > 30 (7,6)	—	2,03	658,0
12	Колодец 25	»	Цвет < 2 (7,9)	—	2,5	457,6

тах катионов и анионов. 4. Вычислить все виды жесткости и оценить степень жесткости воды. 5. Определить наличие агрессивной углекислоты и специфических элементов в воде. 6. Классифицировать воду, принимая во внимание степень общей минерализации, газовый состав, жесткость. 7. Графически изобразить состав воды. 8. Написать формулу Курлова и назвать тип воды. 9. Оценить пригодность воды для питья.

Решение. 1. Расчет производим, пользуясь несколькими приемами:

а) вычисляем эквивалентное содержание в миллимолях по эквивалентной массе и валентности

$$\text{экв., ммоль} = \frac{\text{А, мг/л}}{\text{экв. масса}} = \frac{A\text{, мг/л}\cdot\text{валентность}}{\text{атомная или молекулярная масса}}$$

Катионы, мг/л						Анионы, мг/л					Титр кишечной палочки
Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$	NH^+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	NO_2^-	
26,3	7,0	25,9	17,0	Нет	1,0	18,0	11,5	195,2	3,5	0,08	—
46,3		35,3	6,0	0,05 / 0,3	0,4	9,0	1,0	24	—	—	—
55,7		96,4	24,9	Нет	Нет	6,8	42,8	500,2	Нет	Нет	
52,5	4,0	76,6	1,2	0,3 / Нет	0,05	13,6	28,0	305,0	2,2	0,7	—
58,4		56,1	29,6	0,3 / 0,1	0,1	12,5	100,4	307,3	18,0	0,3	—
10,6		0,71	0,22	0,20	—	1,3	1,5	15,67	—	—	—
5,0		91,0	32,0	—	—	6,0	69,0	353,0	—	—	—
5,2		37,4	9,0	— / 0,45	0,25	2,9	8,2	158,0	—	0,002	200
7,6		59,2	25,1	— / 1,25	0,61	4,3	28,2	282,5	0,67	0,0054	—
7,0		59,0	15,7	— / 2,06	0,15	19,5	62,9	163,0	—	0,0066	>500
35,65		117,3	52,9	— / 0,75	0,8	76,5	149,5	390,0	0,03	0,0043	>500
14,0		45,2	33,8	— / 2,47	0,59	98,1	48,0	242,0	0,77	0,802	>500

Для Na^+ имеем $\frac{26,3}{22,997} = 1,144$ ммоль;

б) используем пересчётный множитель М: экв, ммоль=М·А мг/л.

Для иона Na^+ М=0,4348 и эквивалент Na^+ в миллимолях составляет 0,04348·26,3=1,44; результаты записываем в табл. 67.

2. Вычисляем погрешности анализа по формуле (7.2).

$$X = \left|\frac{\Sigma A - \Sigma K}{\Sigma A + \Sigma K}\right| \cdot 100\% = \left|\frac{4,000 - 4,069}{8,069}\right| = 0,856\%.$$

Погрешность составляет менее 5 %, следовательно, анализ пригоден к дальнейшей обработке.

3. Вычисляем эквивалентное содержание каждого иона в процентах по формуле (7.1).

Принимаем сумму катионов 4,069 за 100 % и определяем содержание каждого катиона

$$X_{Na} = (100 \cdot 1,44)/4,069 = 28,15\%.$$

Аналогично считаем для анионов и результат записываем в табл. 67.

4. Вычисляем все виды жесткости: общая равна сумме Ca^{2+} и Mg^{2+} 2,691 мг·экв.; так как содержаиие иона HCO_3^- больше суммы Ca^{2+} и Mg^{2+}, жесткость карбонатная.

5. Специфических элементов в воде нет. Агрессивную углекислоту определяем по графику Ф. Ф. Лаптева (см. рис. 95, Б), так как величина HCO_3^-/Ca^{2+} больше 1,25. Находим сумму эквивалентов $Ca^{2+}(a)$ и $HCO_3^-(b)$ и удвоенного содержания свободной углекислоты $CO_2(c)$ в миллимолях

a=1,293 ммоль; b=3,195 ммоль; c=17,6/44=0,4 ммоль; $a+2c$=2,093; $b+2c$=3,995.

Таблица 67

Ионы		Содержание, мг/л	Эквивалентное содержание	
			ммоль	%
Катионы	K^+	7,0	0,179	4,40
	Na^+	26,3	1,144	28,10
	Mg^{2+}	17,0	1,398	34,40
	Ca^{2+}	25,9	1,293	31,80
	NH_4^+	1,0	0,055	1,30
			Σ 4,069	100,0
Анионы	Cl^-	18,0	0,508	12,70
	SO_4^{2-}	11,5	0,239	5,97
	HCO_3^-	195,2	3,195	79,88
	NO_3^-	3,5	0,056	1,40
	NO_2^-	0,08	0,002	0,05
			Σ 4,000	100,00

Этим суммам отвечает точка, лежащая на кривой, соответствующей эквивалентному содержанию HCO_3^- 3,7 ммоль. Фактически в воде содержится 3,195 ммоль эквивалента HCO_3^-, т. е. после установления равновесия с $CaCO_3$ эквивалентное содержание HCO_3^- повышается на 0,6 ммоль. По нижней шкале графика находим, что это соответствует 13,2 мг агрессивной CO_2 (дефицит насыщения карбонатом кальция воды).

6. По величине общей минерализации воды относятся к пресным. По происхождению газов углекислота, растворенная в воде, относится к группе — газы химических реакций. По данным табл. 64 это вода с очень низким содержанием газа. По степени жесткости она относится к группе мягких (см. табл. 63).

7. Строим график Роджерса, как показано на рис. 91.

8. Запишем анализ воды в виде формулы М. Г. Курлова:

$$M_{0,3}\frac{HCO_3 80 Cl 13 SO_4 6 NO_3 1}{Mg 34 Ca 32 Na 32 NH_4 2}\ \text{pH}\ 7{,}4;\ T8^\circ\text{C}.$$

Воды гидрокарбонатно-натриево-кальциево-магниевые.

9. Оценим пригодность воды как источника питьевого водоснабжения, пользуясь нормами, указанными в приложении III. Вода без предварительной очистки не может быть рекомендована для питья, так как содержит некоторое количество ионов NH_4^+ и NO_2^-, что согласно госту недопустимо. Кроме того, она характеризуется повышенной окисляемостью по O_2. Наличие этих показателей указывает на загрязнение воды.

Задача 7.2.

Обработать химические анализы (2—12) подземных вод, приведенные в табл. 66.1. Выразить данные анализа в процентах эквивалентного содержания, оценить погрешность анализа. 2. Вычислить все виды жесткости и оценить степень жесткости воды. 3. Определить наличие агрессивной углекислоты и специфических элементов в воде. 4. Классифицировать воду по степени общей минерализации, газовому составу, наличию специфических элементов. 5. Графически изобразить состав воды по Роджерсу и циклограммой. 6. Написать формулу М. Г. Курлова и назвать тип воды. 7. Оценить пригодность воды для питья, влияние ее химического состава на буровое оборудование и т. п.

Задача 7.3.

Анализами 1—5 установлен следующий химический состав подземных вод (табл. 68). Требуется: 1. Провести систематизацию химических анализов подземных вод, пользуясь графиком-квадратом Толстихина, совмещенным с треугольником Ферре. 2. Провести систематизацию химических анализов подземных вод, пользуясь гидрогеохимической системой Овчинникова. Используя полученные данные, назвать типы вод.

Решение. 1. Первичная графическая систематизация анализов подземных вод включает: а) нанесение анализов на графики; б) определение номера или типа воды.

Наносим точки на график-квадрат Толстихина, совмещенный с треугольниками Ферре, приняв за координатные оси эквивалентное содержание ионов HCO_3^- и Na^+ в процентах. Для анализа 1 имеем: HCO_3^- 56,99, Na^+ 29,33. Аналогично находим остальные точки. При определении местоположения анализов вод месторождения Шамлуг (анализы 5 и 6) следует содержание тяжелых металлов суммировать с содержанием Ca^{2+} и Mg^{2+}. Величина минерализации отмечается размером точки в соответствии с таким подразделением: до 1 г/л; 1—30 г/л; более 30 г/л. Согласно графикам, приведенным на рис. 94, анализы вод имеют следующие номера: анализ 1—43; анализ 2—13; анализ 3—96; анализ 4—97; анализ 5—92; анализ 6—92.

Можно выделить три группы вод: первая (анализы 1, 2) HCO_3-Mg-Ca; вторая (анализы 3, 4) SO_4-Cl-Na; третья (анализы 5, 6) SO_4-Mg-Ca. Точнее назвать трудно, так как дается суммарное содержание SO_4^{2-} и Cl^-, Ca^{2+} и Mg^{2+}. Заметно увеличивается минерализация вод с изменением их типа от

Таблица 68. Химический состав подземных вод

Номер анализа	Водопункт	Место отбора пробы	Общая минерализация, мг/л	Катионы, мг/л		
				$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1	Скв. 3	Тула, каменноугольные известняки, глубина 50 м	340,0	31,3 1,36 29,33	31,90 2,59 56,10	8,15 0,67 14,57
2	Скв. 298	Москва, каменноугольные известняки, глубина 150 м	960,0	93,1 4,05 23,14	195,39 9,75 55,72	44,99 3,70 21,14
3	Скв. 15	Прикаспийская низменность, четвертичные отложения	73 664,0	14 156,6 615,46 59,63	3189,21 159,16 14,41	3132,3 257,60 24,96
4	Скв. 1285	Прикаспийская низменность, четвертичные отложения	35 221,0	90 912,20 395,44 64,0	1170,5 58,41 8,8	1976,93 162,57 27,2
5	Шахта	Кавказ, месторождение Шамлуг	4 144,69	209,45 9,11	478,8 23,89	131,3 10,07
6	Шахта	Кавказ, месторождение Шамлуг	5 504,9	222,78 9,69 11,4	496,8 24,79 29,5	103,00 8,47 10,0
7	Источник	Пятигорск	3 500	736,3	301,4	58,2
8	Скважина	Мацеста, известняки верхней юры и мела	11 000	3 439,0	498,8	165,7

Анионы, мг/л			pH	Газовый состав, мг/л	Специфические элемеиты
Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-			
32,27 0,91 19,37	53,32 1,11 23,64	163,53 2,68 56,99	7,0	— CO_2 34,5	—
24,11 0,68 3,88	76,37 1,59 9,09	929,38 15,23 87,03	—	—	—
33 048,13 932,06 90,27	4 769,13 99,29 9,62	73,22 1,20 0,11	7,5	CO_2 22,4	
18 091,86 510,25 82,9	4 536,22 94,44 15,3	194,92 11,39 1,8	—	—	
14,18 0,4	2 862,8 59,6	—	3,0	— CO_2 826,2	H^+ 1,0—1,0—1,7 Fe^{2+} 212,3—7,6—12,6 Al^{3+} 15,1—1,67—2,8 Cu^{2+} 139,09—4,37—7,3 Mn^{2+} 8,6—0,31—0,5 Fe^{3+} 36,7—1,98—3,3
15,25 0,43 0,5	4 035,28 84,01 99,5	—	3,0	CO_2 1218,8	H^+ 1,0—1,0—1,2 Fe^{2+} 17,4—0,62—0,7 Al^{3+} 288,1—31,9—37,8 Cu^{2+} 187,8—6,01—7,3 Mn^{2+} 29,8—1,08—1,3 Fe^{3+} 16,6—0,88—1,0
762,4	667,3	992,1	6,9	—	Радиоактивность 67,5 $л^{-1}с^{-1}$
6 245,0	2,9	408,1	6,6	CH_4 39,9 N_2 55,2 H_2S 145,2	HS^- 74,3 $S_2O_3^{2-}$ 1,0 Br^- 27,3 I^- 4,3 H_2SiO_3 22,2 HBO_2 49,8

Продолжение табл. 68

Номер анализа	Водопункт	Место отбора пробы	Общая минерализация, мг/л	Катионы, мг/л		
				$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}
9	Шахта	Рудное тело	12 043,8	72,3	459,7	217,6
10	Скважина	Лиман, Прикаспийская низменность, суглинки и пески	57 821,0	18 533,0	546,4	1036,5
11	Скважина	Лиман, Прикаспийская низменность, суглинки	7 702,0	1 950,0	152,5	198,0
12	Скважина	Краснокамск, нефтеносная свита девона	269 200,0	75 954,9	20 820,0	4796,0
13	Шахта	Рудное тело	1 526,7	10,6	164,0	33,2
14	Скважина	Сольвычегорск, пермские отложения	20 000,0	5 885,0	766,0	369,0
15	Скважина	Кировск, девонские отложения	173 740,0	39 998,0	23 056,0	2023,0

Примечание 1. Содержание катионов и анионов приведены в миллиграммах на тья строка). 2. Содержание специфических элементов дано в миллиграммах на литр (пер значение).

HCO_3-Mg-Ca к SO_4-Cl-Na. Название воды уточняется нахождением положения анализа на треугольнике катионов и анионов. Анализы 1,2 — HCO_3-Ca; анализы 3, 4 — Cl-Na; анализы 5, 6 — SO_4-Mg-Ca.

2. По системе А. М. Овчинникова (см. рис. 93) ведущим признаком служит газовый состав: анализы 1, 2, 3, 4 должны располагаться в верхнем квадрате, так как содержат газ окислительной обстановки (CO_2 — равновесия), что хорошо видно из описания места и глубины отбора проб воды; анализы 5 и 6 содержат в большом количестве (до 1 г/л и более) метаморфическую углекислоту и наносятся на нижний квадрат (косвенным показателем ее метаморфического происхождения является указание места отбора проб воды).

Анионы, мг/л			pH	Газовый состав, мг/л	Специфические элементы
Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-			
3,7	8 357,0	—	2,6	CO_2 (своб) 1260	Cu^{2+} 534,1 Zn^{2+} 27,9 Co^{2+} 21,0 Fe^{2+} 1919,1 Ni^{2+} 3,2 Al^{3+} 397,7 SiO_2 47,0
17 600,0	19 752,0	708,0		—	—
663,0	3 957,0	482,0		—	—
166 258,0	506,9	67,1	—	H_2S 600	Br^- 788,0 I^- 11,0
11,2	1 056,2	—	4,1	CO_2 (своб) 726,4	Fe^{2+} 127,3 Fe^{3+} 37,7 Cu^{2+} 41,2 Zn^{2+} следы Al^{3+} 16,4 SiO_2 28,3
8 577,0	3 935,0	30,0			Br^- 3,0 I^- 1,0
107 710,0	650,0	305,0	—	—	Br^- 500,0 I^- 2,0

литр (первая строка), в эквивалентных колнчествах (вторая строка) и в процентах (третье значение), в эквивалентных колнчествах (второе значение) и в процентах (третье

Положение точек на квадрате иаходят аналогично квадрату Толстихина. Как видно, анализы помещаются в тех же группах по составу вод: анализы 1, 2 — I_o, анализы 3, 4 — V_o, анализы 5, 6 — $VII_м$.

Задача 7.4.

1. Провести графически систематизацию анализов (см. табл. 68), пользуясь графиком-квадратом Толстихина, совмещенным с треугольниками Ферре, выделить преобладающие типы вод, назвать их. 2. Провести систематизацию анализов, пользуясь гидрогеохимической системой Овчинникова, выделить преобладающие типы вод и высказать соображения о возможности происхождения этих вод.

7.5. ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ПОСТРОЕНИЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОФИЛЕЙ И КАРТ

7.5.1. Понятие о гидрогеохимической системе

Если рассматривать ГГС как целостную систему, то согласно определениям, приведенным в темах 1 и 2, гидрогеохимическая система является ее подсистемой. Если сосредоточить все внимание на изучении гидрогеохимических свойств и состояний подземной воды, то можно выделить гидрогеохимическую систему как самостоятельную, в которой главным объектом изучения являются гидрогеохимические свойства, состояния, связи и взаимодействия.

В принятой постановке основными показателями гидрогеохимических свойств и состояний являются: общая минерализация воды, количество присутствующих в ней основных шести ионов (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-}), некоторые наиболее часто встречающиеся в подземной воде ионы микрогруппы (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al^{3+}, Cu^{2+}, I^-, Br^- и некоторые другие, определяющие лечебные и специфические свойства воды), а также показатели pH, Eh, газы CO_2, H_2S, N_2, органическое вещество и бактерии, характеризующие бактериологические свойства воды при оценке ее питьевых качеств. Эти показатели отображаются на гидрогеохимических профилях и картах.

Рассмотрим общие принципы выделения внешних гидрогеохимических границ, возможные для них типы простейших связей и взаимодействий, которые используются в последующих разделах при решении конкретных задач.

7.5.2. Внешние гидрогеохимические границы

В качестве таких границ в первом приближении возможно принять те, по которым изучаемая ГГС (водоносный горизонт, водоносный комплекс, водоносная зона и т. п.) граничит с атмосферой, наземной гидросферой, инженерными сооружениями. Через эти границы в данную ГГС могут поступать воды с иными минерализацией, составом, содержанием газов, органического вещества, температурой и т. п. Такими границами могут быть и закрытые области питания и разгрузки, представленные слабопроницаемыми разделяющими глинистыми слоями, играющими роль относительных водоупоров, а также различного происхождения гидрогеологические «окна», геологоструктурные, литолого-фациальные контуры, через которые идет перелив подземных вод разной минерализации и состава из одной ГГС в другую (см. рис. 17).

Для того чтобы эти контуры или зоны были приняты за внешние гидрогеохимические границы, в их районе должно наблюдаться существенное различие в величине общей минерализации, содержании различных компонентов и т. п. между

внешней средой и самой системой. Характер их распределения должен свидетельствовать о поступлении или расходовании массы вещества в данной ГГС. Такой направленный перенос вещества может возникнуть при изменении величины (или градиента) общей минерализации воды, концентрации характерных ионов (Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-} и др.), температуры воды и т. п., аналогично тому, как анализируется направление движения воды по соотношению отметок уровней. Линии, проведенные перпендикулярно к изолиниям общей минерализации или изолиниям концентрации изучаемых компонентов и других показателей, покажут направление массопотока, а линии, перпендикулярные к изотерме, покажут направление движения теплового потока. Внешние гидрогеохимические границы могут устанавливаться по резкому изменению геохимических обстановок, что фиксируется изменением содержания газов, pH, Eh, температуры и другими показателями. Этот вопрос сложный и здесь детально не рассматривается.

7.5.3. Простейшие типы гидрогеохимических систем

Под простейшими гидрогеохимическими системами следует понимать два вида: конвективные и диффузионно-молекулярные. В первых ведущим процессом является конвективное движение массы растворенного вещества. В этом случае вода увлекает за собой растворенное вещество и изменение общей минерализации воды, содержания в ней растворенных различных компонентов наблюдается только по направлению движения воды и полностью зависит от скорости v движения потока фильтрующейся воды. Это изменение проявляется в смещении во времени контуров изомин, изохорн или границ гидрохимических зон, выделенных по каким-либо однотипным гидрогеохимическим показателям. *Изоминами* называются линии, соединяющие точки с одинаковой величиной общей минерализации воды; *изохорнами* — линии, соединяющие точки с одинаковой концентрацией (содержанием) какого-либо гидрохимического показателя (например, Cl^-, SO_4^{2-}, pH и т. п.). *Гидрохимической зоной* называется некоторая область (площадь), в пределах которой данный показатель изменяется в заданных пределах.

Смещение Δl изомин и границ зон за время Δt (сутки, годы) может быть найдено по формуле

$$\Delta l = \frac{v}{n_a} \cdot \Delta t = \frac{k}{n_a} I \Delta t, \qquad (7.5)$$

где k, n_a — соответственно коэффициент фильтрации и активная пористость пород водоносного горизонта на участке предполагаемого перемещения контура; I — средний напорный градиент на этом же участке, определяемый по формуле (1.11).

В гидрогеохимической диффузионно-молекулярной системе ведущим процессом является молекулярный перенос. Он харак-

теризуется, как известно из физики и физической химии, законом Фика. Последний аналогичен закону фильтрации Дарси и имеет вид:

$$Q_C = D_M F I_C, \tag{7.6}$$

где Q_C — количество или поток вещества, перемещающегося через площадь поперечного сечения F под влиянием действующего среднего градиента концентрации I_C; D_M — показатель, характеризующий свойства среды, в которой идет молекулярная диффузия, т. е. коэффициент диффузии. Он измеряется в квадратных метрах в сутки и по физическому смыслу аналогичен коэффициенту фильтрации в законе Дарси.

Градиент концентрации I_C определяется по формуле

$$I_C = \frac{C_1 - C_2}{\Delta l}, \tag{7.7}$$

где C_1, C_2 — значения концентрации изучаемого компонента, измеренные в сечениях на границах участка длиной Δl.

Закон Фика характеризует стационарный поток вещества в изотермических условиях. При рассмотрении количества вещества нескольких компонентов одновременно принимается равенство их коэффициентов диффузии.

Из совокупности этих простейших гидрогеохимических систем можно образовать другие более сложные, например, системы, где будут идти одновременно процессы конвекции, дисперсии и диффузии (микро и макро) с учетом или при отсутствии физико-химических взаимодействий, с изотермическими и неизотермическими условиями и т. п. Это требует специальных знаний и здесь не рассматривается.

7.5.4. Виды внешних гидрогеохимических границ и связей

Под внешними гидрогеохимическими связями будем понимать виды внешних границ и те виды массообмена и переноса вещества, которые им свойственны. Рассмотрим их простейшие виды применительно к водоносным горизонтам.

Границы ГГС с атмосферой располагаются в зонах выходов слагающих ее пород на поверхность земли. Здесь в водопроницаемых породах содержатся грунтовые воды, сообщающиеся с атмосферой через зону аэрации (см. рис. 14, 15, 17). В зависимости от целевого изучения ГГС в качестве ее верхней границы могут быть приняты уровень грунтовых вод, нижняя граница почвенного слоя или поверхность земли. На каждой поразному осуществляется поступление в ГГС атмосферного воздуха, осадков, поверхностного склонового стока, оросительных поливных вод и т. п. При интенсивной инфильтрации осадков, поливных вод, стока, различных утечек поступление в гидрогеохимическую систему массы вещества может идти по принципу конвекции, т. е. поршневое вытеснение. Характер этого поступ-

ления зависит от вида инфильтрации, при которой осуществляется просачивание воды в виде отдельных струек (дождеванием) или гидравлически сплошным потоком. При очень медленной инфильтрации и наличии существенных различий в величинах минерализации и содержания компонентов между водами, поступающими извне, и водами самой ГГС возникают взаимодействия, характеризующие диффузионный перенос, могут наблюдаться оба процесса одновременно. На гидрогеохимические взаимодействия влияют строение зоны аэрации, растительность, почвы, солнечная радиация и другие факторы, которые в данной работе не рассматриваются.

Границами с наземной гидросферой могут являться контуры рек, озер, морей, каналов, водохранилищ, шламохранилищ и другие естественные или искусственные поверхностные водотоки. Искусственными гидрогеохимическими границами могут быть скважины, бассейны, через которые может поступать или удаляться вместе с массой воды и масса растворенного в ней вещества.

Если два водоносных горизонта содержат разные по минерализации подземные воды и разделены слабопроницаемыми глинистыми слоями, то из водоносного горизонта с более высокой минерализацией воды будет идти направленный диффузионный перенос вещества. При наличии в разделяющем слое гидрогеологических «окон» будет идти конвективный перенос вещества. При этом направления диффузии и конвективного переноса могут не совпасть, если пьезометрический уровень в водоносном горизонте с повышенной минерализацией будет ниже, чем в пласте с меньшей минерализацией.

По аналогии с гидрогеодинамическими системами в гидрогеохимических системах можно также выделить области питания и разгрузки. Под первыми будем понимать те контуры, зоны (площади), где наблюдаются поступление вещества и наиболее высокие концентрации гидрогеохимических показателей, под вторыми — области, где наблюдается направленный вынос массы вещества из подземных вод данной ГГС.

Как и для гидрогеодинамических систем, можно выделить сосредоточенные и рассеянные гидрогеохимические питание и разгрузку. В первом случае движение массы вещества в подземных водах совершается по принципу конвекции (поршневого вытеснения одного раствора другим), во втором — по принципу молекулярной диффузии или чаще конвективно-диффузионному, называемому гидравлической дисперсией.

Различают открытые и закрытые гидрогеохимические области питания и разгрузки. По геологическому содержанию они могут совпадать с гидродинамическими. Подземная вода — подвижный компонент геологической среды, и поэтому границы гидродинамической и гидрогеохимической системы могут не совпадать и даже быть по уровню (или порядку) различными Например, водоносный горизонт может содержать пресные воды,

которые по составу и минерализации аналогичны водам ограничивающих его рек. Это свидетельствует о том, что по этим гидрогеохимическим показателям данный водоносный горизонт и реки входят как локальные элементы в более крупную региональную гидрогеохимическую систему. При этом, возможно, по каким-либо другим специфическим элементам они относятся к еще более крупной гидрогеохимической системе или, наоборот, по отношению к этим компонентам сами состоят из более мелких подсистем. Некоторые подходы к решению этих вопросов рассмотрены в конкретных задачах.

7.5.5. Особенности построения гидрогеохимических профилей и карт

Методы построения профилей и карт, их содержание и выбор масштаба зависят от целевых назначений и имеющегося фактического материала. Используемые сейчас методы подробно изложены во многих монографиях [34, 39] и учебных пособиях [7, 8].

Обратим внимание на следующее обстоятельство. Обычно при составлении гидрогеохимических профилей и карт за исходные границы принимаются геологические или гидродинамические границы водоносных горизонтов и комплексов, т. е. реки, озера, участки выходов водоносных пород на поверхность земли и т. п. При этом часто гидрогеохимическая система как таковая не выделяется и ее гидрогеохимические границы не устанавливаются. Более того, далеко не всегда определяются гидрогеохимические числовые показатели для границ ГГС, а если и определяются при полевых исследованиях, то мало используются при построении гидрогеохимических профилей и карт. Обычно показывают изолинии общей минерализации, концентрации основных ионов и зоны с однотипным химическим составом подземных вод только для внутренней области ГГС.

Системный подход подсказывает, что при построении гидрогеохимических профилей и карт необходимо ответить на следующие вопросы: 1) что из себя представляют с гидрогеохимических позиций внешние границы изучаемой ГГС, какими гидрохимическими показателями по содержанию и числовыми значениями они характеризуются; 2) где располагаются и чем представлены внешние границы гидрогеодинамической системы; 3) совпадают ли внешние и внутренние ее границы с аналогичными границами геологической и гидродинамической подсистем; 4) в случае несовпадения возможно ли принять за условные гидрогеохимические внешние гидродинамические границы изучаемого водоносного горизонта или водоносного комплекса и задать на них некоторые числовые значения гидрогеохимических показателей. Простейшие приемы возможного анализа приведем в решении конкретных задач.

7.5.6. Построение гидрогеохимических профилей

Гидрогеохимические профили выявляют изменение изучаемых компонентов, минерализации и т. п. по определенным направлениям. Выбор направления, содержание и способы построения профилей зависят от поставленных задач и наличия достаточного количества фактического материала. Обычно они строятся как приложение к гидрогеохимическим картам, но могут иметь и самостоятельное значение. Построение профиля ведется в следующем порядке:

1) составляют в масштабе гидрогеологической карты гипсометрический профиль, на который сносят линии скважин;

2) строят геолого-литологический профиль;

3) наносят положение пьезометрического уровня;

4) на разрезы скважин для соответствующих водоносных горизонтов условными обозначениями наносят фактические данные: величину минерализации, типовой состав воды, газовый состав и т. п.;

5) в зависимости от целевых назначений и исходного материала строят профиль одним из принятых способов.

Способ циклограмм используется для построения схематических профилей, показывающих изменение в отдельных точках минерализации и состава воды по выбранному направлению. Под гидрогеологическим профилем на продолжении разрезов

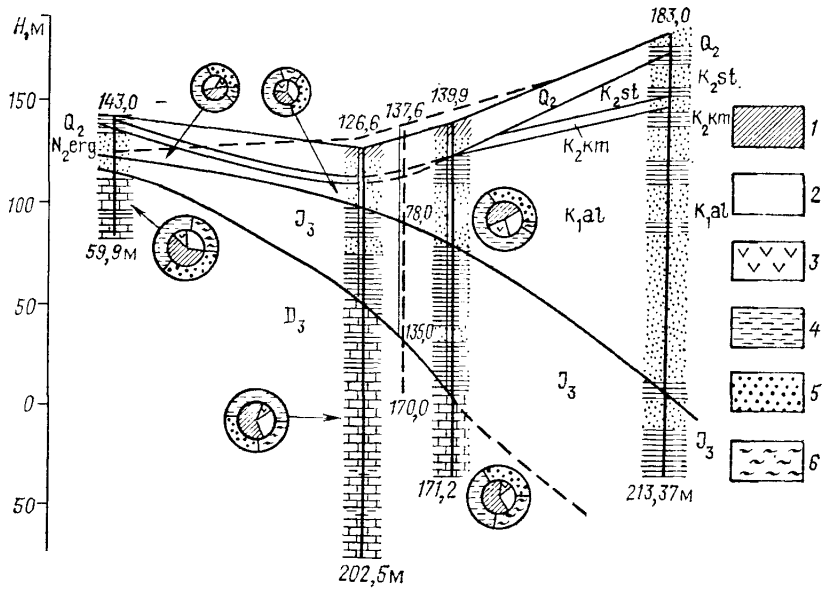


Рис. 96. Гидрохимический профиль по линии Мичуринск—Тамбов—Кирсанов

На циклограммах Толстихина: *1* — Ca^{2+}; *2* — Mg^{2+}; *3* — $Na^{+}+K^{+}$; *4* — HCO_3^-; *5* — SO_4^{2-}; *6* — Cl^-

скважин или около них вычерчивают циклограмму Толстихина. Диаметр круга показывает величину минерализации (рис. 96).

Способ линейных профилей характеризует изменение различных компонентов вдоль профиля. Под гидрогеологическим разрезом или над ним вычерчивают горизонтальную линию, на которую наносят опробованные водопункты. Из этих точек восстанавливаются перпендикуляры, на которых в выбранном масштабе откладываются значения изучаемых анионов (вначале HCO_3^-, затем SO_4^{2-} и Cl^-). Полученные точки соединяют линиями и площади между этими линиями заштриховывают. Аналогично от этой же горизонтальной линии откладывают значения катионов (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+). Высота профиля дает относительную характеристику изменения величины общей минерализации. Нередко такие профили строят отдельно от гидрогеологических профилей (рис. 97).

Способ изолиний и зон позволяет наглядно отобразить в совокупности изменение минерализации, химического и газового состава с глубиной (рис. 98). Строится гидрогеологический разрез, определяются гидродинамические области питания и разгрузки. На линии скважин в местах их опробования наносится фактический материал. Строятся вначале изолинии минерализации, затем других ведущих компонентов. По совокупности результатов геологического, гидродинамического, гидрогеохимического анализов с учетом принятых градаций выделяются зоны с определенной минерализацией и отвечающим ей химическим и газовым составом вод. Зона пресных вод закрашивается голубым цветом, минерализованных — желтым, рассолов — красным.

Форма границ между зонами зависит от условий залегания водоносных пород, характера смены их литологического состава, условий движения вод в пласте (интенсивности водообмена, направления движения, условий питания и разгрузки) и других факторов. Обычно «фронт» между зонами бывает вытянут по направлению движения воды.

Задача 7.5.

Для выяснения характера залегания линзы пресной воды был проведен отбор проб воды на химический анализ с разных глубин по створу скважин, расположение и глубина которых показаны на рис. 98, там же приведены данные об общей минерализации (в г/л). Требуется: 1) охарактеризовать, используя рис. 98, особенности ГГС и выделить гидрогеохимическую систему; 2) построить гидрогеохимический профиль, провести изолинии минерализации грунтовых вод 1, 2, 3, 5 г/л; 3) охарактеризовать изменение минерализации воды по глубине и по линии профиля; оконтурить линзу пресной воды и определить ее среднюю мощность; 4) описать гидрогеохимические особенности системы.

Решение. 1. Проанализируем гидрогеологические условия с целью установления особенностей ГГС. На рис. 98 показан гидрогеологический разрез через Ясханскую линзу. Как видно, ГГС приурочена к четвертичным пескам с прослоями суглинков, глин и супесей, залегающих на отложениях апшерона, и содержит грунтовые воды различной минерализации. Водоупор на данном профиле не вскрыт. В центральной части уровень грунтовых вод имеет наиболее высокие отметки и заметно понижается к расположенной

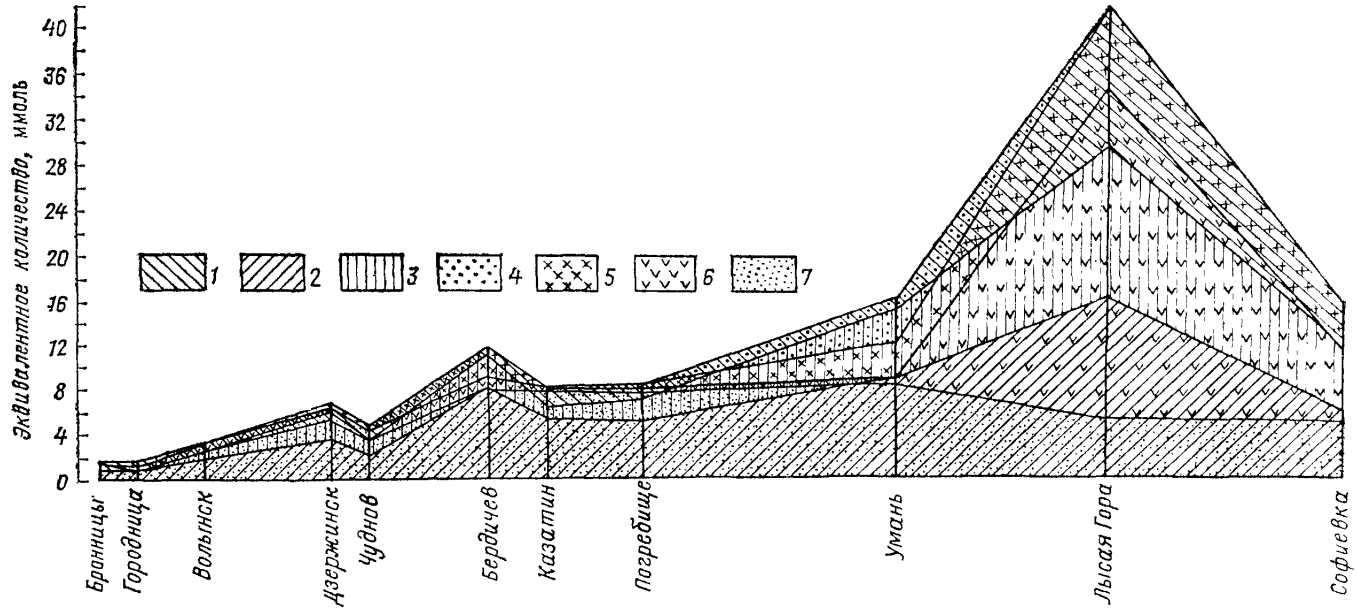


Рис. 97. Гидрохимический профиль по линии Бронницы — Умань—Софиевка (по Ф. А. Руденко)

Преобладающие компоненты подземных вод в коре выветривания трещиноватых кристаллических пород: *1* — $Na^+ + K^+$; *2* — Ca^{2+}; *3* — Mg^{2+}; *4* — NO_3^-; *5* — Cl^-; *6* — SO_4^{2-}; *7* — HCO_3^-

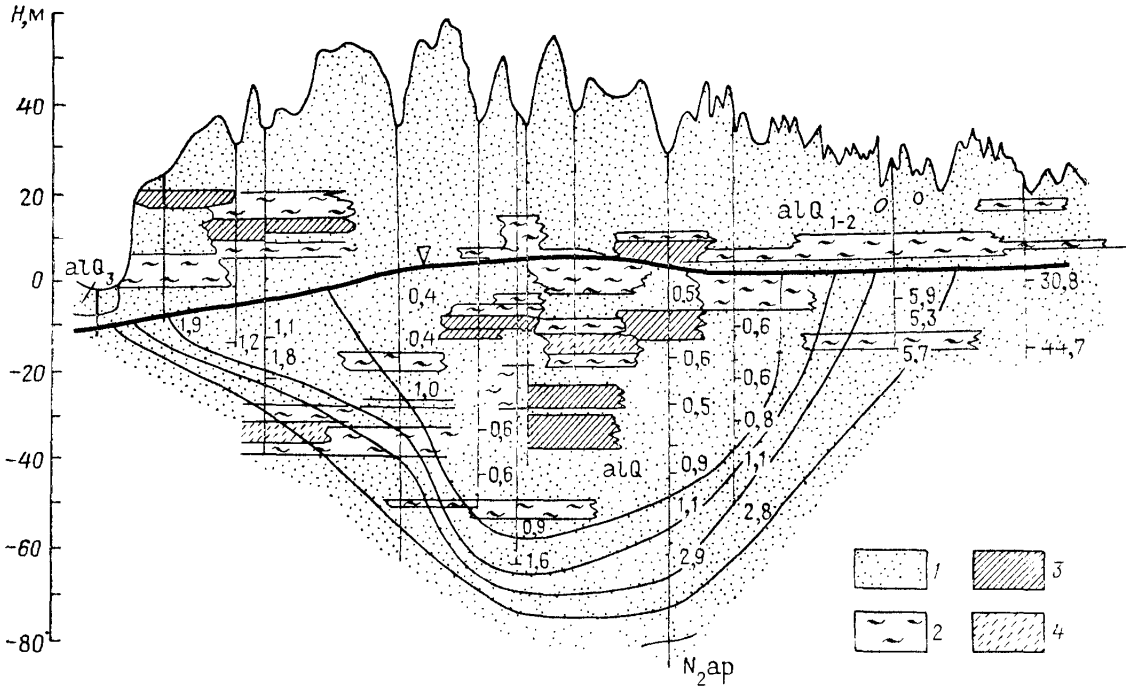


Рис. 98. Гидрогеологический профиль через Ясхайскую линзу с изоминами (по Н. Г. Шевченко): *1* — пески; *2* — глины; *3* — суглинки; *4* — супеси; цифры у скважин — минерализация воды, г/л

слева долине р. Узбоя, которая скрыто, по-видимому, их дренирует. Глубина до воды значительна, но песчаный состав зоны аэрации, расчлененность барханных песков и наличие водораздела в грунтовых водах свидетельствуют об инфильтрационном их питании. За верхнюю гидродинамическую границу ГГС принимаем уровень грунтовых вод, по которому она граничит с зоной аэрации и атмосферой. Через нее идет поступление воды в ГГС в виде атмосферных осадков. Инфильтрующая вода изменяется в процессе движения в зоне аэрации и по минерализации и химическому составу отличается от грунтовых вод. В этом случае можно приближенно считать, что уровень грунтовых вод является одновременно и гидрогеохимической границей. Результаты гидрохимического опробования показывают, что вблизи уровня грунтовых вод вдоль профиля наблюдается изменение их минерализации. Ближайшие к уровню грунтовых вод точки опробования можно принять за граничные и использовать их при построении изомин внутри профиля. Другие внешние границы ГГС на профиле не показаны.

2. Из рис. 98 видно, что пресные воды с минерализацией до 1 г/л сменяются на некоторой глубине солоноватыми и солеными. Учитывая, что водоносные пески достаточно однородны, выполняем линейную интерполяцию. Затем проводим изомины через 1, 2, 3, 5 г/л. Положение изомин показано на рис. 98.

3. Анализ профиля показывает, что изомина в 1 г/л близка к полуокружности, остальные — к эллипсу. Длинная ось его вытянута вдоль профиля и совпадает с направлением движения воды. Пресная вода имеет минерализацию менее 1 г/л, и, следовательно, можно считать, что изомина в 1 г/л оконтуривает линзу пресной воды. Максимальная ее мощность составляет около 50 м, средняя — порядка 40 м.

4. Пресные воды как бы «плавают» на соленых водах. При этом видно, что переход от пресных к соленым водам довольно быстрый, что, очевидно, свидетельствует о поршневом (конвективном) перемещении массы растворенного вещества. Это подтверждается и совпадением длинной оси эллипса с направлением движения грунтового потока, а также увеличением в этом направлении расстояния между изоминами 1 и 5 г/л. Медленное нарастание по вертикали минерализации воды внутри линзы от 0,4—0,5 до 1,0—1,1 г/л подтверждает внедрение на этом участке просачивающихся атмосферных вод, имеющих, по-видимому, минерализацию менее 0,4 г/л. Таким образом, можно считать, что гидрогеохимической областью питания по принципу конвекции (поршневого вытеснения) является зона уровня грунтовых вод в пределах изомины 1 г/л. Вне ее, на интервалах более 5 г/л, через уровень грунтовых вод, по-видимому, одновременно с конвекцией идет диффузионный поток растворенного вещества от большей минерализации к меньшей. Этот поток имеет направление, обратное поршневому движению инфильтрующейся воды. О боковых гидрогеохимических границах что-либо сказать трудно.

7.5.7. Построение гидрогеохимических карт

Гидрогеохимические карты показывают изменение минерализации, химических типов вод и других их компонентов по площади. Содержание и способ построения карт зависят от поставленных задач и имеющегося фактического материала. Построение карт ведется следующим образом.

1. Выбирается плоскость для построения карты с учетом двух положений: гидрогеологических предпосылок и максимального расположения на ней точек опробования, последнее важно при изменении величины минерализации и других компонентов по мощности водоносного горизонта.

2. На бланк карты наносят те скважины, по которым признана доброкачественность исходных данных. У скважин в виде

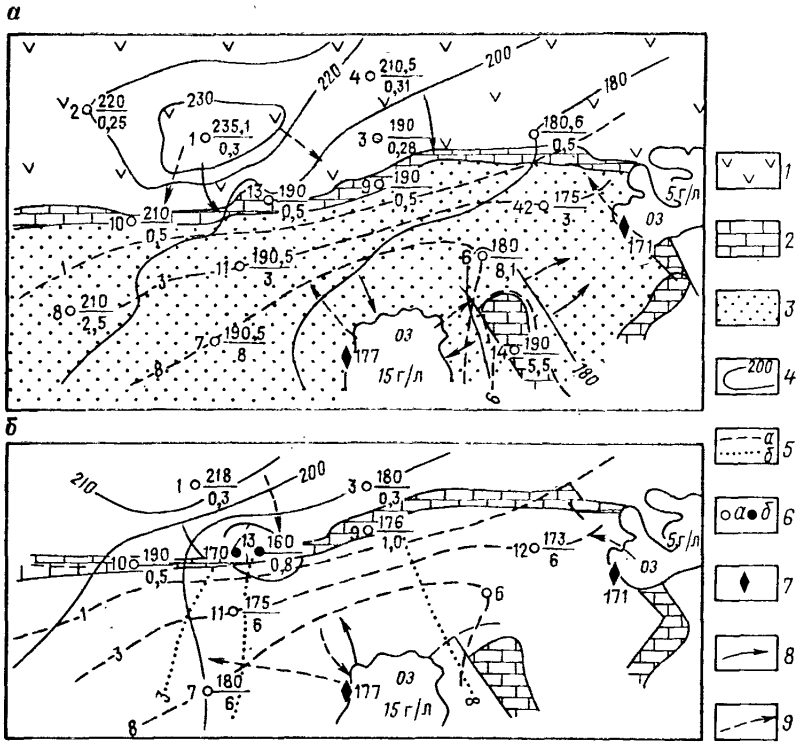


Рис. 99. Карта минерализации подземных вод для естественных гидрогеологических условий *(а)* и на 25-й год эксплуатации водозабора по результатам моделирования *(б)* для одного из участков Казахстана:

1 — эффузивы; *2* — известняки; *3* — песчаники; *4* — гидроизогипсы, м; *5* — изомины для естественных условий *(а)* и на 25-й год эксплуатации водозабора *(б)*; *6* — разведочные *(а)* и водозаборные *(б)* скважины (сверху — номер, в числителе — отметка уровня воды, м, в знаменателе — минерализация воды, г/л); *7* — водомерный пост и отметка уровня воды, м; *8* — направление движения воды в гидрогеодинамической системе; *9* — направление движения массы растворенного в воде вещества в гидрогеохимической системе

дроби проставляют ее номер и величину минерализации (в г/л) или другого изображаемого компонента. Рядом вычерчивается циклограмма Толстихина.

Масштаб карты должен совпадать с масштабом геолого-литологической, гидрогеологической (распространения и глубины залегания водоносных горизонтов, изопьезами или гидроизогипсами) и геоморфологической карт. Элементы этих карт учитываются при построении гидрогеохимической карты, особенно для грунтовых вод.

3. Исходя из поставленных задач выбирают интервалы зон или изолиний для компонента, изображаемого на карте (см.

тему 9). Интерполяцию ведут, принимая во внимание, на каких геоморфологических, геологических элементах располагаются интерполируемые точки, как изменяется состав пород, направление движения воды, где располагаются гидродинамические и гидрогеохимические области питания и разгрузки (рис. 99). Интерполяция выполняется вручную или с помощью ЭВМ [8].

Задача 7.6.

Для водоснабжения одного из объектов Казахстана были проведены изыскания с целью оценки запасов подземных вод. На рис. 99, *а* показаны схема расположения скважин, данные гидрохимического опробования и карта гидроизогипс, характеризующая гидрогеологические условия в естественной обстановке. Требуется: выделить границы гидрогеохимической системы, построить карту изомин для грунтового потока и описать особенности этой системы.

Решение. 1. Примем следующую последовательность: а) выявим тип ГГС и охарактеризуем ее особенности; б) выделим гидродинамическую систему, ее области питания и разгрузки, направление движения вод; в) установим границы гидрогеохимической системы; г) построим карту изомин для грунтового потока и опишем особенности этой системы.

2. Анализ рис. 99 показывает, что грунтовые воды приурочены к синклинальной структуре, сложенной трещиноватыми известняками, песчаниками с прослоями глин, и содержатся также в трещиноватой зоне выветривания эффузивных пород, развитых к северу от известняков. Как показывает карта гидроизогипс, пластовые и трещинные воды образуют единый поток грунтовых вод. Основной расход идет по полосе известняков. На это указывают форма изогипс и соотношение водопроводимостей, м²/сут; известняки 500—4000, песчаники 20—100, эффузивы 20—50. Общие условия залегания показывают, что ГГС представляет собой совокупность грунтового бассейна и гидрогеологического массива, образующих единую гидравлическую систему из нескольких водоносных горизонтов и зон со сложными условиями. Грунтовые воды имеют инфильтрационное питание за счет атмосферных осадков по всей площади их распространения. На это указывает форма гидроизогипс — замкнутые изолинии на северо-западе (230—220 м) и юго-востоке (180 м). Областью сосредоточенной разгрузки для всего потока являются два соленых озера. Подтверждается такой анализ и характером изменения величины общей минерализации, показанной на рис. 99 у скважин. Другие внешние границы геологической системы на рисунке не показаны. Таким образом, гидродинамическая система по своим внешним границам практически совпадает с геологической системой.

3. Анализ изменения величины общей минерализации (по скважинам) показывает, что пресные воды развиты в центральной части изучаемого объекта (известняки) и на севере (эффузивы), там, где наблюдается наиболее интенсивная инфильтрация атмосферных осадков. Солоноватые и соленые воды распространены на юге, вблизи соленых озер. По-видимому, можно считать, что гидрогеохимическая система в основном совпадает с границами геологической и гидродинамической систем.

4. Определим градацию для изомин. Сначала найдем среднюю разность между экспериментальными значениями общей минерализации в отдельных точках карты по формуле

$$M_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} (M_i - M_j)}{n}, \qquad (7.8)$$

где M_i, M_j — расчетные значения общей минерализации в двух соседних точках картируемой площади; n — число сопоставительных разностей, приведенных в табл. 69.

Таблица 69. Сопоставительные разности минерализации

n	ΔM_{ij}	n	ΔM_{ij}	n	ΔM_{ij}	n	ΔM_{ij}
1	0,05	6	0,01	11	0,29	16	2,5
2	0,2	7	0,03	12	2,0	17	7,6
3	0	8	0,22	13	5,5	18	5,1
4	0	9	0,25	14	5	19	2,5
5	0	10	0,22	15	0,5	20	2,6

Значение $M_{ср}$ составляет 1,7 г/л. Согласно формуле $\Delta M=2M_{ср}$, минимальная величина сечения изомины составляет 3,5 г/л. Принимая во внимание, что в аридном климате предельное значение минерализации воды для питья составляет 3 г/л, а для водопоя животных около 8—10 г/л, проведем при интерполяции изомины со значениями 1, 3, 8 г/л и как вспомогательную — 6 г/л. Интерполяцию выполним как линейную в пределах зон, однотипных по строению и фациальному составу. Учтем, что известняки и песчаники отличаются по фильтрационным свойствам и изолиния в 1 г/л может быть сдвинута к разделяющей их геологической границе. Озера с соленой водой принимаем за сосредоточенную гидрогеохимическую границу, на которой заданы значения минерализации в 5 и 15 г/л. Изменения минерализации воды по мощности водоносного горизонта не отмечены, поэтому строим карту, принимая все точки опробования.

5. Проанализируем особенности гидрогеохимической системы в естественных условиях, используя данные рис. 99, *а*. К сожалению, данных по гидрохимическому опробованию атмосферных осадков и пород зоны аэрации в нашем распоряжении нет. Можно предположить, что осадки имеют минерализацию менее 0,3 г/л. На это указывает наличие пресных вод на севере участка с $M\leqslant 0{,}3$ г/л. Выскажем некоторые соображения по условиям формирования грунтовых вод и их минерализации. Как показывает карта гидроизогипс и изомин, основным источником питания грунтовых вод является интенсивная инфильтрация атмосферных осадков. Возможен приток пресных вод с запада по полосе закарстованных известняков. Через уровень грунтовых вод на всей площади их распространения идет внедрение инфильтрующихся атмосферных осадков с малой минерализацией. Наблюдается вытеснение соленых вод пресными по принципу конвекции. Об этом свидетельствует форма изомин, совпадающая с формой потока грунтовых вод (вытянутость вдоль фронта движущегося потока).

Приняв за среднюю мощность водоносных эффузивов и песчаников 50 м, известняков 100 м, получим средние значения коэффициентов фильтрации соответственно равными 0,5; 1,0 и 20 м/сут. Определив по карте гидроизогипс средний градиент потока, соответственно равный $4\cdot 10^{-2}$, 10^{-2} и 10^{-4}, получим общую среднюю скорость движения воды $v_{ср}=10^{-2}$ м/сут. При активной пористости $n_a=0{,}1$, согласно формуле (7.5), изомины при поршневом вытеснении должны были бы двигаться со средней действительной скоростью $u=\Delta l/\Delta t=10^{-1}$ м/сут, или 40 м/год. Однако этому процессу, по-видимому, «препятствует» встречный диффузионный поток растворенного вещества, идущий согласно падению общей минерализации от соленых озер (пунктирные стрелки на рис. 99, *а*). Мы не знаем глубины залегания грунтовых вод и характеристики песчаников и глин. Возможно, воды в них могут быть засолены в силу аридности климата и испарения с уровня грунтовых вод при малой его глубине залегания. Таким образом, можно сказать, что гидрогеохимическая система сложна, характеризуется конвективно-диффузионными процессами переноса растворенного вещества, который идет в ГГС по ее границе с атмосферой, зоной аэрации и наземной гидросферой (озерами) и, по-видимому, сопровождается другими гидрогеохимическими процессами. В результате в грунтовых водах сформировалась гидрогеохимическая зональность. Детальный анализ процессов формирования подземных вод является предметом курса

«Гидрогеохимия», а математическое обоснование — курса «Динамика подземных вод».

Задача 7.7.

На рис. 99, *б* показаны результаты выполненного для этого объекта математического моделирования на аналоговой вычислительной машине. Изучалось, как изменится гидрогеологическая обстановка при эксплуатации грунтовых вод группой водозаборных скважин. Показана прогнозная гидрогеологическая обстановка, которая сформируется к концу 25-го года работы водозабора.

Требуется: а) проанализировать и сравнить карты гидроизогипс, приведенные на рис. 99, *а, б,* и выяснить, какие изменения произошли в характере движения грунтовых вод, установить, изменились ли условия питания и разгрузки грунтовых вод; б) проанализировать и сравнить карты изомин, приведенные на рис. 99, *а, б,* и установить, какие изменения произошли в характере гидрогеохимического поля.

Контрольные вопросы

1. Назовите показатели основных химических свойств подземных вод. 2. Укажите, в какой последовательности записывается формула Курлова и как читается название воды. 3. Перечислите основные графические методы систематизации химических анализов подземных вод, укажите их преимущества и недостатки. 4. Что понимается под гидрогеохимической системой? 5. Что такое конвективный перенос вещества, растворенного в подземной воде, чем он отличается от диффузионного? 6. Назовите последовательность построения гидрогеохимического профиля и карты.

Тема 8

Изучение режима и баланса подземных вод гидрогеологических систем

8.1. ПОНЯТИЕ О РЕЖИМЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И РЕЖИМООБРАЗУЮЩИХ ФАКТОРОВ

Режим подземных вод — процесс изменения во времени основных показателей подземных вод под влиянием различных факторов в данной естественноисторической обстановке.

Режим характеризуется: а) гидродинамическими (уровень и расход потока подземных вод); б) гидрохимическими (минерализация и содержание основных макро- и микрокомпонентов в подземных водах, а также газов, органического, минерального и живого вещества) и в) геотермическими (температура подземных вод) показателями.

Изменение этих показателей рассматривается в неразрывной связи с той геологической средой, которая содержит подземные воды. Поэтому, когда говорят о режиме подземных вод, имеют в виду конкретные водоносные горизонты или водоносные комплексы.

По основным показателям выделяют гидрогеодинамический, гидрогеохимический и гидрогеотермический типы режима. *Режимообразующими факторами* (РОФ) называют физические величины, процессы, которые, изменяясь во времени сами, приводят к изменению состояний подземных вод. Они могут быть естественные и искусственные. Среди первых выделяют эндогенные (геологические) и экзогенные (космические, метеорологи-

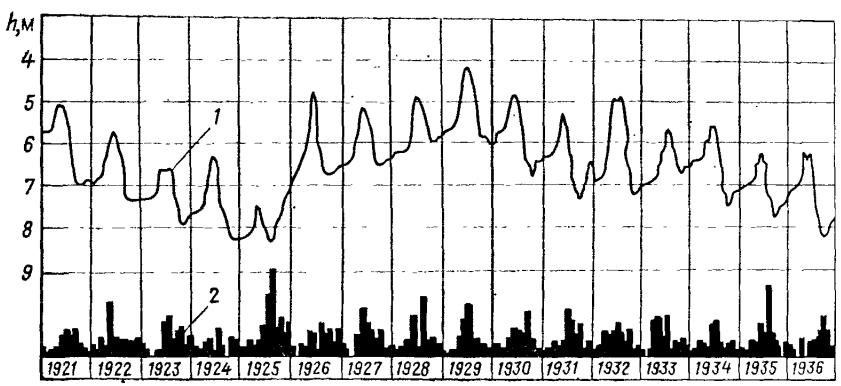


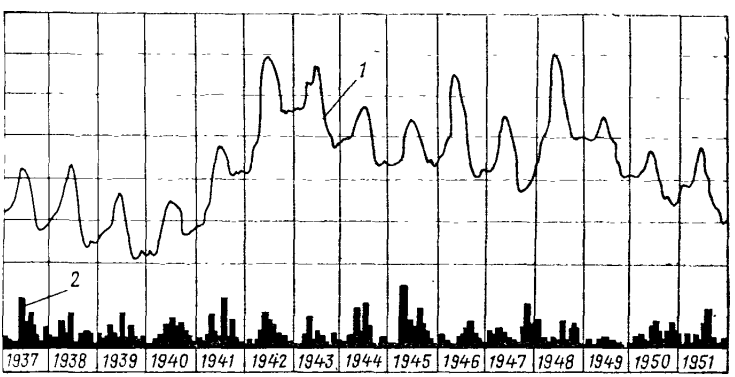
Рис. 100. Кривая многолетних колебаний уровня грунтовых вод (Каменная
1 — атмосферные осадки; *2* — уровень грунтовых вод

ческие, гидрологические, биологические) факторы; среди вторых — антропогенные, связанные с деятельностью самого человека, и техногенные, связанные с воздействием инженерных сооружений. К геологическим факторам относят неотектонику, вулканизм, землетрясение, эрозию и др.; к космическим — солнечную активность, приливные силы Луны, планет; к метеорологическим — осадки, температуру и влажность воздуха, атмосферное давление, испарение; к гидрологическим — поверхностный и речной сток; к биологическим — влияние растительности, почв, живых организмов.

Режим подземных вод формируется в определенных гидрогеологических условиях. Их делят на две группы: 1) условно статические (мощность, величина водопроводимости и емкости пласта и т. п.), не изменяющиеся за инженерный отрезок времени (сутки, годы, десятки лет), и 2) динамические (уровень, температура и т. п.), изменяющиеся за это время.

Выделяются основные и второстепенные РОФ. По степени влияния основных РОФ различают естественный и нарушенный режимы, иногда выделяют смешанный. *Естественный* режим возникает под влиянием таких факторов, как инфильтрация атмосферных осадков, паводки на реках, колебания атмосферного давления, приливно-отливные явления, солнечная активность и т. п. (рис. 100). *Нарушенный* режим связан с влиянием разнообразных техногенных и антропогенных воздействий. На рис. 101 показано изменение уровня грунтовых вод под влиянием расхода р. Ахангаран, атмосферных осадков и работы водозаборных сооружений. В последнем случае многолетний рост водоотбора обусловил многолетнее снижение уровня в скв. 5. *Смешанный* режим формируется при относительно одинаковой интенсивности действия естественных и искусственных РОФ.

Выделяют также существующий, прогнозный и ретроспек-



степь, 1921—1951 гг.):

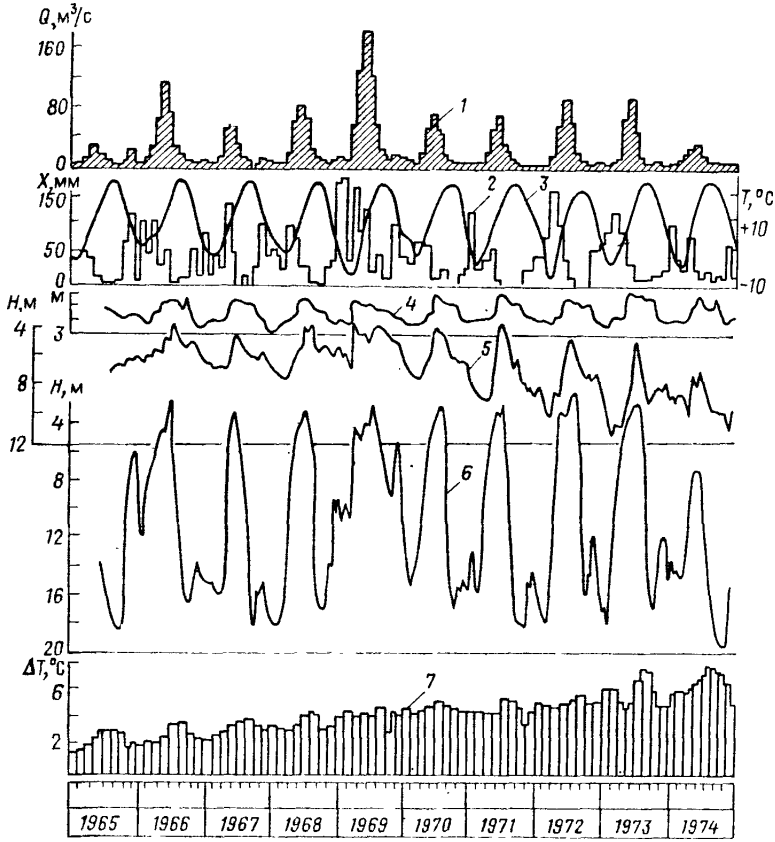


Рис. 101. Графики многолетних колебаний расходов р. Ахангаран, осадков и температуры воздуха, уровней грунтовых вод и расхода водозаборов в средней части долины (по В. М. Дубинскому):

1 — расходы реки по посту Турк *Q*, м³/с; *2* — количество осадков *X*, мм; *3* — температура воздуха (по метеостанции «Ангрен») *T*, °С; *4—6* — уровни грунтовых вод по наблюдательным скважинам на водозаборах (*4* — Алмалыкском; *5* — Сартамгалинском; *6* — Ташском); *7* — амплитуда колебаний температур ΔT, °С

тивный (или эпигнозный) режимы. *Существующий* режим характеризует состояние подземных вод на данное время, например, на то время, когда проводятся гидрогеологические изыскания. *Прогнозный* режим — это будущее состояние подземных вод, создающееся под влиянием будущих режимообразующих факторов, например проектируемых инженерных сооружений или хозяйственных мероприятий. *Прогнозный* режим подземных вод предсказывается (рис. 102). *Ретроспективный (или эпигнозный)* восстановленный режим характеризует те изменения в состоянии подземных вод, которые произошли до данного момента времени. Он восстанавливается специальным анализом. Существующий, прогнозный и эпигнозный режимы под-

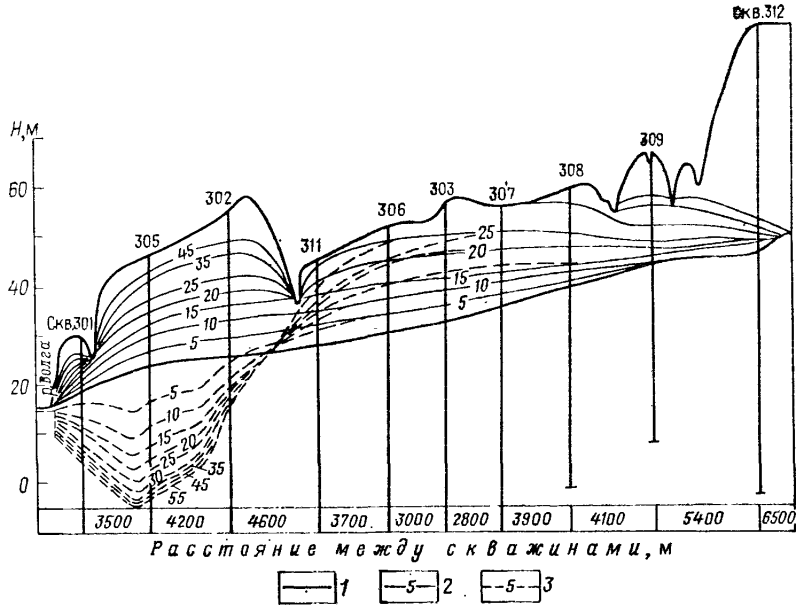


Рис. 102. Прогнозное изменение уровня грунтовых вод:

1 — исходное положение уровня грунтовых вод; *2* — кривые повышения уровня грунтовых вод под влиянием проектируемого орошения; *3* — кривые понижения уровня грунтовых вод под влиянием работы проектируемого дренажа на расчетные интервалы времени

земных вод могут быть естественными, нарушенными и смешанными.

По длительности воздействий выделяют *суточный, сезонный, годовой* и *многолетний* режимы подземных вод. При изучении естественного режима говорят о его цикличности, подразумевая под этим некоторую повторяемость во времени характера тех изменений, которые наблюдаются в основных его показателях (см. рис. 100). Чаще всего многолетняя цикличность естественного режима связана с изменением солнечной активности и действием других глобальных, космических факторов. Они обусловливают смену в многолетнем цикле маловодных лет многоводными и средними по водности годами. При анализе режима подземных вод (РПВ) пользуются понятием *гидрологический год*, который начинается с тех месяцев, когда переходящие из года в год запасы влаги в речных бассейнах и питание подземных вод минимальны (см. тему 3). Периодичность может наблюдаться и в изменениях показателей нарушенного режима подземных вод, если РОФ характеризуются периодическим действием (см. рис. 101).

8.2. ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ И НАПОРНЫХ ВОД

Режим грунтовых и напорных вод существенно различен, так как неодинаковы условия их залегания и формирования. Грунтовые воды залегают вблизи поверхности земли, находятся в тесной связи с метеорологическими факторами, поверхностными водами и характеризуются интенсивными колебаниями показателей режима (рис. 103). Напорные воды залегают на значительных глубинах, и связь их с атмосферой и наземной гидросферой на площади распространения водоносного горизонта ослаблена (см. рис. 103) и проявляется только в области питания или разгрузки. Напорные воды реагируют на изменение горного давления на кровлю водоносного горизонта, что проявляется в изменении пластового давления воды и, следовательно, в колебаниях их уровня. Так, строительство крупных водохранилищ вызывает увеличение давления на кровлю водо-

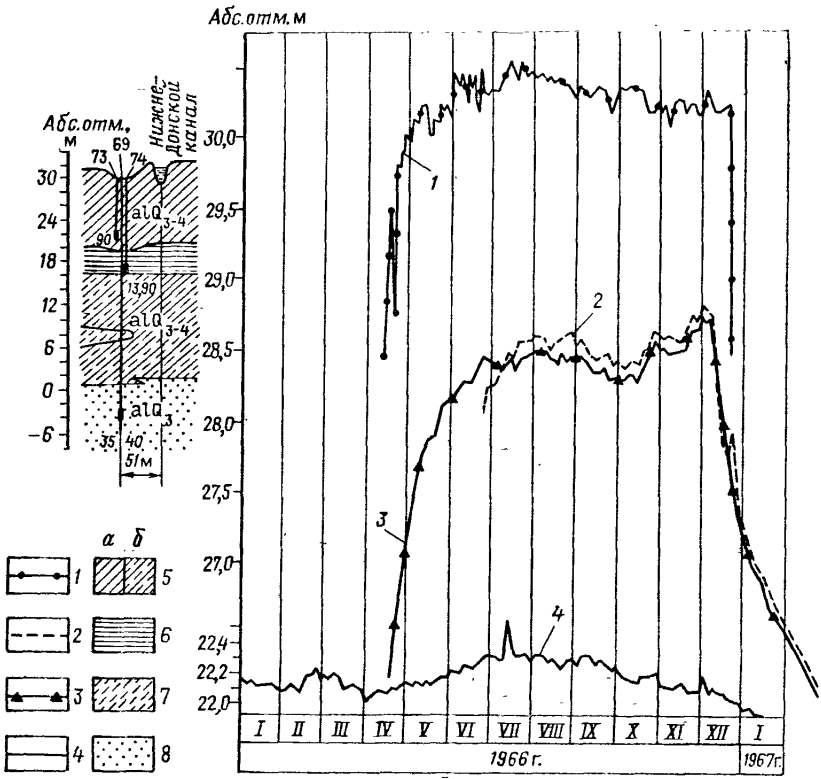


Рис. 103. Графики колебаний уровней грунтовых и напорных вод в зоне Нижне-Донского магистрального канала за 1966—1967 гг. и геолого-литологический разрез участка (по Э. Д. Кац):

1 — уровень воды в канале; *2—4* — то же, в скважинах (*2* — скв. 74; *3* — скв. 73; *4* — скв. 69); *5* — суглинки (*а* — средние; *б* —тяжелые); *6* — глина; *7* — супесь; *8* — пески

носного пласта и повышение в нем пьезометрического уровня и, наоборот, сооружение крупного карьера ведет к разуплотнению пород, залегающих под дном карьера, и к снижению давления в водоносном горизонте.

Характерными чертами режима грунтовых вод (см. рис. 100, 101) являются: 1) синхронное и интенсивное изменение основных показателей режима и РОФ; 2) суточная, сезонная, годовая и многолетняя цикличность, зависящая от цикличности метеорологических и гидрологических факторов.

Для режима напорных, особенно артезианских, вод характерны: 1) слабая связь их режима с сезонным и годовым изменением метеорологических и гидрологических факторов; 2) наличие многолетних, вековых изменений в их естественном режиме; 3) проявление связи с изменением атмосферного давления и другими факторами, вызывающими изменение горного и пластового давлений в водоносном горизонте.

Контрольные вопросы

1. Что называется режимом подземных вод и режимообразующими факторами? 2. Назовите основные показатели режима подземных вод. 3. Чем различаются естественный и нарушенный режимы? 4. Чем различаются режимы грунтовых и напорных вод?

8.3. ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ИЛИ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕЖИМА

Основными характеристиками режима называют числовые значения, характеризующие главные морфологические особенности хронологических графиков изменения показателей режима. Хронологическими называют графики изменения уровня, расхода, минерализации, температуры подземных вод во времени. К основным характерным параметрам режима относят (рис. 104): амплитуды А и периоды Т колебаний, экстремальные точки (минимумы, максимумы), средние, минимальные, максимальные и другие значения уровня, расхода, минерализации и т. п. С помощью этих характеристик можно более компактно в числовом виде представить хронологические графики показателей режима и тем самым уменьшить объем исходной информации.

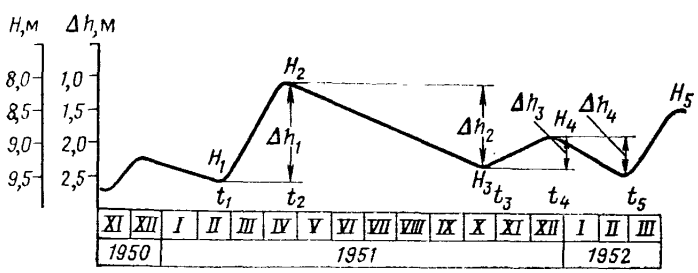


Рис. 104. Основные показатели сезонного изменения уровня грунтовых вод (по М. А. Шинкаревскому)

Определяют минимальные и максимальные значения суточных, декадных, месячных, весенних, осенних, летних, зимних, годовых, многолетних амплитуд, подъемов, спадов (для уровней), температур, минерализации воды и других показателей режима. За эти интервалы времени вычисляют средние значения показателей

$$П_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} П_i}{n}, \tag{8.1}$$

где $П_i$ — единичное значение показателя; n — число имеющихся показателей за рассматриваемый интервал времени.

К экстремальным точкам графиков относят максимум или минимум уровня, температуры, минерализации и соответственно дату его наступления (см. рис. 104). Амплитуды характеризуют разность между максимальным $П_{max}$ и минимальным $П_{min}$ значениями каждого из этих показателей за выделенный период времени

$$A = П_{max} - П_{min}. \tag{8.2}$$

При нарушенном режиме вычисляют характерные показатели от действия техногенных факторов, например, амплитуду многолетнего подъема уровня воды под влиянием орошения или амплитуду снижения уровня воды под влиянием откачки и т. п.

Период колебаний T характеризует интервал времени между двумя значениями какого-либо показателя режима

$$T = t_2 - t_1. \tag{8.3}$$

Чаще всего это интервал между временем наступления максимального и минимального значений показателя.

Контрольные вопросы

1. Какие характеристики называют основными, или характерными, параметрами режима? 2. Как вычислить годовую и многолетнюю амплитуду колебаний уровня грунтовых вод? 3. Как вычислить среднемноголетнее значение минерализации подземных вод? 4. Как вычислить амплитуду весеннего подъема уровня грунтовых вод и его длительность?

8.4. ОБРАБОТКА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА РЕЖИМОМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

8.4.1. Задачи изучения режима подземных вод

Основными задачами изучения режима подземных вод являются: 1) установление главных РОФ; 2) выявление закономерностей в режиме подземных вод (РПВ); 3) определение гидрогеологических параметров по данным наблюдений за РПВ; 4) определение элементов баланса по наблюдениям за РПВ; 5) прогнозирование изменений в РПВ; 6) контроль за

РПВ, формирующимся под влиянием техногенных (антропогенных) факторов, с целью предотвращения негативных изменений в гидрогеологической обстановке района; 7) управление режимом и балансом подземных вод в нужном для человека направлении, т. е. целенаправленное регулирование РПВ (мониторинг).

Обработка наблюдений за РПВ включает четыре этапа:

I этап — проведение непосредственных наблюдений за изменением основных показателей РПВ и РОФ;

II этап — первичная обработка данных этих наблюдений;

III этап — вторичная или специальная обработка результатов наблюдений, по которым в совокупности с другими гидрогеологическими данными решаются названные выше задачи (1, 2, 3, 4);

IV этап — прогнозирование изменений в РПВ, что дает возможность решать задачи 2, 5, 6, 7. В этом случае прогнозирование рассматривается как высшая количественная форма обработки данных наблюдений.

Рассмотрим первичную и вторичную обработки данных наблюдений применительно к решению следующих задач:

1) качественное выявление основных закономерностей в режиме подземных вод;

2) установление главных режимообразующих факторов;

3) качественное определение типа режима подземных вод на основе использования классификации Г. Н. Каменского.

Под *выявлением закономерностей* понимаем установление постоянно повторяющихся изменений в параметрах и показателях РПВ и выявление механизма их формирования. Количественная оценка закономерностей предполагает нахождение математического описания механизма связи показателей режима с РОФ. *Прогноз* — это предсказание изменений в РПВ под влиянием принятых прогнозных изменений в РОФ. Он может быть качественным и количественным, составляется на различное время вперед, т. е. имеет разную заблаговременность. Для составления прогноза естественного РПВ используют часто вероятностно-статистические методы, для нарушенного режима — различные аналитические зависимости, которые связывают функционально показатели режима с РОФ и временем применительно к определенной системе координат. В сложных условиях прогнозирование выполняется математическим моделированием с использованием аналоговых и цифровых вычислительных машин (АВМ и ЭВМ).

8.4.2. Принципы обработки данных наблюдений

Общие принципы обработки наблюдений изложены в работах [8, 16, 20]. Обратим внимание на следующее. Обработка наблюдений ведется вручную и автоматизированно с применением ЭВМ. Непосредственными данными наблюдений называют первичные измерения, полученные по наблюдательным

точкам режимной сети. Расчетными называют показатели, полученные путем специальных вычислений, часто с применением вероятностно-статистических или детерминированных (аналитических, численных и других) методов. Так, годовая и среднегодовая амплитуды уровня подземных вод — это расчетные показатели режима, они вычисляются по формулам (8.1) и (8.2), а отметки уровня подземных вод — это непосредственно измеренные данные наблюдений.

Обработка данных наблюдений включает: систематизацию, обобщение и анализ данных наблюдений. Это позволяет свернуть исходную информацию, т. е. уменьшить объем и повысить ее содержательность, а полученные данные использовать для последующей обработки или выполнения инженерных расчетов. Выделяются первичная и специальная, или вторичная, обработки данных наблюдений.

8.4.3. Первичная обработка данных наблюдений

Целями первичной обработки являются упорядочение данных единичных наблюдений и вычисление основных параметров РПВ и РОФ. Она включает: а) составление таблиц данных фактических наблюдений; б) построение для каждой наблюдательной точки хронологических графиков уровня, расхода, температуры, минерализации подземных вод; в) построение хронологических графиков для каждого из наблюдаемых РОФ (осадки, температура и влажность воздуха, уровень воды в реке, уровень и дебит воды в эксплуатационной скважине и т. п.); г) вычисление по хронологическим графикам основных параметров режима подземных вод и РОФ; д) составление итоговых таблиц, в которые записываются характерные значения параметров режима подземных вод и РОФ за изученный период наблюдений.

В таблице данных фактических наблюдений указываются номера и местоположение точек наблюдений, все числовые значения показателей режима для уровня, расхода, минерализации, химического состава и температуры подземных вод, а также даты, на которые произведены эти измерения. Аналогичные таблицы составляют для естественных и искусственных РОФ. По данным этих таблиц строят хронологические графики в выбранном масштабе. На оси ординат показывают диапазон изменения изучаемого показателя, а на оси абсцисс — длину периода наблюдений; значение показателя на определенную дату наносится на график и затем точки соединяются плавными линиями. В интервалах, за которые по каким-либо причинам данные измерений показателя отсутствуют, график прерывается и на этом участке указывается причина отсутствия наблюдений. По хронологическим графикам вычисляют среднемесячные, среднегодовые и другие амплитуды и характеристики режима подземных вод, которые записывают в специаль-

ные итоговые таблицы, а последние включают в специальные ежегодники наблюдений [4].

*Задача 8.1**.

По данным наблюдений в скв. 1, вскрывшей грунтовые воды в аллювиальных песках на юге Украины (см. рис. 104), построен хронологический график изменений естественных уровней за период с ноября 1950 г. по март 1952 г. Выделнть периоды сезонного подъема и спада уровня, определить длительность гидрологического года и характерные параметры режима.

Р е ш е н и е. 1. Определяем периоды сезонного подъема и спада уровней воды. На рис. 104 выделяются: с 15/XI по 15/XII 1950 г.— зимний подъем, с 15/XII 1950 г. по 20/II 1951 г.— зимний спад, с 20/II по 24/IV — весенний подъем, с 24/IV по 15/X — летне-осенний спад, с 15/X по 18/XII 1951 г.— осенне-зимний подъем, с 18/XII 1951 г. вновь зимний спад и вновь зимний подъем уровня.

2. Определяем период гидрологического года, учитывая климат и условия формирования наименьших запасов влаги на юге Украины. Гидрологический год (цикл) выбираем по двум минимальным уровням зимнего спада соседних лет (1951 и 1952 гг.), т. е. с 20/II 1951 г. по 26/II 1952 г.

3. Определяем характерные показатели режима. Первый период изменения уровня от начала гидрологического цикла выделяется по длительности его подъема (с 20/II по 24/IV; $T_1=63$ сут) и называется периодом весеннего подъема уровня (см. рис. 104). Его окончание отвечает времени весеннего максимума (t_2). По формуле (8.2) определяем амплитуду весеннего подъема $\Delta h_1=H_1-H_2=9{,}5-8{,}10=1{,}4$ м.

Второй период характеризуется летним спадом уровня и продолжается с 24/IV по 15/X; $T_2=175$ сут, t_3 (15/X) — время летнего минимума; амплитуда летнего минимума составляет $\Delta h_2=H_2-H_3=9{,}20-8{,}10=1{,}10$ м. Третий период отвечает осеннему подъему, он меньше по величине, чем весенний, начинается 15/X и заканчивается 18/XII; $T_3=64$ сут, 18/XII — время наступления осенне-зимнего максимума (t_4), амплитуда его $\Delta h_3=H_3-H_4=9{,}20-8{,}80=0{,}40$ м. Четвертый, последний, период (с 18/XII по 26/II 1951 г.) характеризует осенне-зимний спад, длительность его $T_4=70$ сут, амплитуда составляет $\Delta h_4=H_4-H_5=9{,}30-8{,}8=0{,}50$ м. Годовая амплитуда колебаний уровня равна $\Delta H=9{,}5-8{,}10=1{,}4$ м и совпадает с величиной весенней амплитуды. По характеру графика можно сделать вывод, что питание подземных вод происходит в периоды весеннего и осенне-зимнего подъема уровня.

Таблица 70. Данные наблюдений по скв. 4

Год	Дата	Уровень, м	Год	Дата	Уровень, м
1955	25/III	9,25	1958	7/I	8,15
	12/V	8,75	1969	1/III	8,15
	28/IX	9,30		24/IV	7,15
	7/II	9,10		1/IX	7,95
1956	16/III	9,20	1970	10/II	7,85
	19/V	8,55		15/III	8,45
	1/X	8,75		15/IV	7,40
1957	1/I	8,60		10/IX	8,30
	1/II	8,70	1971	7/II	8,15
	7/IV	7,40			
	1/XII	8,10			

* Задачи 8.1, 8.2, 8.11 составлены по материалам М. А. Шинкаревского (1969 г.).

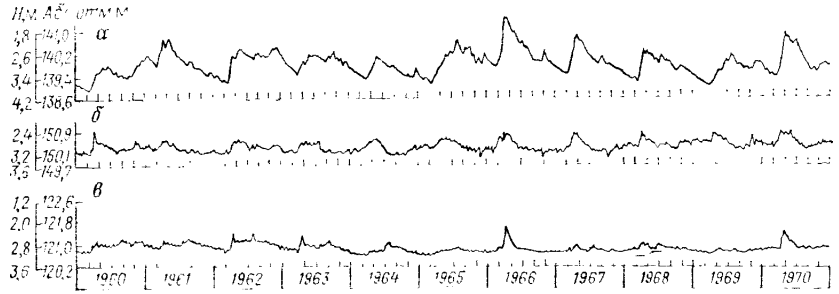


Рис. 105. Кривые многолетних колебаний уровня аллювиального водоносного горизонта (по В. И. Просенкову):

а — естественный режим, скв. 68; *б* — в результате влияния городской застройки и асфальтирования дорог, скв. 189; *в* — в результате влияния местного дренажа, скв. 309

Задача 8.2.

По данным наблюдений на том же участке скв. 4 (табл. 70) требуется построить схематические хронологические графики за 1955—1957 и 1969—1971 гг.; определить: 1) гидрологические циклы, характерные сезонные изменения уровня, их продолжительность и амплитуды, годовую амплитуду по каждому году наблюдений; 2) даты и уровни наиболее раннего и наиболее позднего наступления характерных изменений уровней, наименьшую и наибольшую годовые амплитуды уровня (за весь период наблюдений). Рассчитать по формуле (8.1) средние значения амплитуд колебаний за характерные периоды сезонных изменений уровня и для всего периода наблюдений.

Задача 8.3.

Сравнить и описать характер колебаний уровня аллювиального водоносного горизонта на территории города за 1964—1967 гг. для естественного режима (рис. 105, *а*), для участков городской застройки и асфальтирования (см. рис. 105, *б*) и в зоне влияния местного дренажа (см. рис. 105, *в*). Рассчитать амплитуды годовых колебаний и весеннего подъема для каждой из показанных на рисунке скважин. Объяснить причины различных величин годовых амплитуд. Определить величину максимального и минимального уровней и амплитуду колебаний за весь период наблюдений.

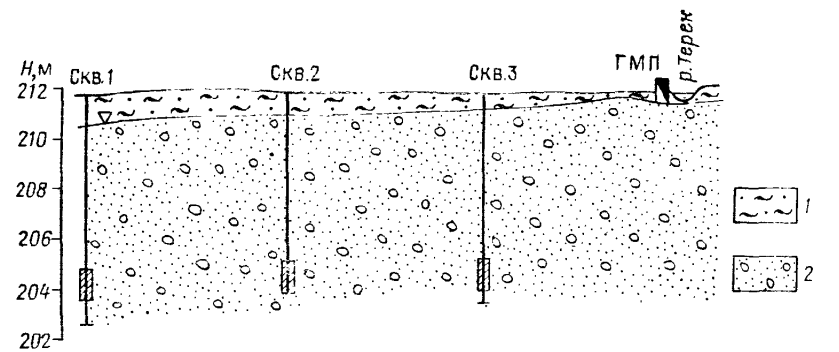


Рис. 106. Гидрогеологический створ в предгорной части долины р. Терека (alQ_4):

1 — супесчаный почвенный слой; *2* — гравийно-галечниковые отложения; ГМП — гидрометрический пост

Таблица 71. Данные наблюдений за уровнями грунтовых вод и реки

Дата наблюдений	Глубина залегания уровня от поверхности земли, м			
	Скв. 1	Скв. 2	Скв. 3	Река
1/I 1971 г.	6,05	6,55	7,05	0,50
15/I	6,02	6,52	7,02	0,50
1/II	6,06	6,56	7,16	0,50
15/II	6,10	6,60	7,10	0,50
1/III	6,10	6,60	7,10	0,50
15/III	6,10	6,60	7,10	0,50
1/IV	6,10	6,60	7,10	0,60
15/IV	6,10	6,60	7,10	0,60
1/V	6,10	6,60	7,10	1,00
15/V	6,00	6,50	7,05	0,70
1/VI	5,90	6,40	6,90	1,00
15/VI	5,80	6,30	6,80	0,80
1/VII	5,80	6,30	6,80	1,00
15/VII	5,30	5,90	6,50	1,00
1/IX	4,50	5,00	5,90	1,00
15/IX	4,40	4,90	5,90	0,60
1/X	4,40	4,90	5,90	0,45
1/XI	4,40	4,90	6,0	0,50
15/XI	4,85	5,35	6,10	0,45
1/XII	4,90	5,40	6,13	0,50
1/I 1972 г.	5,00	5,30	6,15	0,50
15/I	5,90	6,40	6,90	0,45

Задача 8.4.

В предгорной части долины реки в толще аллювиальных песчано-галечниковых отложений оборудованы створ наблюдательных скважин и гидрометрический пост на реке (рис. 106). Провести первичную обработку наблюдений, пользуясь фактическими данными (табл. 71). Для этого выполнить следующее: 1) построить хронологические графики колебаний уровня воды в реке и скважинах; предварительно вычислить отметки уровня воды, зная, что отметки устьев скважин равны: скв. 1 — 211,7 м, скв. 2 — 211,65 м; скв. 3 — 211,63 м, отметка «0» на гидропосте равна 209,5 м; 2) по графикам определить основные параметры РПВ; 3) установить наличие и характер связи с рекой, для этого нанести на геологический разрез (см. рис. 106) положение уровня грунтовых вод на минимальную и максимальную даты (см. табл. 71).

8.5. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД И СПЕЦИАЛЬНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

8.5.1. Типы режима подземных вод

Существует много классификаций режима подземных вод [33]. В них выделяют различные типы режима в зависимости от действия режимообразующих факторов и устанавливают тем самым закономерности, т. е. принципиальные отличия в изменении основных показателей и параметров режима.

Режим подземных вод связан с их балансом и качественно характеризует изменения водо-, соле- и теплообменов, которые

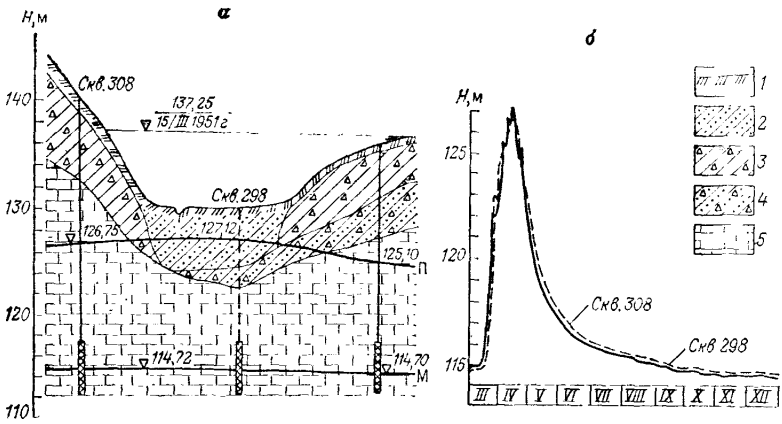


Рис. 107. Гидрогеологический разрез по створу наблюдательных скважин *(а)* и графики колебаний уровня грунтовых вод *(б, в)* для Костюковского водохранилища на юге Воронежской области (1951 г.):

1 — почвенный слой; *2* — аллювиально-делювиальные суглинки с прослоями песка; *3* — делювиальные суглинки с включением мела; *4* — то же, с включениями песка; *5* — мел трещиноватый

идут внутри ГГС и при ее взаимодействии с окружающей средой. Типы режима классифицируют по характеру изменения во времени показателей режима, по действию РОФ, по соотношению элементов баланса и т. п. Наиболее распространенной является классификация Г. Н. Каменского, в которой выделяются следующие типы режима: 1) прибрежный (или речной); 2) водораздельный; 3) поглощения; 4) деятельного слоя.

Прибрежный режим подземных вод определяется характером гидрологического режима реки, находящейся с ними в гидравлической связи. Изменение ее расхода и уровня является главными РОФ (см. рис. 101, скв. 4, 5). Они определяют колебания уровня и расхода подземных вод. Это влияние проявляется в синхронности подъемов и спадов их уровней, весенние амплитуды уровня подземных вод составляют 1—3 м, наблюдается ясно выраженная зависимость в уменьшении их амплитуд подъема и увеличении запаздывания в наступлении максимальных и минимальных уровней по мере удаления от реки. Этот режим характерен для подземных вод речных долин и надпойменных террас.

В *водораздельном* режиме главными РОФ являются инфильтрация атмосферных осадков (как приходный элемент водного баланса подземных вод) и испарение с уровня грунтовых вод (как расходный элемент баланса). Особенности режима подземных вод определяются характером изменения атмосферных осадков, температуры и влажности воздуха. Влияние оценивается близостью форм графиков уровня под-

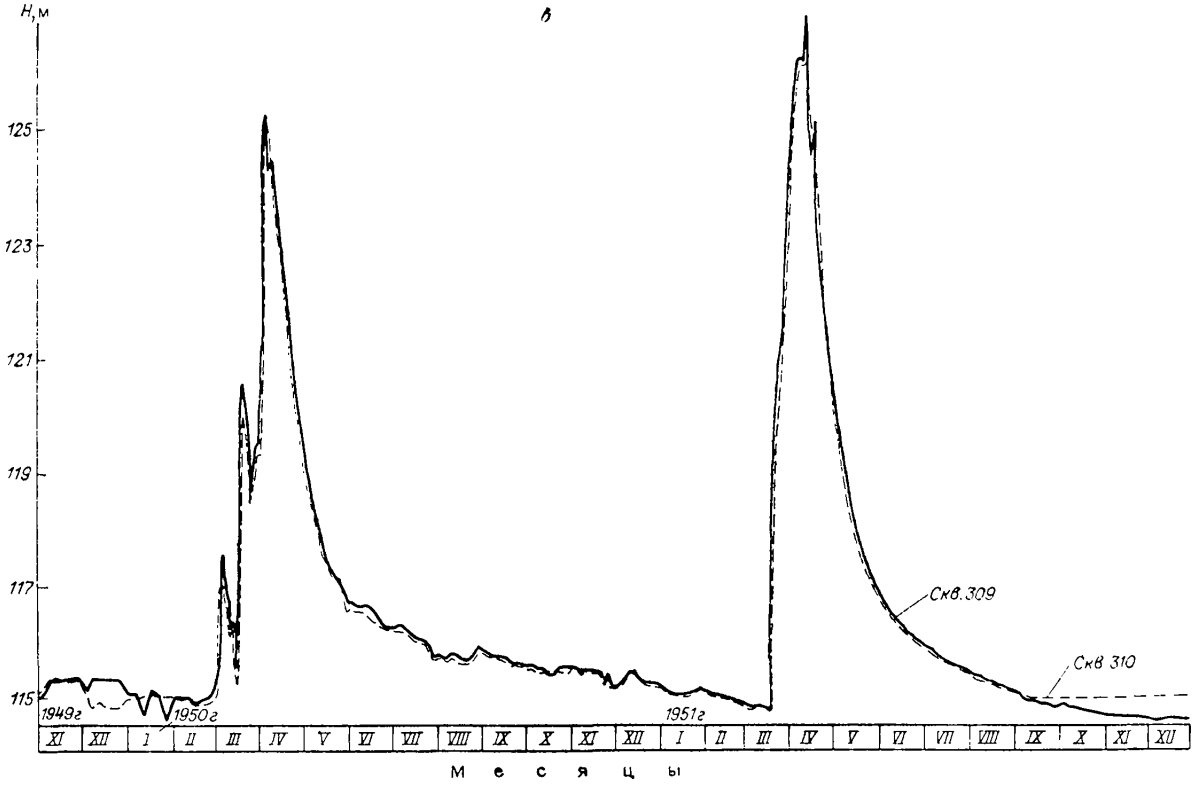


Рис. 107. (продолжение)

земных вод и РОФ, ясно выраженной зависимостью повышения подъема уровня грунтовых вод от увеличения атмосферных осадков (см. рис. 100), а также ростом интенсивности снижения уровня от увеличения температуры воздуха и дефицита его влажности (см. рис. 101). Амплитуды подъема составляют 0,5—1,5 м, продолжительность подъема и спада значительно больше, чем в приречном типе режима, весенний максимум наступает значительно позже, чем подъем в реке. Такой режим называют инфильтрационным или инфильтрационно-испарительным. Он характерен для грунтовых вод широких междуречных пространств различных ландшафтно-климатических зон.

Режим *поглощения* свойствен подземным водам районов развития карста и грунтовым водам конусов выноса и предгорных равнин, где развиты гравийно-галечниковые отложения. Особенностью режима является наличие в колебаниях уровня резких и значительных подъемов и спадов, достигающих 5—10 м и более (рис. 107). Главным РОФ является интенсивное поглощение поверхностного и речного стока через хорошо проницаемые породы зоны аэрации, а также инфильтрационное питание. Интенсивный спад уровня обеспечивается значительным подземным стоком за счет высоких значений величин водопроводимости водоносного горизонта.

Режим *деятельного слоя* характерен для над- и межмерзлотных подземных вод, а также верховодки разных ландшафтно-климатических зон. Его особенностью является наличие на графиках достаточно длительных перерывов в колебаниях уровня, вызванных либо замерзанием воды и переходом ее в твердое состояние, либо пересыханием водоносного слоя вследствие интенсивного испарения подземной воды в летнее время.

Контрольные вопросы

1. Чем отличается прибрежный тип режима от водораздельного и последний от режима поглощения? 2. Какими особенностями характеризуется инфильтрационно-испарительный режим и в каких ландшафтно-географических зонах с ним можно встретиться? 3. Какие РОФ определяют ирригационный тип режима?

8.5.2. Специальная обработка наблюдений

Целью ее являются дальнейшее свертывание и обобщение информации, позволяющие решать специальные гидрогеологические задачи. Обработка включает: а) построение сопоставительных хронологических графиков; б) вычисление расчетных показателей; в) построение специальных графиков, эпюр, разрезов и карт, характеризующих изменение расчетных показателей по различным направлениям и площади.

В процессе такой обработки выявляются главные режимообразующие факторы и устанавливаются закономерности в ре-

жиме подземных вод (РПВ). Эти закономерности позволяют в дальнейшем целенаправленно его регулировать.

Сопоставительные хронологические графики представляют собой совмещенные в определенной последовательности на одном листе хронологические графики показателей РПВ и РОФ, под действием которых формируется этот режим. Построение таких графиков начинается с предварительного установления главных РОФ и основных направлений возможного их действия. Для этого выбирают точки наблюдения для конкретного водоносного горизонта, определяют их приуроченность к различным формам рельефа, по гидрогеологическому разрезу определяют местоположение фильтров наблюдательных скважин, их расстояние от реки, водохранилища и т. п. По положению наблюдательных точек, анализу их хронологических графиков и общей гидрогеологической обстановке предполагают, какие факторы могли вызвать выявленные на хронологических графиках изменения в колебаниях уровня подземных вод. Например, если наблюдательные точки располагаются на орошаемом участке междуречья и в них наблюдается непрерывное повышение уровня, то можно сделать предварительный вывод, что главным РОФ является инфильтрация атмосферных осадков и поливных вод на орошаемых землях. Следовательно, для построения сопоставительных графиков необходимо иметь хронологические графики, характеризующие режим полива сельскохозяйственных культур на этой орошаемой площади за рассматриваемое время, графики изменения величины атмосферных осадков, температуры воздуха, дефицита его влажности.

Затем в соответствии со сделанным предположением точки наблюдения группируют, все хронологические графики размещают на одном листе в порядке убывания влияния РОФ. Для установления связи и выделения главных РОФ анализируют форму графиков, отмечают наличие или отсутствие синхронности в изменении показателей режима, совпадение или несовпадение в сроках наступления максимальных или минимальных значений показателей и т. п. Вычисляют параметры режима, например сезонные и годовые амплитуды подъема уровня подземных вод и т. п., и строят графики их изменения по основным направлениям возможного действия РОФ. При закономерности изменения этих параметров вдоль выбранных направлений (по расстоянию или времени действия) делают вывод о существовании связи.

При наличии достаточного числа точек наблюдений на площади изучаемого водоносного горизонта и данных наблюдений за его режимом строят серию карт изменения основных показателей и параметров режима подземных вод на различные моменты времени, а именно карты гидроизогипс и глубин залегания подземных вод, карты минерализации и отдельных компонентов их химического состава. На основании сопоставления

карт между собой и с графиками изменения РОФ делают вывод о наличии между ними связей.

Статистические методы дают возможность подтвердить такие связи количественно. Обработка производится в следующей последовательности. Выбираются показатели, между которыми предполагается выявить связь. Обычно такая связь устанавливается между основными характеристиками естественного РПВ и гидрологометеорологическими факторами. Например, находят связь между эффективными осадками и величиной максимального подъема уровня грунтовых вод, между минимальными значениями осенне-зимнего уровня грунтовых и речных вод и т. д. Для этого надо иметь достаточно длинные временные ряды наблюдений, чтобы число членов в выборке было более 10 (например, 10—15-летние ряды наблюдений). Далее строят уравнение связи (уравнение регрессии), приведенное в работах [8, 20, 22 и др.]. Затем вычисляют статистические оценки — дисперсию, коэффициент корреляции и др. Чем выше коэффициент корреляции, тем выше вероятность искомой связи, тем она надежнее. При коэффициенте корреляции более 0,8 связь приближается к функциональной; при его значениях менее 0,6 связь считается не очень надежной.

Гидродинамические методы предполагают, что между показателями РПВ и РОФ существует функциональная связь. В этом случае она выражена некоторым уравнением, которое описывает воздействие данных факторов на режим подземных вод в данных гидрогеологических условиях.

Контрольные вопросы

1. Что такое первичная и вторичная обработка наблюдений? 2. Что такое сопоставительные хронологические графики? 3. Какие графики необходимо иметь для выделения РОФ при анализе прибрежного и водораздельного типов режима? 4. Назовите основные задачи изучения РПВ. 5. Какими методами пользуются при выполнении специальной обработки наблюдений за РПВ?

*Задача 8.5**.

По графикам колебаний уровня подземных вод и реки (рис. 108) дать характеристику изменений уровней воды в скважинах и реке, вычислить амплитуды колебаний и определить тип режима по данным наблюдений за осенне-зимние периоды 1949—1950 и 1950—1951 гг. Наблюдательный участок состоит из трех скважин, находящихся на расстоянии 40 м друг от друга, и гидрометрического поста на реке на расстоянии 14 м от скв. 1.

Решение. 1. Выявим характер изменения уровней по хронологическим графикам. За осенний период двух смежных гидрологических циклов (1949—1950 и 1950—1951 гг.) изменения уровня носят идентичный характер: с начала сентября по декабрь отмечается подъем уровня воды в реке и подземных водах, в январе и феврале — постепенное снижение уровней.

2. Определим период и амплитуду осенне-зимнего подъема уровня по уравнениям (8.2) и (8.3.). Наинизшие уровни отмечаются по большинству скважин и реке в первый цикл в начале ноября (в конце первой декады), во второй — в начале сентября; наивысшие уровни наблюдаются соответственно — в первой декаде января и в начале января. Таким образом, в 1949—

* Задачи 8.5, 8.6, 8.7 составлены по данным П. А. Киселева (1961 г.).

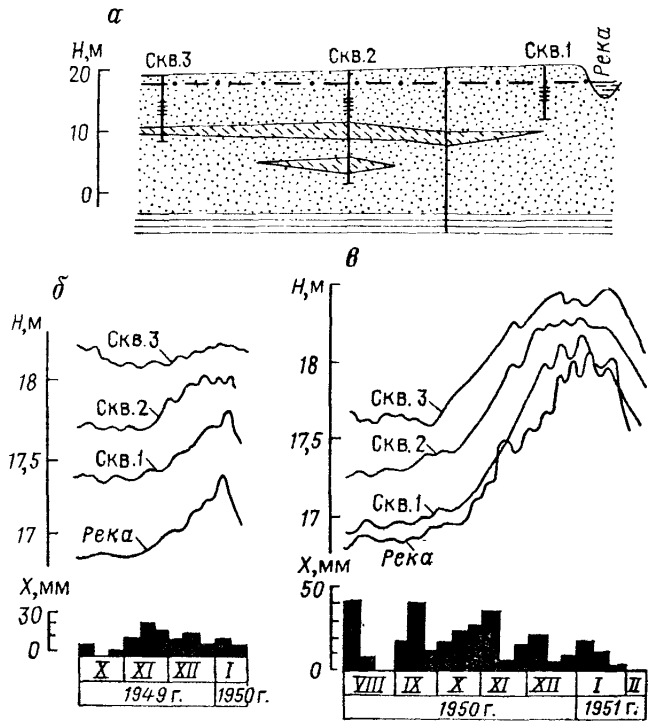


Рис. 108. Гидрогеологический разрез *(а)* и графики колебаний уровня грунтовых вод, реки и атмосферных осадков в осенне-зимние периоды 1949—1950 *(б)* и 1950—1951 гг. *(в)* (по П. А. Киселеву)

1950 гг. период подъема составлял практически 2 мес, в 1950—1951 гг.— 3 мес. Для определения амплитуды осеннего подъема снимаем на начало и конец установленных дат с графиков (см. рис. 108, *б*, *в*) отметки уровней и получаем для первого цикла: река — $\Delta h_р = 17{,}4 - 16{,}8 = 0{,}6$ м; скв. 1 — $\Delta h_1 = 0{,}5$ м; скв. 2 — $\Delta h_2 = 0{,}3$ м; скв. 3 — $\Delta h_3 = 0{,}20$ м; для второго — соответственно 1,10; 1,0; 0,9 и 0,75 м. Заметим, что такой расчет является приближенным, более точные результаты получаются при расчетах по таблицам наблюдений.

3. Используя хронологические графики РПВ и РОФ, выявим факторы, влияющие на формирование режима грунтовых вод в осенне-зимний период 1949—1950 и 1950—1951 гг. Сопоставим хронологические графики скв. 1, 2, 3 и режимообразующих факторов графика колебаний уровня воды в реке и эпюры атмосферных осадков. Обратим внимание на тот факт, что скважины располагаются на пологой пойменной террасе (см. рис. 108, *а*), а хронологические графики построены с учетом удаления скважин от реки. Сопоставляя графики изменения уровней в скважинах с эпюрой изменения атмосферных осадков, видим, что прямой зависимости между ними нет ни в первый (1949—1950 гг.), ни во второй (1950—1951 гг.) периоды наблюдений. Наибольшее количество осадков в 1949—1950 гг. падает на ноябрь — декабрь, а уровни в этот период практически не изменяются, то же отмечается и во второй период. Сопоставление тех же графиков с графиком изменения уровня воды в реке показывает их морфологическое сходство. Синхронность колебаний особенно наглядно проявляется в одновременном начале осенне-зимних

подъемов уровней подземных вод и реки. Такой подъем прослеживается с середины ноября до конца декабря, спад наступает практически одновременно (начало января 1950 г. и конец декабря 1951 г.). Примерно совпадает и продолжительность высокого стояния вод реки и в скважинах (декабрь 1951 г.).

4. Проведем выбор основных РОФ. При сопоставлении колебаний уровня воды в реке и скважинах видно, что наименьшее запаздывание осенне-зимнего максимума наблюдается в наиболее близкой к реке скв. 1 и составляет несколько дней. В скв. 2 и 3 пики осенне-зимнего максимума более растянуты, хотя морфологически сходство очевидно. Таким образом, синхронность колебаний уровней реки и грунтовых вод, уменьшение амплитуды колебаний последних по мере удаления от реки, зависимость формы и величины осеннего подъема уровня грунтовых вод от характера подъема уровня воды в реке — все это дает основание утверждать, что основным режимообразующим фактором является река. Однако, рассматривая колебания уровня воды в реке как основной РОФ, следует отметить, что атмосферные осадки также играют роль в формировании уровней грунтовых вод в этот период. Об этом можно судить по растянутому подъему и спаду в оба периода наблюдений на графиках удаленных от реки скважин; следует учесть, что участок сложен песками, глубина до уровня грунтовых вод невелика (1,5—2,0 м), и можно считать, что осадки являются вторым по значимости фактором. Тип режима прибрежный, инфильтрационно-стоковый.

Задача 8.6.

В районе дер. Лаперовичи (Белоруссия) заложен наблюдательный створ из трех скважин, расстояние между которыми составляет 0,5 км. Участок приурочен к пологой равнине, сложенной толщей флювиогляциальных и моренных песчано-глинистых отложений (рис. 109). Водоносный горизонт в песках перекрыт моренными суглинками с включениями песка, гравия и гальки; суглинки проницаемы, но создают местный напор подземных вод. По данным наблюдений, приведенных на графиках (см. рис. 109, *б*), определить сроки и продолжительность подъемов и спадов уровня воды в скважинах; выявить РОФ; установить тип режима и его характерные показатели.

Задача 8.7.

Наблюдательный створ состоит из пяти скважин и предназначен для изучения режима подземных вод во флювиогляциальных песках (рис. 110, *а*). Наблюдения охватывают период с VIII 1962 г. по XII 1965 г. (см. рис. 110, *б*). Требуется: 1) проанализировать графики наблюдений и определить сроки и продолжительность подъема и спада уровней воды в скважинах; 2) выявить основные РОФ и характерные показатели режима; 3) установить тип режима.

Задача 8.8.

В долине р. Оки и ее притока р. Нары оборудован створ скважин для наблюдения за режимом подземных вод в отложениях карбона. Геологический разрез и размещение некоторых наблюдательных скважин и гидрометрического поста показаны на рис. 111, *а*, графики наблюдений — на рис. 111, *б*. Проанализировать рисунки и определить величину и продолжительность весеннего подъема и спада по рекам и в наблюдательных скважинах, выявить основные РОФ, тип режима и его основные показатели.

Задача 8.9.

Используя многолетний график колебаний уровня грунтовых вод в колодце № 1 Каменной степи и эпюру изменения атмосферных осадков, показанных на рис. 100, провести предварительное выделение главных РОФ и выявить закономерности в режиме грунтовых вод. Для этого описать графики, указав особенности в изменении уровня и осадков в году и за многолетний период, определить даты многолетних и годовых минимальных и максимальных уровней, их изменение и соответствие изменению атмосферных осадков. Пользуясь графиком, вычислить по формуле (8.2) годовые и многолетние амплитуды подъема уровня грунтовых вод, по формуле (8.1) найти приближенно среднемноголетнее значение годовой амплитуды подъема уровня грунтовых вод, по формуле (8.3) вычислить период многолетних минимальных и максимальных уровней. Определить тип режима по классификации Г. Н. Каменского.

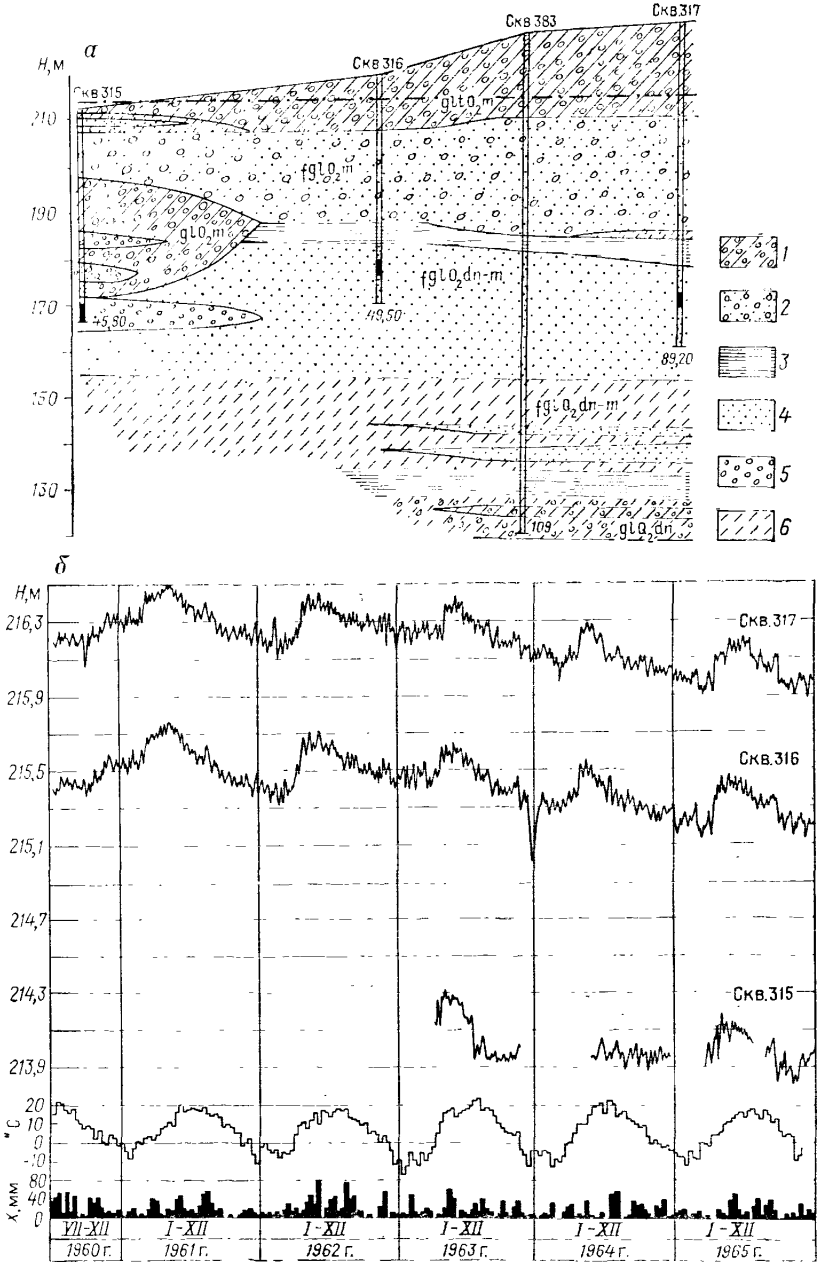


Рис. 109. Гидрогеологический разрез наблюдательного участка у д. Лаперовичи (*а*) и графики колебаний уровня подземных вод, температуры воздуха и осадков (*б*):

1 — моренные суглинки с валунами; *2* — флювиогляциальные разнозернистые пески с галькой; *3* — моренные глины; *4* — флювиогляциальные пески; *5* — гравий и галька; *6* — супесь

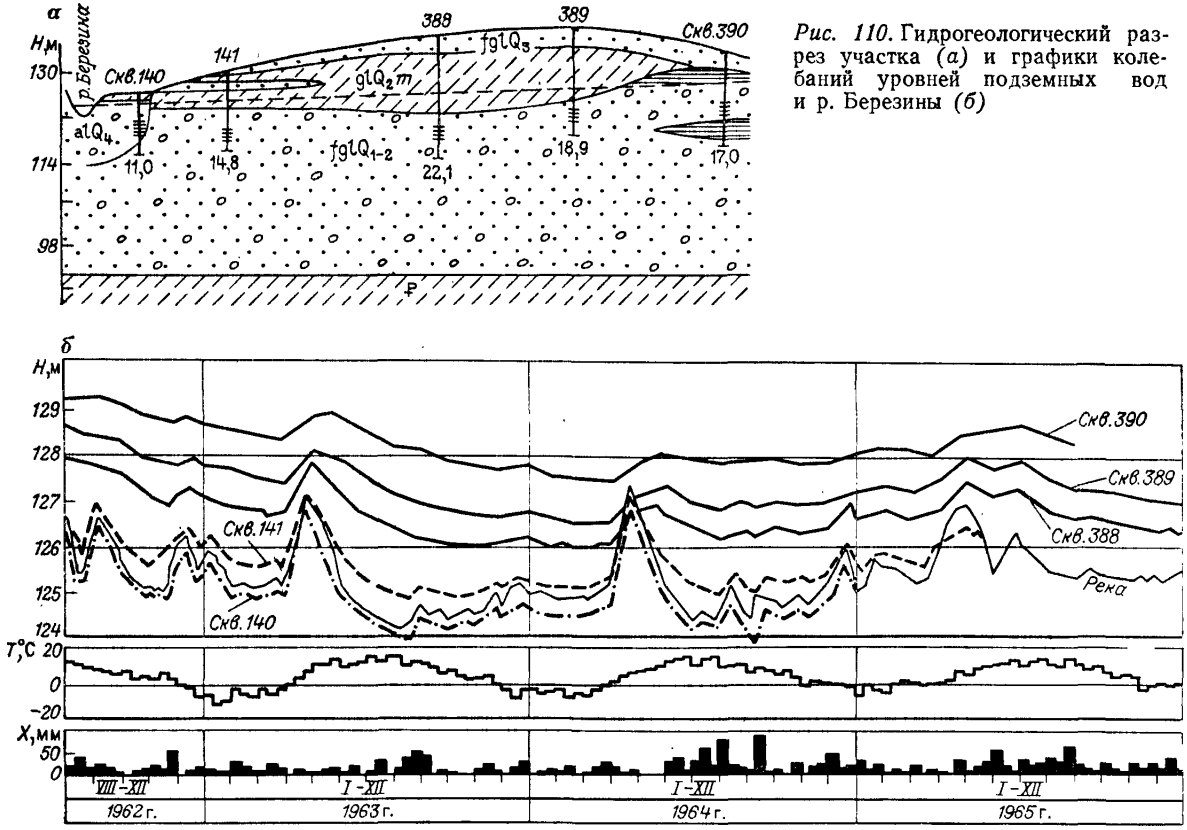


Рис. 110. Гидрогеологический разрез участка (*а*) и графики колебаний уровней подземных вод и р. Березины (*б*)

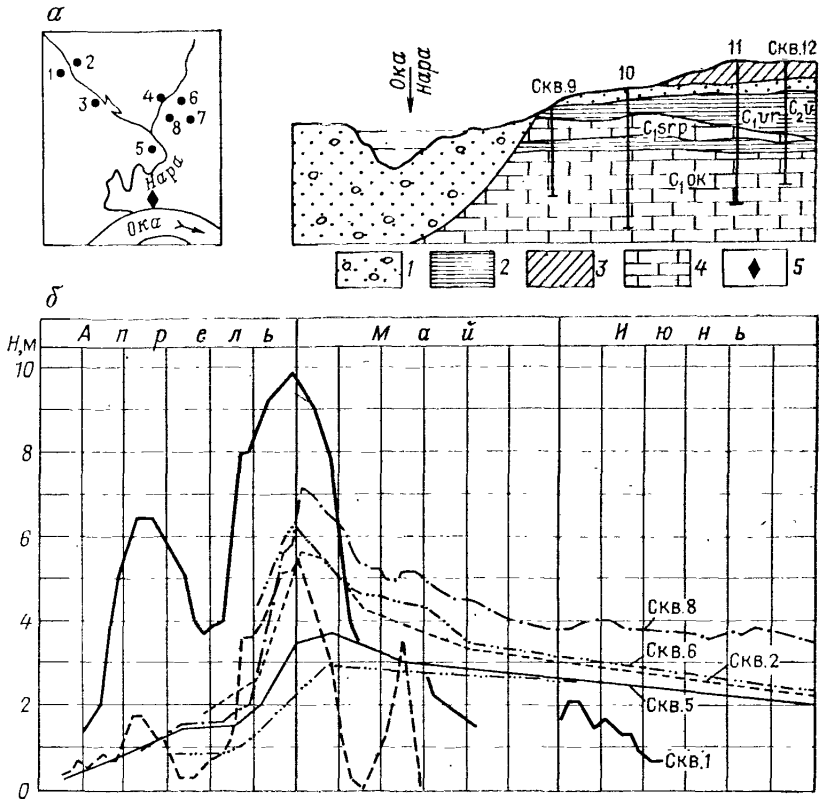


Рис. 111. Геологический разрез и план размещения скважин в районе рек Нары и Оки *(а)* и графики изменения уровней рек и подземных вод в весенний период *(б)* (по А. А. Гаврюхиной):

1 — аллювиальные пески с галькой; *2* — глины; *3* — покровные суглинки; *4* — трещиноватые известняки; *5* — водомерный пост

Задача 8.10.

По наблюдательной скв. 45, заложенной в суглинистых отложениях озерной террасы Щедринского поста Кокчетавской наблюдательной станции, проведены многолетние наблюдения за колебаниями уровня грунтовых вод. Среднемноголетняя глубина их залегания составляет 2,86 м. Требуется по данным наблюдений продолжительностью 28 лет установить связь среднемесячных уровней сентября предшествующего года и предвесеннего уровня последующего года, применяя статистический метод обработки наблюдений. Для решения задачи воспользоваться табл. 72, в которой приведены средние значения уровней сентября и предвесенних уровней по всем годам наблюдений.

По исследуемой связи определить величину предвесеннего минимального уровня за 1979 г. (по скв. 45), если известно, что среднемесячный уровень сентября 1978 г. равен 5,2 м.

Р е ш е н и е 1. Вычисляем среднее значение уровней сентября за весь период наблюдений (X=5,13 м) и предвесенний период (Y=5,72 м).

Таблица 72. Ряд наблюдений за уровнем грунтовых вод (скв. 45)

Год	Средний уровень на сентябрь предшествующего года X	Предвесенний минимальный уровень Y	Год	Средний уровень на сентябрь предшествующего года X	Предвесенний минимальный уровень Y
1952	5,42	5,91	1966	5,06	5,60
1953	5,56	6,06	1967	4,88	5,61
1954	5,34	5,99	1968	4,66	5,45
1955	5,35	5,87	1969	4,94	5,87
1956	5,43	6,05	1970	4,91	5,62
1957	5,35	5,88	1971	5,10	5,75
1958	5,52	5,98	1972	5,11	5,74
1959	4,88	5,34	1973	5,18	5,71
1960	5,00	5,69	1974	5,09	5,63
1961	4,93	5,57	1975	5,36	5,80
1962	4,65	5,36	1976	5,40	5,92
1963	5,29	5,66	1977	5,41	6,01
1964	4,93	5,38	1978	5,20	5,56
1965	4,25	5,06			
				$\Sigma = 143,51$ $X = 5,13$	$\Sigma = 160,13$ $Y = 5,72$

2. Вычисляем коэффициент корреляции. Порядок обработки данных наблюдений см. тему 3, формулу (3.24)

$$r = \frac{1,8002}{\sqrt{1,5065 \cdot 2,4615}} = 0,94.$$

Вероятная погрешность коэффициента корреляции по формуле (3.28) равна $E_r = \pm 0,674(1-0,94^2)$: $\sqrt{28} = \pm 0,02$, следовательно, $r = 0,94 \pm 0,02$. Средние квадратические отклонения по формулам (3.33) и (3.34) равны $\sigma_Y = \sqrt{0,0579} = 0,245$ и $\sigma_X = \sqrt{0,0947} = 0,308$.

3. Коэффициент уравнения регрессии по формуле (3.32) имеет вид:

$$R_{Y/X} = 0,94 \frac{0,245}{0,308} = 0,07.$$

4. Уравнение регрессии получено в виде: $Y - 5,72 = 0,07(X - 5,13)$; $Y = 0,07X + 5,36$.

5. Средняя квадратическая погрешность уравнения по формуле (3.34) составляет

$$\sigma_{Y/X} = \pm 0,245\sqrt{1-0,94^2} = \pm 0,08.$$

6. По уравнению регрессии $Y = 0,07X + 5,36$ вычислим величину предвесеннего минимального уровня по скв. 45 (1979 г.). Она равна $H_{79} = 0,07 \cdot 5,20 + 5,36 = 5,78 \pm 0,08$ м. Изложенным выше методом можно определить прогнозные значения предвесенних минимальных уровней для любого года, зная предшествующий уровень сентября по скв. 45 (рис. 112).

Задача 8.11.

По наблюдательной скв. 38, заложенной в толще озерно-аллювиальных песчаных отложений на склоне к оз. Тенгиз, проводятся наблюдения за грунтовыми водами, среднемноголетняя глубина залегания которых составляет 3,5 м. По данным 28-летнего периода наблюдений установлена связь между

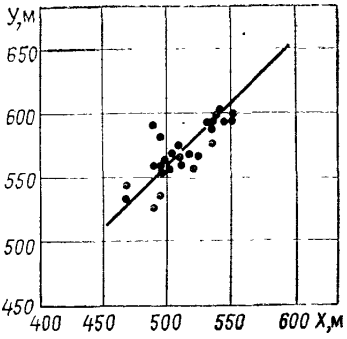


Рис. 112. График зависимости минимальных предвесенних уровней *Y* от средних уровней *X* сентября предшествующего года по скв. 45

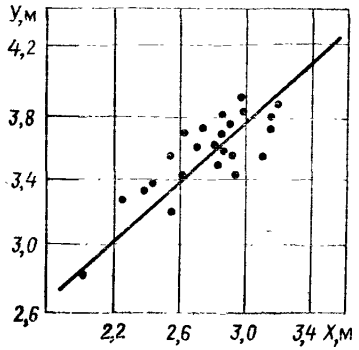


Рис. 113. График зависимости минимальных предвесенних уровней *Y* от средних уровней *X* сентября—ноября предшествующего года по скв. 38

предвесенними минимальными уровнями и усредненным уровнем осеннего периода (сентябрь — ноябрь); построен график, выражающий эту зависимость (рис. 113). Используя график с построенной усредненной прямой зависимости, подобрать уравнение прямой и определить минимальный предвесенний уровень 1977 г., если известно, что в 1976 г. средний осенний уровень за сентябрь — ноябрь был равен 2,6 м.

8.6. ВОДНЫЙ БАЛАНС ПОДЗЕМНЫХ ВОД

8.6.1. Понятие о водном балансе

Изменение массы и энергии воды в некотором объеме ГГС, происходящее под влиянием внутренних и внешних взаимодействий, называется *водообменом.* Взаимодействия связаны с проявлением гидростатического и геостатического давлений, возникающих под влиянием метеорологических, гидрологических, геологических, техногенных и других факторов. Эти взаимодействия (процессы фильтрации и инфильтрации) определяют три основных типа водообмена, описанных в теме 3. Их и будем рассматривать как главные при изучении водного баланса.

Водный баланс подземных вод — это количественное соотношение за принятый интервал времени между приходными и расходными его элементами, рассматриваемое относительно выделенного балансового участка. В качестве такового, в зависимости от решения задачи, могут быть приняты часть или весь водоносный горизонт, водоносный комплекс или даже гидрогеологический бассейн.

Участок выделяется по карте гидро- или пьезоизогипс (рис. 114). Для этого проводят граничные линии тока перпендикулярно к граничным изогипсам напора. Вертикальные сечения, совмещенные в плане с этими границами, выделяют ба-

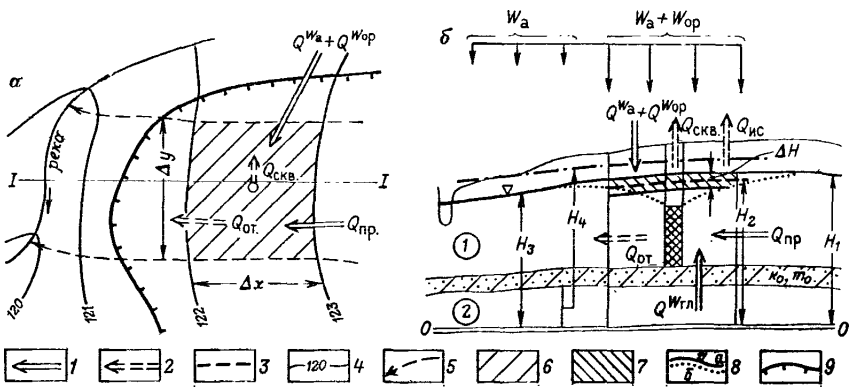


Рис. 114. Схема к составлению и анализу уравнения водного баланса подземных вод:

а — план балансового участка; *б* — гидрогеологический разрез через него. Элементы баланса грунтовых вод: *1* — приходные; *2* — расходные; *3* — среднегодовое положение уровня грунтовых вод; *4* — гидроизогипсы; *5* — линии тока; *6* — площадь балансового участка; *7* — объем осушенных пород под влиянием откачки; *8* — положение уровня грунтовых вод (*а* — до откачки; *б* — при откачке); *9* — тыловой шов террасы; цифры в кружке: *1* — поток грунтовых вод; *2* — то же, напорных

лансовый объем. Относительно границ этого объема и рассматривают соотношение приходных и расходных элементов водного баланса. По строению и гидрогеологическим условиям балансовый участок должен быть типовым, или, как говорят, репрезентативным, т. е. представительным (отражать все особенности, свойственные ГГС в целом).

Водный баланс подземных вод — количественное выражение тех водообменов, которые идут в ГГС при ее взаимодействии с внешней средой и другими ГГС. Баланс составляют для разных по продолжительности периодов — сезон, год, ряд лет. Многолетний баланс чаще всего рассматривают при стационарном движении подземных вод, годовой и сезонные — при нестационарном. Баланс связан с режимом подземных вод и выражает количественно то соотношение между РОФ, которое существует в данной гидрогеологической обстановке и проявляется в характере колебаний их уровня.

Элементы водного баланса — это факторы, определяющие изменение количества воды в принятом объеме. Выделяют *приходные и расходные* элементы или статьи баланса.

Они могут быть естественными и техногенными, одни из них характеризуют горизонтальный, другие — вертикальный водообмен в выделенном балансовом объеме, одни элементы характеризуют связь данной ГГС с атмосферой и наземной гидросферой, другие — с соседними ГГС. Таким образом, элементы баланса — это РОФ. Они выражаются количественно в виде объема воды (в кубических метрах), либо слоя воды (в метрах, миллиметрах) на данной площади, либо расхода (в кубических метрах в сутки, кубических метрах в год), или интен-

сивности действия фактора (в метрах в сутки, метрах в год, миллиметрах в сутки, миллиметрах в год).

В условиях стационарного движения количество поступающей воды равно количеству расходуемой. При нестационарном движении это равенство не соблюдается и превышение поступления над расходованием вызывает подъем уровня подземных вод и увеличение их запасов, а превышение расходных элементов ведет к снижению уровня и уменьшению (расходованию) запасов подземных вод. В результате разность между суммой приходных и расходных статей баланса характеризует то количество воды в выделенном балансовом объеме, которое идет на повышение или расходование запасов (см. рис. 114, *б*). Количество воды в этом объеме зависит от емкостных свойств ГГС и в грунтовых водах определяется величиной гравитационной емкости μ, а в напорных — упругой емкости μ^*.

Элементы водного баланса, входящие в уравнение баланса, определяют независимыми, но сопоставимыми по точности методами. Один и тот же элемент нередко определяют несколькими способами, что повышает достоверность его оценки и анализа водного баланса в целом.

Выделим главные элементы баланса. Изменения в водном балансе связаны с изменениями в уровнях и расходах подземных вод. Отсюда следует, что элементы баланса количественно оценивают РОФ. Примем раздельно за 100 % соответственно сумму всех приходных и расходных элементов. Главными считаются те факторы, процентное содержание которых составляет более 50 %, второстепенными — менее 10 %.

Контрольные вопросы

1. Что такое водообмен, как он связан с балансом и РПВ? 2. Что понимают под водным балансом подземных вод? 3. Назовите, какие факторы могут определять естественные и искусственные приходные элементы водного баланса. 4. Назовите элементы баланса, связанные с вертикальным и горизонтальным водообменом подземных вод. 5. Какие исходные материалы нужны для выделения балансового участка? 6. Какими особенностями характеризуется годовой режим грунтовых вод, если их годовой баланс равен нулю?

8.6.2. Составление и анализ уравнения водного баланса подземных вод

Уравнение баланса составляют с целью: 1) выявить и количественно оценить элементы водного баланса, найти их соотношение, выделить главные элементы и РОФ; 2) выявить тип режима, проанализировать тенденции в изменении режима уровня подземных вод и их запасов; 3) выявить количественно тип водообмена, связь водного баланса подземных вод с балансом зоны аэрации и общим водным балансом участка суши.

Уравнение составляют в следующем порядке: а) задают интервал времени, за который рассматривается баланс; б) выписывают в буквенном выражении все элементы баланса в соот-

ветствии с действующими факторами и составляют из них уравнение в виде алгебраической суммы его приходных и расходных статей; в) определяют числовые значения всех элементов; г) оценивают результат баланса, т. е. те изменения в запасах подземных вод, которые происходят на участке в результате взаимодействия всех элементов. В стационарных условиях принимается, что положение уровня подземных вод за рассматриваемое время не изменяется и результат баланса равен нулю; в нестационарных условиях баланс не нулевой и происходит накопление или расходование запасов подземных вод.

Выявление связи режима и баланса. Тенденции в изменении режима и запасов подземных вод анализируют следующим образом. Составляют итоговое уравнение водного баланса в цифровом виде. Проанализировав в нем раздельное и суммарное соотношение приходных и расходных элементов, делают вывод: а) о главных РОФ и на их основе определяют тип режима; б) о направленности в изменениях режима уровней подземных вод на рассматриваемом участке и влиянии этих тенденций на окружающую среду; в) о направленности изменений общих запасов подземных вод; г) о возможности восполнения запасов подземных вод и о генетических источниках их формирования. Количественная оценка водообмена, виды связей и взаимодействий рассмотрены в следующем разделе.

Восполнение запасов подземных вод характеризует сумма всех положительных статей водного баланса, каждая из них характеризует источник формирования запасов. При этом среди них выделяют естественные и искусственные источники, связанные с водохозяйственными мероприятиями.

Уравнение водного баланса подземных вод используют для общей оценки влияния проектируемых инженерных сооружений и различных водохозяйственных мероприятий на режим подземных вод и общую природную обстановку. Для этого составляют два уравнения водного баланса — для существующих и прогнозных условий — и на основе их сравнения делают вывод о том, какие это элементы баланса и как они изменяются, в каком направлениии меняется общий баланс, вызывает ли это негативные или положительные результаты, как может все это отразиться на окружающей природной обстановке. Так оценивают влияние орошения и фильтрационных потерь из каналов на подземные воды, а также осушающего действия дренажа и водоотбора. Однако надо иметь в виду, что эта оценка приближенная, так как оценивается средний эффект от влияния на весь балансовый участок и в среднем за все время, за которое составляется баланс. Такая оценка для принятия конкретных проектных решений недостаточна, и гидрогеолог пользуется другими более сложными методами, которые рассматриваются в курсах «Динамика подземных вод» и «Методы гидрогеологических исследований».

Задача 8.12.

Составить уравнение годового водного баланса грунтовых вод.

Рассмотрим годовой баланс грунтовых вод для участка, показанного на рис. 114, и составим в буквенном выражении уравнение баланса. На участке наблюдается орошение и работает дренажная скважина, из которой ведется откачка воды с расходом $Q_{скв}$. Глубина до уровня грунтовых вод разная, но есть зоны, где наблюдается испарение с их поверхности. Грунтовые воды гидравлически связаны с нижележащим напорным горизонтом и получают глубинное питание через относительно проницаемую подошву. Будем считать, что под влиянием откачки уровень грунтовых вод за год на участке площадью F в среднем снизился на величину ΔH. Среднюю ширину участка обозначим Δy, среднюю длину Δx, интервал времени $\Delta t = 1$ год.

Решение. 1. Проанализировав рис. 114, определяем составляющие баланса. Приходными элементами являются: подземный приток $Q_{пр}$ — естественный расход потока, поступающий в грунтовые воды в горизонтальном направлении через боковую границу выделенного участка; инфильтрационный расход, поступающий на уровень грунтовых вод из зоны аэрации в результате инфильтрации атмосферных осадков $Q^{W}{}_{а}$ и от действия орошения $Q^{W}{}_{ор}$; глубинный приток $Q^{W}{}_{гл}$ как расход, поступающий в выделенный объем грунтовых вод через нижнюю их границу в результате перетекания воды из напорного горизонта. Расходными элементами являются: подземный отток $Q_{от}$ — естественный расход, уходящий в горизонтальном направлении через боковую границу выделенного участка; расход $Q^{W}{}_{ис}$, идущий на испарение в зону аэрации с уровня грунтовых вод; расход откачки $Q_{скв}$. В результате уровень грунтовых вод снижается и происходит осушение водоносного пласта; этот объем воды, отнесенный к году, дает средний расход $Q_{ос}$.

2. В общем виде уравнение водного баланса за год запишем так:

$$Q_{пр} + Q^{W}{}_{ор} + Q^{W}{}_{а} + Q^{W}{}_{гл} - Q_{от} - Q^{W}{}_{ис} - Q_{скв} = Q_{ос}. \qquad (8.4)$$

Здесь все элементы баланса измеряются в кубических метрах в сутки. Если принять уровень грунтовых вод почти горизонтальным и считать, что $Q_{пр} \approx Q_{от} \approx 0$, а гидравлическая связь грунтовых вод с напорными отсутствует, т. е. $Q^{W}{}_{гл} = 0$, и за год суммы приходных и расходных элементов равны, то уравнение (8.4) примет вид

$$Q^{W}{}_{а} + Q^{W}{}_{ор} - Q^{W}{}_{ис} - Q_{скв} = 0. \qquad (8.5)$$

Отсюда следует, что вид уравнения водного баланса и число членов в нем зависят от действующих факторов.

3. Оценка элементов баланса подземных вод выполняется различными методами. Как показано в теме 3, интенсивность инфильтрационного атмосферного питания и испарения с уровня грунтовых вод может быть найдена как результирующая величина из уравнения водного баланса речного бассейна, а также непосредственными лизиметрическими измерениями, а величина результирующего подземного расхода потока ($Q_{пр} - Q_{от}$) — как подземная составляющая речного стока при дренировании грунтовых вод гидрографической сетью. Можно элементы горизонтального и вертикального водообмена определить, как показано в теме 6, по уравнению Дарси и картам гидро- и пьезоизогипс. Все эти методы, кроме лизиметрического, позволяют вычислить в основном только усредненные за год или многолетние элементы стационарного баланса, их внутригодовая динамика остается нераскрытой. Наиболее полный многолетний и внутригодовой анализ изменения элементов баланса подземных вод позволяет дать метод конечных разностей. Он основан на использовании данных годовых и многолетних наблюдений за режимом подземных вод по специальной сети наблюдательных скважин. Пример его использования будет показан ниже (см. разд. 8.6.3). Часто уравнение водного баланса используют для нахождения наиболее сложно и трудно определяемых элементов, к которым можно отнести величину глубинного перетекания, результирующее инфильтрационное питание от орошения и др.

Для этой оценки в уравнении баланса должны быть известны все остальные элементы. Расчет носит приближенный характер, так как погрешности определения всех приходных и расходных элементов входят в искомую величину.

4. Рассмотрим уравнение годового водного баланса (8.4), выразив входящие в него элементы в виде слоя воды в метрах. Для этого отнесем балансовые элементы к единице балансовой площади. Сгруппировав генетически близкие приходные и расходные элементы, получим в общем виде следующее выражение:

$$\frac{Q_{\text{пр}}-Q_{\text{от}}}{F}\Delta t+(W_{\text{а}}-W_{\text{ис}})\,\Delta t+W_{\text{ор}}\Delta t+W_{\text{гл}}\Delta t-$$

$$-\frac{Q_{\text{скв}}\Delta t}{F}=\mu\Delta H. \qquad (8.6)$$

Обозначим результирующую годовую величину подземного стока через $\Delta Q=Q_{\text{пр}}-Q_{\text{от}}$, результирующую годовую величину инфильтрационного атмосферного питания, определяющую общий годовой ход уровня грунтовых вод, через $W_{\text{рез}}=W_{\text{а}}-W_{\text{ис}}$ (где $W_{\text{а}}$, $W_{\text{ис}}$ — соответственно интенсивность питания, испарения с уровня грунтовых вод, м/сут), среднюю интенсивность водоотбора скважиной с площади F через $q_{\text{скв}}=Q_{\text{скв}}/F$. Подставив эти обозначения в уравнение (8.6), получим

$$\pm\frac{\Delta Q}{F}\Delta t\pm W_{\text{рез}}\Delta t+W_{\text{ор}}\Delta t+W_{\text{гл}}\Delta t-q_{\text{скв}}\Delta t=-\mu\Delta H, \qquad (8.7)$$

где $W_{\text{ор}}$, $W_{\text{гл}}$ — соответственно интенсивность инфильтрации от орошения и глубинное перетекание, определяемое по формуле (6.26). Слева в уравнении (8.7) расположены элементы водного баланса или РОФ, определяющие режим грунтовых вод, справа — результирующее годовое изменение запасов подземных вод, обусловленное в данном случае снижением уровня грунтовых вод на ΔH за рассматриваемый период времени (один год); μ — величина водоотдачи пород той зоны, где произошло снижение уровня. Знак «±» показывает, что результирующие элементы баланса в зависимости от конкретных гидрогеологических условий на площади участка могут быть положительными или отрицательными.

Задача 8.13.

Для грунтовых вод балансового участка (см. рис. 114) количественно оценить элементы их годового водного баланса, используя уравнение (8.4). Исходные данные: $\Delta t=365$ сут, длина балансового участка $\Delta x=1000$ м, ширина его в плане $\Delta y=1000$ м. Коэффициент фильтрации водоносного горизонта грунтовых вод $k=10$ м/сут, разделяющего нижележащего слабопроницаемого слоя $k_0=10^{-3}$ м/сут при его мощности $m=10$ м, среднегодовая интенсивность инфильтрационного атмосферного питания $W_{\text{а}}=10^{-4}$ м/сут, от орошения $W_{\text{ор}}=10^{-3}$ м/сут. В центре балансового участка находится скважина, среднегодовой расход $Q_{\text{скв}}$ которой составляет 1300 м³/сут. Вверх по потоку грунтовых вод на расстоянии от скважины $\Delta x_1=1000$ м отметка их уровня $H_1=121$ м, средняя мощность потока $h'_{\text{ср}}=20$ м; соответственно вниз по потоку от скважины $\Delta x_2=1000$ м, $H_3=117$ м, $h''_{\text{ср}}=18$ м, в районе скважины отметка уровня $H_2=119$ м. За год на площади участка под влиянием откачки уровень грунтовых вод ΔH снизился на 2 м, глубина до уровня грунтовых вод составляет в среднем около 2—2,5 м, что создает условия для существования испарения с их поверхности, интенсивность испарения неизвестна. Коэффициент гравитационной водоотдачи песков $\mu=0{,}1$. Пьезометрический уровень напорного горизонта залегает на участке в среднем на отметке 121 м.

Решение. 1. Вычислим приходные элементы баланса. Подземный приток в соответствии с формулой Дарси (6.1) равен

$$Q_{\text{пр}} = kh'_{\text{ср}} IB = 10 \cdot 20 \cdot \frac{121 - 119}{1000} \cdot 1000 = 400 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Расход от инфильтрационного питания на площади участка $F = \Delta x \cdot \Delta y = 10^6$ м^2 определим по формуле (6.21); от атмосферного питания имеем $Q^W{}_{\text{а}} = W_{\text{а}} F = 10^6 \cdot 10^{-4} = 100$ м^3/сут; от орошения — $Q^W{}_{\text{ор}} = 10^6 \cdot 10^{-3} = 1000$ м^3/сут.

Глубинный приток определим по формуле (6.22), определив сначала $W_{\text{гл}}$ по формуле (6.25)

$$W_{\text{гл}} = 10^{-3} \cdot \frac{121 - 119}{10} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ м/сут},$$

тогда $Q^W{}_{\text{гл}} = 10^6 \cdot 2 \cdot 10^{-4} = 200$ м^3/сут.

2. Оценим расходные элементы баланса. Подземный отток по формуле Дарси равен

$$Q_{\text{от}} = 10 \cdot 18 \frac{119 - 117}{1000} = 1000 = 360 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Интенсивность испарения не задана. Ее можно найти из уравнения водного баланса (8.4). Для этого предварительно вычислим расход воды, связанный с осушением водоносного горизонта вследствие откачки. Найдем объем воды в осушенной части пласта $V = F \cdot \Delta H \cdot \mu = 10^6 \cdot 2 \cdot 0{,}1 = 2 \cdot 10^5$ м^3 и, разделив его на $\Delta t = 365$ сут, получим $Q_{\text{ос}} = 550$ м^3/сут.

Перепишем уравнение водного баланса (8.4) относительно расхода на испарение

$$Q^W{}_{\text{ис}} = Q_{\text{пр}} + Q^W{}_{\text{а}} + Q^W{}_{\text{ор}} + Q^W{}_{\text{гл}} - Q_{\text{от}} - Q_{\text{скв}} + Q_{\text{ос}}.$$

Подставим имеющиеся данные

$$Q^W{}_{\text{ис}} = 400 + 100 + 1000 + 200 - 360 - 1300 + 550 = 590 \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Среднегодовая интенсивность испарения составит

$$W_{\text{ис}} = \frac{Q^W{}_{\text{ис}}}{F} = \frac{590}{10^6} = 0{,}6 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут}.$$

Следует иметь в виду, что все погрешности определения приходных и расходных элементов водного баланса вошли в определение расхода на испарение и соответственно сказались на величине найденной интенсивности испарения.

Задача 8.14.

Проанализировать уравнение водного баланса и выявить его связи с режимом подземных вод.

Продолжим решение задачи 8.13. На основе полученных количественных значений элементов водного баланса грунтовых вод для участка, приведенного на рис. 114, решить следующие задачи: а) выделить главные РОФ и тип режима; б) оценить возможность восполнения запасов подземных вод; в) охарактеризовать возможную направленность в изменениях режима уровней подземных вод.

Решение. 1. Найдем главные элементы баланса. Для этого примем раздельно за 100 % сумму приходных и расходных элементов и относительно их найдем процентное содержание каждого элемента. Сумма приходных статей баланса равна 1700 м^3/сут, расходных — 2800 м^3/сут. Тогда для приходных элементов имеем $Q_{\text{пр}} = 24$ %, $Q^W{}_{\text{а}} = 6$ %, $Q^W{}_{\text{ор}} = 60$ %, $Q^W{}_{\text{гл}} = 9$ %; для расходных: $Q_{\text{ос}} = 20$ %, $Q_{\text{от}} = 13$ %; $Q_{\text{скв}} = 47$ %, $Q^W{}_{\text{ис}} = 21$ %.

Главными элементами, формирующими водный баланс грунтовых вод, являются: инфильтрационное питание от орошения и водоотбор из сква-

жины, испарение с поверхности грунтовых вод, подземный приток и отток играют меньшую роль, практически они равны и характеризуют наличие транзитного стока. Инфильтрация атмосферных осадков и глубинное подпитывание практического значения в формировании баланса не имеют.

2. Полученное соотношение элементов баланса показывает, что главными РОФ являются: инфильтрация от орошения (60 %) и водоотбор (47 %), т. е. техногенные факторы. Естественные факторы имеют несколько меньшее значение: испарение (21 %), подземный отток (13 %) и приток (24 %). Главные РОФ показывают, что на рассматриваемый момент режим является нарушенным, но естественные факторы могут оказывать заметное влияние на формирование режима и характер колебаний уровня грунтовых вод, особенно в весенне-осенний период паводков. Для выявления этих особенностей следует изучить внутригодовое изменение баланса.

3. Оценим возможность восполнения запасов подземных вод. Из полного уравнения водного баланса видно, что испарение с поверхности грунтовых вод (590 м³/сут) существенно превышает инфильтрацию от атмосферных осадков (100 м³/сут) и, по-видимому, поглощает весь глубинный переток (200 м³/сут). Кроме того, на испарение привлекается часть инфильтрующейся воды от орошения (290 м³/сут). Водоотбор скважиной, составляющий 1300 м³/сут, формируется за счет осушения пород в зоне влияния откачки (550 м³/сут) и инфильтрации от орошения (710 м³/сут), небольшое количество (40 м³/сут) привлекается из подземного стока. Таким образом, в рассматриваемый период восполнения запасов подземных вод обеспечивается за счет естественных факторов — инфильтрации атмосферных осадков, глубинного подтока и подземного стока, что составляет в сумме 700 м³/сут, и от орошения — 1000 м³/сут, но этого недостаточно и сумма расходных элементов не покрывается, наблюдается сработка статических гравитационных запасов грунтовых вод.

4. Для суждения о направленности в изменении режима уровней грунтовых вод сначала запишем уравнение их водного баланса в виде (8.7) и найдем годовое изменение их запасов и определяющие их РОФ. Предварительно вычислим значения каждого элемента в слое воды, используя левую часть уравнения (8.6):

$\frac{\Delta Q}{F}\Delta t = 0{,}015$ м, $W_{\text{рез}}\Delta t = -0{,}18$ м, $W_{\text{ор}}\Delta t = 0{,}36$ м, $W_{\text{гл}}\Delta t = 0{,}06$ м, $q_{\text{скв}} = -0{,}47$ м. Найдем алгебраическую сумму. Она равна $-0{,}22$ м и характеризует изменение запасов в слое воды в грунтовых водах в пределах площади $F = 10^6$ м². Это эквивалентно среднему снижению уровня ΔH грунтовых вод на 2 м при средней водоотдаче песков $\mu = 0{,}1$, т. е. $\Delta H\mu = 0{,}2$ м. Погрешность оценки составляет 10 %.

О направленности в изменении режима уровней грунтовых вод можно сказать следующее. Продолжение откачки воды из скважины, по-видимому, вызовет дальнейшее снижение их уровня. Однако при глубине залегания более 3 м испарение с поверхности грунтовых вод прекратится. Одновременно возрастет величина глубинного перетекания за счет увеличения ΔH^0 (разности отметок пьезометрических поверхностей напорных и грунтовых вод), и уровень грунтовых вод стабилизируется, так как восполнение запасов уравновесит водоотбор. Детальная оценка всех тенденций режима должна быть дана более точными методами, учитывающими развитие процессов во времени.

8.6.3. Определение типа водообмена

Элементы баланса количественно характеризуют факторы, которые определяют тип и интенсивность водообмена, виды связей и взаимодействий данной ГГС с другими, а также с атмосферой и поверхностной гидросферой. Последние два типа связей были подробно охарактеризованы в теме 3.

Таблица 73

Соотношение $K_{во}=Q_г/Q_в$	Тип водообмена	Соотношение $K^W_{во}=Q^{W}_{в\,а}/Q^{W}_{в\,гл}$	Подтип водообмена
$K_{во} \geqslant 10$	Горизонтальный	—	—
$K_{во} \leqslant 0{,}1$	Вертикальный	$K^W_{во} \geqslant 10$	Инфильтрационный
		$K^W_{во} \leqslant 0{,}1$	Глубинный
		$0{,}1 < K^W_{во} < 10$	Глубинно-инфильтрационный
$0{,}1 < K_{во} < 10$	Горизонтально-вертикальный	$K^W_{во} \geqslant 10$	Инфильтрационный
		$K^W_{во} \leqslant 0{,}1$	Глубинный
		$0{,}1 < K^W_{во} < 10$	Глубинно-инфильтрационный

Обозначим через $Q_г$, $Q_в$ соответственно сумму всех расходов, идущих в выделенном балансовом объеме в горизонтальном и вертикальном направлениях. Под коэффициентом водообмена $K_{во}$ будем понимать отношение горизонтального расхода к вертикальному [6, 33]:

$$K_{во}=Q_г/Q_в. \tag{8.8}$$

Коэффициент вертикального водообмена $K^W_{во}$ обозначим как отношение инфильтрационного расхода к глубинному

$$K^W_{во}=\frac{Q^{W}_{в\,а}}{Q^{W}_{в\,гл}}. \tag{8.9}$$

Используя количественное соотношение между $Q_г$ и $Q_в$, можно выделить три основных типа водообмена в ГГС: горизонтальный, вертикальный и горизонтально-вертикальный. В последних двух по количественному соотношению инфильтрационного расхода $Q^{W}{}_{а}$, определяющего связь с атмосферой, и глубинного $Q^{W}{}_{гл}$, характеризующего связь с другими ГГС путем перетекания (гидравлическая связь через разделяющие их слабопроницаемые слои), можно выделить подтипы: инфильтрационный, глубинный, глубинно-инфильтрационный. Количественные соотношения и типы водообменов приведены в табл. 73. Определение вертикальных и горизонтальных расходов выполняется на основе уравнения Дарси (см. тему 6).

В балансе можно выявить главные виды связей, через которые ГГС взаимодействует с внешней средой. Вид основных связей выявляется из анализа главных РОФ и типа водообмена.

Качественная их характеристика, как было показано в теме 3, устанавливается из анализа характера внешних границ ГГС, т. е. ее строения в зоне границ, фильтрационных и емкостных свойств этой зоны, соотношения напоров в приграничной области и в прилегающем к ней участке внешней среды. На основе всех этих данных уточняются главные физические процессы, которые обеспечивают перенос воды из внешней среды в ГГС или наоборот. Зная процесс, можно механизм его действия описать математически. При этом если физические связи процесса ясны, то он описывается математическим уравнением, характеризующим конкретную гидрогеологическую обстановку, если связь неясна, то действие процесса описывается статистическими зависимостями. Ход анализа покажем ниже на конкретной задаче.

Связь водных балансов подземных, поверхностных вод и зоны аэрации покажем на примере балансового участка, приведенного на рис. 114. Воспользуемся сведениями, изложенными в теме 3, и составим уравнение (3.57) для годового общего водного баланса участка суши, рассмотрев действие естественных и техногенных факторов: осадки X, испарение с поверхности речного бассейна Z, поверхностный приток $A_{пр}$ и отток $A_{от}$. Конденсацию влаги включим в осадки. Изменение запасов в открытых водоемах примем равным нулю. Поверхностный сток (см. рис. 114) формируется под влиянием осадков и поливных вод. Обозначим количество подаваемой на участок оросительной воды через $B_{ор}$, а количество собираемой коллекторно-дренажной сетью поверхностной воды после орошения — через $B_{д}$. Выразим все элементы в одних единицах, например слоем воды в метрах. Уравнение будет иметь вид:

$$X + A_{пр} + B_{ор} - Z - A_{от} - B_{д} = \pm \Delta W. \qquad (8.10)$$

Положительная разность между приходными и расходными элементами баланса ($+\Delta W$) определяет накопление воды за год, которое идет через зону аэрации на повышение влажности пород, слагающих эту зону, на просачивание до уровня грунтовых вод. Превышение расходных элементов ($-\Delta W$) в уравнении (8.10) свидетельствует о поступлении воды из зоны аэрации на поверхность земли и в атмосферу, а при их связи с напорными водами — и на питание последних. Если влажность пород зоны аэрации равна максимальной молекулярной или наименьшей полевой влагоемкости, то изменения ее не будет и положительное значение ΔW представляет собой величину инфильтрационного питания грунтовых вод и глубинную в них разгрузку напорных вод, а отрицательное — испарение с поверхности грунтовых вод и глубинное питание напорных вод. В рассматриваемом случае (см. рис. 114) согласно уравнениям (8.7) и (8.10) годовая величина положительная и равна $\Delta W = (W_{рез} + W_{ор})\Delta t$. Таким образом, через величину ΔW уравнение общего водного баланса связывается с балансом зоны аэрации

и подземных вод. Подробнее эти вопросы рассматриваются в работах [6, 9, 20, 22, 27, 33].

Задача 8.15.

Определить тип водообмена. Продолжим исследование балансового участка, показанного на рис. 100, и, пользуясь данными уравнения баланса (8.4), выявим: а) тип водообмена для грунтовых вод, б) типы их связи и взаимодействия с внешней средой.

Решение. 1. Определим тип водообмена. Вычислим средний горизонтальный расход $Q_г$ как среднее арифметическое из притока и оттока, получим 380 м³/сут. Средняя величина вертикального расхода $Q_в$ как средняя арифметическая из всех вертикальных расходов составит 472 м³/сут. В соответствии с формулой (8.8) $K_{во}=0{,}8$, из табл. 73 определяем тип водообмена как горизонтально-вертикальный. Подтип водообмена найдем из отношения инфильтрационного расхода к глубинному согласно формуле (8.9). Имеем: $Q^W_{а}=1690$ м³/сут; $Q^W_{гл}=200$, $K^W_{во}=8{,}4$, из табл. 73 находим подтип — глубинно-инфильтрационный. Окончательно имеем: тип водообмена горизонтально-глубинно-инфильтрационный.

2. Выявим основные связи и взаимодействия, характерные для грунтовых вод. Основным является водообмен с атмосферой, в меньшей степени с речной системой и слабый обмен с нижележащим напорным водоносным горизонтом. Ведущими процессами являются влагоперенос через зону аэрации (или инфильтрационное движение) и фильтрация грунтовых вод в речную систему в виде подземного стока. Наблюдается, как следует из рис. 100, их тесная гидравлическая связь по типу несовершенного дренирования (река вскрывает часть мощности водоносного горизонта). Перетекание через разделяющий слабопроницаемый слой глин представлено вертикальной фильтрацией по схеме Дарси.

Задача 8.16.

Для балансового участка, показанного на рис. 114, принять подземный приток и отток (т. е. подземный сток) практически равными нулю и считать, что нижняя граница грунтовых вод непроницаема. Составить уравнение баланса грунтовых вод, выполнить его анализ, найти главные РОФ, тип режима, определить тип водообмена и тенденции в изменении режима грунтовых вод, сравнить с результатами, полученными в задачах 8.13 и 8.14. Атмосферное питание, испарение, водоотбор и орошение на участке сохраняются (см. условие задачи 8.13).

Задача 8.17.

Исследовать водообмен и годовой водный баланс для нижезалегающих напорных вод (см. рис. 114), используя в качестве примера решения задач 8.13, 8.14, 8.15. Для этого: а) составить графическую балансовую схему, показав стрелками на рис. 114 направление действия основных РОФ для напорного горизонта; б) составить балансовые уравнения типа (8.4), (8.6) и вычислить каждый балансовый элемент. В качестве среднегодовых отметок пьезометрических уровней принять: $H_1=122$ м, H_2 (в районе скважины) $=121$ м, $H_3^н=120{,}5$ м. Водопроводимость напорного горизонта $T=500$ м²/сут. Следует иметь в виду, что за год изменений в положении его уровней практически не произошло. Используя это обстоятельство при количественной оценке элементов баланса, определить главные РОФ и тип водообмена, а также провести анализ возможных изменений в режиме напорных вод.

Контрольные вопросы

1. Какие задачи решаются анализом уравнения водного баланса? 2. Как, пользуясь уравнением водного баланса, оценить возможность восполнения запасов подземных вод, выделить главные РОФ? 3. Что такое коэффициент водообмена? 4. При каких значениях коэффициента водообмена будет наблюдаться горизонтальный и вертикальный глубинно-инфильтрационный водообмен? 5. Как связаны балансы поверхностных и подземных вод?

8.7. ИЗУЧЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННОГО РЕЖИМА ГРУНТОВЫХ ВОД НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ИХ ВНУТРИГОДОВОГО ВОДНОГО БАЛАНСА

Количественное изучение естественного режима подземных вод ставит целью: а) выявление внутригодовых особенностей в формировании колебаний их уровня, главных РОФ на основе анализа их внутригодового водного баланса; б) установление типа режима; в) определение направленности в многолетнем изменении режима подземных вод. Для решения подобных задач необходимо иметь детальные многолетние данные наблюдений за нестационарным режимом подземных вод. Чем

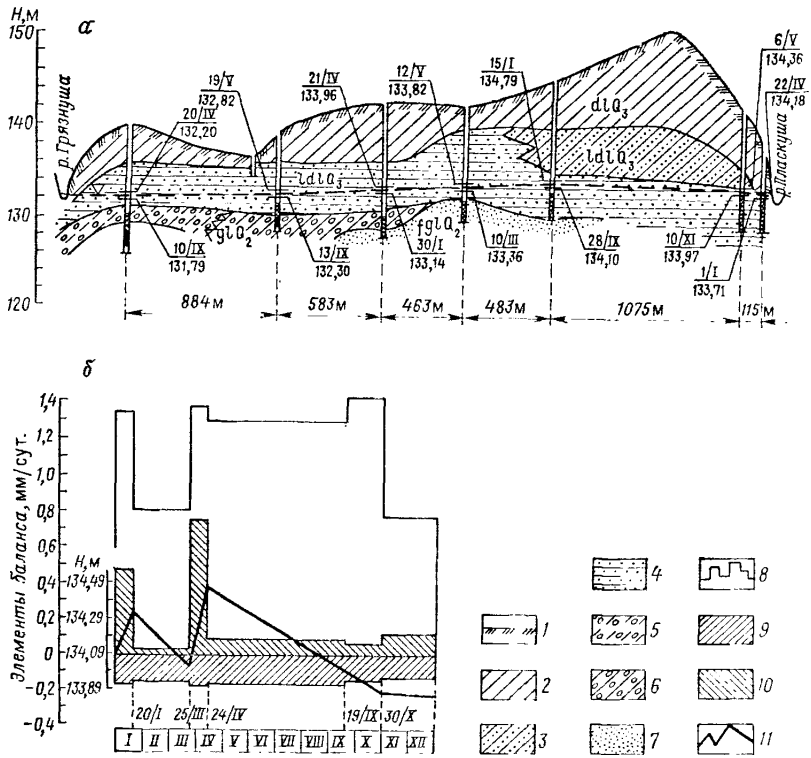
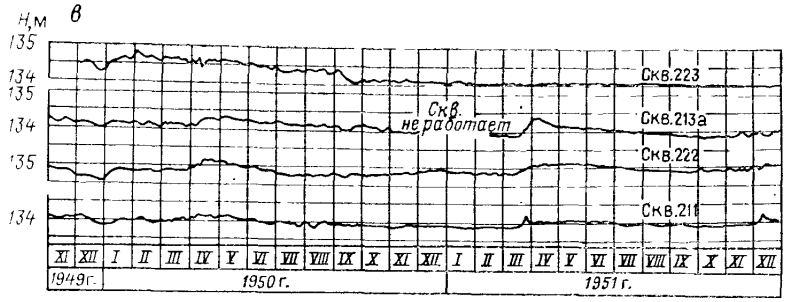
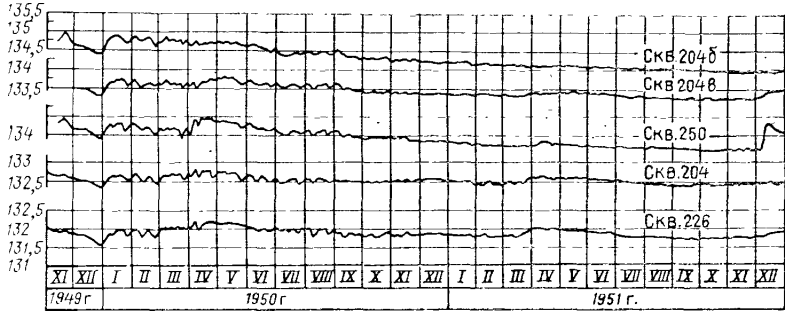
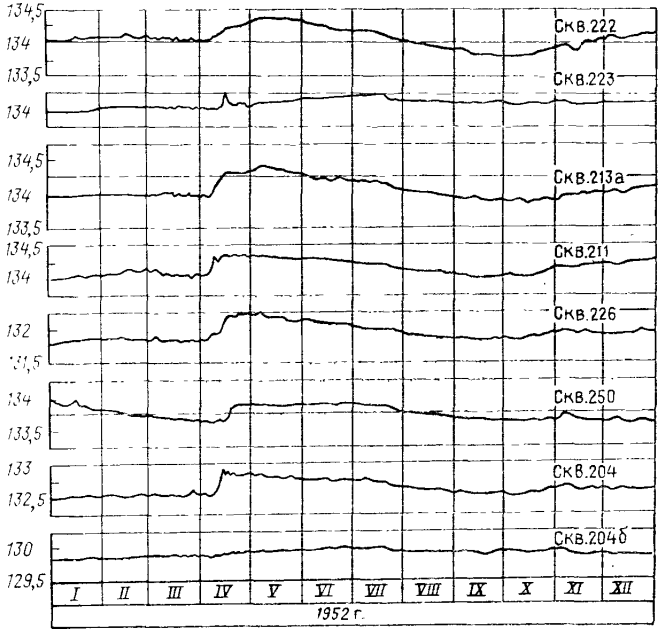


Рис. 115. Гидрогеологический разрез *(а)* и график изменения водного баланса грунтовых вод *(б)* и графики колебаний грунтовых вод *(в)* на массиве орошения у с. Тютчево:

1 — почвенный слой; *2* — лёссовидные суглинки; *3* — опесчаненные суглинки; *4* — опесчаненные глины; *5* — супеси; *6* — суглинки с включением песка; *7* — пески разнозернистые. В верхней части разреза приведены характерные максимальные уровни грунтовых вод, в нижней части — минимальные (в числителе — дата, в знаменателе — уровень грунтовых вод, м). На графике *(б)* эпюры: *8* — количество осадков, мм; *9* — разности между притоком и оттоком, мм/сут; *10* — инфильтрация, мм/сут; *11* — кривая колебания уровня грунтовых вод, м (по скв. 250)


Н,м
в
135
134
135
134
135
134
Скв.223
Скв.213а
Скв.222
Скв.211
Скв.
не работает
XI XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII
1949г.
1950 г.
1951 г.


135,5
135
134,5
134
133,5
134
133
132,5
132,5
132
131,5
131
Скв.204б
Скв.204в
Скв.250
Скв.204
Скв.226
XI XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII
1949 г
1950 г
1951 г.


134,5
134
133,5
134
134,5
134
133,5
134,5
134
132
131,5
134
133,5
133
132,5
130
129,5
Скв.222
Скв.223
Скв.213а
Скв.211
Скв.226
Скв.250
Скв.204
Скв.204б
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII
1952 г.

длиннее этот ряд, тем детальнее и полнее могут быть изучены режим и баланс подземных вод (минимальный период — один год).

Для изучения естественного режима закладывают створ наблюдательных скважин, расположенный по направлению движения подземных вод и состоящий в простейшем случае из трех скважин на расстояниях соответственно Δx_{1-2}, Δx_{2-3} (рис. 115). Нестационарный внутригодовой баланс подземных вод рассчитывается относительно участка, находящегося в районе средней скв. 2, длина этого участка равна $\Delta x = (\Delta x_{1-2} + \Delta x_{2-3})/2$. За интервал времени Δt принимают такие периоды внутри года, в течение которых интенсивность вертикального и горизонтального водообменов является практически постоянной. Это устанавливается из анализа графиков колебаний уровня подземных вод, на которых таким условиям отвечают участки его равномерного подъема или спада. Когда интенсивность водообмена равна нулю, уровень не изменяется. По продолжительности интервалы времени Δt могут быть разными. В качестве основного графика для выделения Δt используют график средней скв. 2. Если поток в плане имеет сложную форму, то створ содержит пять и более наблюдательных скважин [9, 22].

Внутригодовой баланс грунтовых вод. В естественных условиях главными РОФ являются метеорологические, гидрологические и гидрогеологические факторы (атмосферные осадки, испарение, поверхностный и речной сток, фильтрация через разделяющие слои). Они определяют изменение в течение года инфильтрации и испарения с уровня грунтовых вод, подземного стока и глубинного перетекания. Если принять поток плоским, ширину его в плане постоянной и равной 1 м, то $\Delta y = 1$ м, поток называется *единичным* с расходом q м^2/сут. В этом случае согласно формуле Дарси (6.1) подземный приток $q_{\text{пр}}$ и отток $q_{\text{от}}$ выразятся

$$q_{\text{пр}} = k_{1-2} h_{\text{ср}} \frac{H_1 - H_2}{\Delta x_{1-2}} = T_{\text{ср},\,1-2} \frac{H_1 - H_2}{\Delta x_{1-2}}; \tag{8.11}$$

$$q_{\text{от}} = k_{2-3} h''_{\text{ср}} \frac{H_2 - H_3}{\Delta x_{2-3}} = T_{\text{ср},\,2-3} \frac{H_2 - H_3}{\Delta x_{2-3}}. \tag{8.11а}$$

Соответственно результирующий инфильтрационный и глубинный расходы определятся как

$$q^{\text{W}} = \Delta x W_{\text{об}}, \tag{8.12}$$

где H_1, H_2, H_3 — средние отметки уровня грунтовых вод в наблюдательных скв. 1, 2, 3 (соответственно в верхней, средней и нижней по потоку) за интервал времени Δt; $T_{\text{ср},\,1-2}$, $T_{\text{ср},\,2-3}$ — средние за Δt водопроводимости на участках скважин 1—2 и 2—3; $W_{\text{об}}$ — результирующая за Δt интенсивность питания от осадков, испарения и глубинного перетекания.

Уравнение водного баланса грунтовых вод для естественных условий за время Δt в принятых обозначениях имеет вид

$$\pm \frac{q_{\text{пр}} - q_{\text{от}}}{\Delta x} \Delta t \pm W_{\text{об}} \Delta t = \pm \Delta H_2 \mu. \tag{8.13}$$

Величина ΔH_2 — изменение уровня воды в средней скв. 2 на участке Δx за время Δt, определяется как

$$\Delta H_2 = H_{2,\,\Delta t} - H_{2,\,0}, \tag{8.14}$$

где $H_{2,0}$, $H_{2,\Delta t}$ — уровни воды в средней скважине на начало и конец интервала времени Δt.

Уравнение годового баланса будет иметь вид

$$\pm \sum_1^n \frac{\Delta q_i}{\Delta x} \Delta t_i \pm \sum_1^n W_{\text{об},\,i}\ \Delta t_i = \pm \sum_1^n \Delta H_{2,\,i}\ \mu \tag{8.15}$$

и представляет алгебраическую сумму уравнений типа (8.13), составленных для n интервалов времени Δt_i при $i = 1, 2, 3, \ldots, n$, на которые разбивается годовой период $T = \sum_1^n \Delta t_i$. Первый левый член уравнений (8.13) и (8.15) характеризует горизонтальный водообмен, второй — вертикальный, справа — изменение запасов подземных вод за Δt_i и за год.

Таким образом, составив за период Δt_i уравнение баланса, можно определить, как изменяются в течение года величины подземного стока Δq, результирующего вертикального водообмена $W_{\text{об},\,i}$ и запасов подземных вод. Это изменение отображают специальным графиком, на оси ординат которого в выбранном масштабе откладывают элементы баланса подземных вод в виде слоя воды, а на оси абсцисс — отвечающие им интервалы времени Δt_i. Такой график показан на рис. 115, *б*.

Анализ режима грунтовых вод. Уравнения баланса (8.13) и (8.15) показывают связь режима уровня грунтовых вод ΔH с изменением элементов водного баланса. Чтобы увидеть эту связь яснее, перепишем уравнения относительно ΔH_2.

$$\pm \Delta H_2 = \pm \frac{\Delta q \Delta t}{\mu \Delta x} \pm \frac{W_{\text{об}} \Delta t}{\mu}; \tag{8.16}$$

$$\pm \sum_1^n \Delta H_{2,\,i} = \pm \sum_1^n \frac{\Delta q_i \Delta t_i}{\mu\ \Delta x} \pm \sum_1^n \frac{W_{\text{об},\,i} \Delta t_i}{\mu}. \tag{8.17}$$

Отсюда следует, что подъем ($+\Delta H_2$) или спад ($-\Delta H_2$) уровня воды в средней скв. 2 за время Δt определяется изменением подземного стока ($\Delta q/\Delta x$) и вертикального водообмена $W_{\text{об}}$ на балансовом участке длиной Δx и характеризует за год $\left(\pm \sum_1^n \Delta H_2\right)$ колебания уровня грунтовых вод на этом участке. Если нанести этот график на график изменения элементов

баланса (см. рис. 115, *б*), то можно выявить, с изменением каких элементов баланса связаны колебания уровня грунтовых вод, и тем самым установить главные РОФ, их изменение в течение года и влияние на режим грунтовых вод.

Определение инфильтрационного питания. Уравнение (8.13) может быть использовано для определения величины инфильтрационного питания, если известны значения подземного притока и оттока и изменение запасов грунтовых вод, при этом глубинное перетекание и испарение отсутствуют. Наиболее простой способ относится к случаю постоянного (транзитного) стока, при котором $q_{пр} \approx q_{от}$, и тогда первый член уравнения (8.13) равен нулю, а инфильтрационное питание за время Δt

$$W = \frac{\Delta H\, \mu}{\Delta t}, \qquad (8.18)$$

где ΔH — амплитуда подъема уровня грунтовых вод за время Δt, определяемая по хронологическому графику.

Аналогичные способы оценки питания для других гидрогеологических условий описаны в работах [9, 22].

Задача 8.18.

Изучить естественный режим на основе анализа внутригодового баланса грунтовых вод.

У с. Тютчево (Тамбовская обл.) на междуречьи рек Грязнуши и Пласкуши располагается створ наблюдательных скв. 222, 250, 226 для изучения режима грунтовых вод в песках и суглинках четвертичного возраста (см. рис. 115, *а*). Колебания уровня происходят в толще пород, недостаток насыщения и водоотдача для которых $\mu = 0{,}025$. Мощность водоносного горизонта $h_{ср}$ равна 20 м, средний коэффициент фильтрации 8 м/сут. Графики колебаний уровня грунтовых вод в скв. 222, 250, 226, построенные по данным наблюдений за 1950—1951 гг., показаны на рис. 115, *в*. Требуется: а) провести анализ колебаний уровня грунтовых вод за период наблюдений (1950 г.), определить основные характеристики для сезонных периодов года (весна, лето, осень, зима), выделить периоды относительно равномерного подъема и спада уровней (см. рис. 115, *в*); б) выделить по анализу графиков РОФ и тип режима; в) составить уравнение внутригодового баланса грунтовых вод за 1950 г., определить его элементы, выделить среди них главные, определить тип водообмена; г) проанализировать баланс грунтовых вод и установить его связь с режимом грунтовых вод, уточнить тип режима.

Решение. 1. Общий анализ хронологических графиков колебаний уровней (см. рис. 115, *в*) позволяет выделить характерные периоды изменения режима: зимний спад, весенний подъем, весенне-летний спад, осложненный небольшим летне-осенним подъемом, осенний и зимний спады, также осложненные небольшими подъемами уровня. В зимний период режим грунтовых вод неустойчивый, что вызывается частыми оттепелями. Грунтовые воды связаны с реками, что определяет подземный сток в осенне-зимнюю межень. Весенние и осенние подъемы зависят, по-видимому, в основном от инфильтрации атмосферных осадков.

Максимальные внутригодовые уровни отмечены во время весеннего подъема, а минимальные — в конце осеннего подъема (табл. 74), что определяет амплитуду годовых колебаний.

Рассмотрим подробнее анализ графиков за 1950 г. Выделяются следующие характерные внутригодовые изменения уровня: зимний подъем — с 1/I по 20/I, зимний спад с 20/I по 25/III, весенний подъем с 25/III по 14/IV, летний спад с 14/IV по 19/IX, осенний спад с 19/IX по 30/X, зимний спад с 30/X по 31/XII. Эти шесть периодов характеризуются достаточно равно-

Таблица 74. Изменение уровня грунтовых вод по скв. 222, 250, 226

Дата	Δt, сут	H_{222}, м	H_{250}, м	H_{226}, м	H_{250}, м
		1950 г.			
1/I		133,71	134,09	131,71	
	19	133,81	134,20	131,84	0,23
20/II		133,91	134,32	131,98	
	64	133,90	134,17	131,92	—0,30
25/III		133,88	134,02	131,87	
	20	133,51	134,25	132,02	0,45
14/IV		133,14	134,47	132,17	
	158	133,73	134,23	132,00	—0,47
19/IX		133,87	134,00	131,84	
	42	133,85	133,94	131,82	—0,11
30/X		133,84	133,89	131,81	
	60	133,90	133,88	131,84	—0,02
30/XII		133,97	133,87	131,87	
		1951 г.			
1/I		133,95	133,86	131,84	
	90	134,00	133,80	131,92	—0,12
1/IV		134,06	133,74	132,01	
	15	134,10	133,80	132,01	0,11
16/IV		134,14	133,85	132,02	
	226	134,02	133,72	131,88	—0,26
28/XI		134,90	133,59	131,73	
	9	134,92	133,60	131,76	0,03
7/XII		134,94	133,62	131,79	

мерной интенсивностью подъема или спада, что указывает на относительное постоянство интенсивности водообмена в это время. Величина весеннего подъема изменяется в наблюдательных скважинах от 0,1 до 0,74 м, достигая максимума в скв. 222. Эти же амплитуды отвечают максимальным годовым. За весенним подъемом уровня следуют летний и осенний спады. В этот период уровни занимают наинизшее положение. Годовая амплитуда колебаний уровня в средней части междуречья порядка 0,6 м, на склонах к долинам рек она уменьшается до 0,46 м (скв. 226). За год происходит незначительное годовое снижение уровня в средней части междуречья (скв. 223 и 204), по остальным скважинам наблюдается небольшой (0,02—0,24 м) подъем.

2. Характер изменения уровней показывает, что режим грунтовых вод относится к водораздельному и главными РОФ могут быть: инфильтрационное питание и подземный сток. По-видимому, испарение с уровня грунтовых вод равно нулю, так как глубина до воды более 5 м.

3. Оценим элементы водного баланса грунтовых вод и их изменение за выделенные шесть периодов Δt. Воспользуемся графиками наблюдений в скв. 222, 250, 226. Расстояние между скважинами $\Delta x_{1-2}=2136$ м, $\Delta x_{2-3}=1417$ м, $\Delta x=1775$ м. Вычислим величину подземного притока и оттока по формулам Дарси (8.11) и (8.11а). Длительность выделенных шести периодов равномерного подъема и спада уровней и данные наблюдений за уровнями в 1950 и 1951 гг. приведены в табл. 74. Из табл. 75 видно, что отток преобладает над притоком, а подземный сток в году практически постоянен. Величину инфильтрационного питания определим из уравнения баланса (8.13), используя величину μ, количественные характеристики изменений уровня по скв. 250 и значения подземного стока из табл. 74. Рассчитанная для принятых интервалов времени величина интенсивности и суммарного питания приведена в табл. 75. Как видно, интенсивность питания в году изменялась от

Таблица 75. Баланс грунтовых вод по участку 17 между скв. 222, 250, 226 за 1950 г.

Дата	Δt, сут	Приток q_1, м³/сут	Отток q_2, м³/сут	Изменение запасов за счет подземного стока: $\Delta q = q_1 - q_2$, м³/сут	Изменение запасов за счет подземного стока: $\frac{\Delta q}{\Delta x} \cdot 1000$, мм/сут	Изменение уровня воды ΔH_{250}, м	Инфильтрация W, мм/сут	Накопление воды за время Δt за счет: бокового притока $\frac{\Delta q}{\Delta x}$, мм	Накопление воды за время Δt за счет: инфильтрации $W\Delta t$, мм	Убыль воды за время Δt за счет: бокового оттока $\frac{-\Delta q}{\Delta x}$, мм	Убыль воды за время Δt за счет: испарения $-W\Delta t$, мм	Общее изменение запасов грунтовых вод за Δt $\Delta H_{250}\mu$, мм
1/I	19	—0,03	0,26	—0,29	—0,17	0,23	0,47	—	8,98	—3,23	—	5,75
20/I	64	—0,02	0,25	—0,27	—0,15	—0,30	0,03	—	2,10	—9,60	—	—7,50
25/III	20	—0,06	0,25	—0,31	—0,17	0,45	0,75	—	14,65	—3,40	—	11,25
14/IV	158	—0,04	0,25	—0,29	—0,16	—0,47	0,09	—	13,53	—25,28	—	—11,75
19/IX	42	—0,01	0,25	—0,26	—0,14	—0,11	0,07	—	3,13	—5,88	—	—2,75
30/X	60	0,001	0,23	—0,23	—0,13	—0,02	0,12	—	7,30	—7,80	—	—0,50
30/XII						$\Sigma = -0,22$			$\Sigma = 49,69$	$\Sigma = -55,19$		$+\Sigma = 17,0$
												$-\Sigma = 22,50$
												$\Sigma = -5,5$

Примечания. 1. $\Delta x = \frac{\Delta x_{222-250} + \Delta x_{250-226}}{2} = 1775$ м. 2. Приток q_1 соответствует величине стока грунтовых вод в долину р. Пласкуши, так как определяется как расход между сечениями скв. 250 и 222. 3. Отток q_2 соответствует величине стока грунтовых вод в долину р. Грязнуши, так как определяется как расход между сечениями скв. 250 и 226.

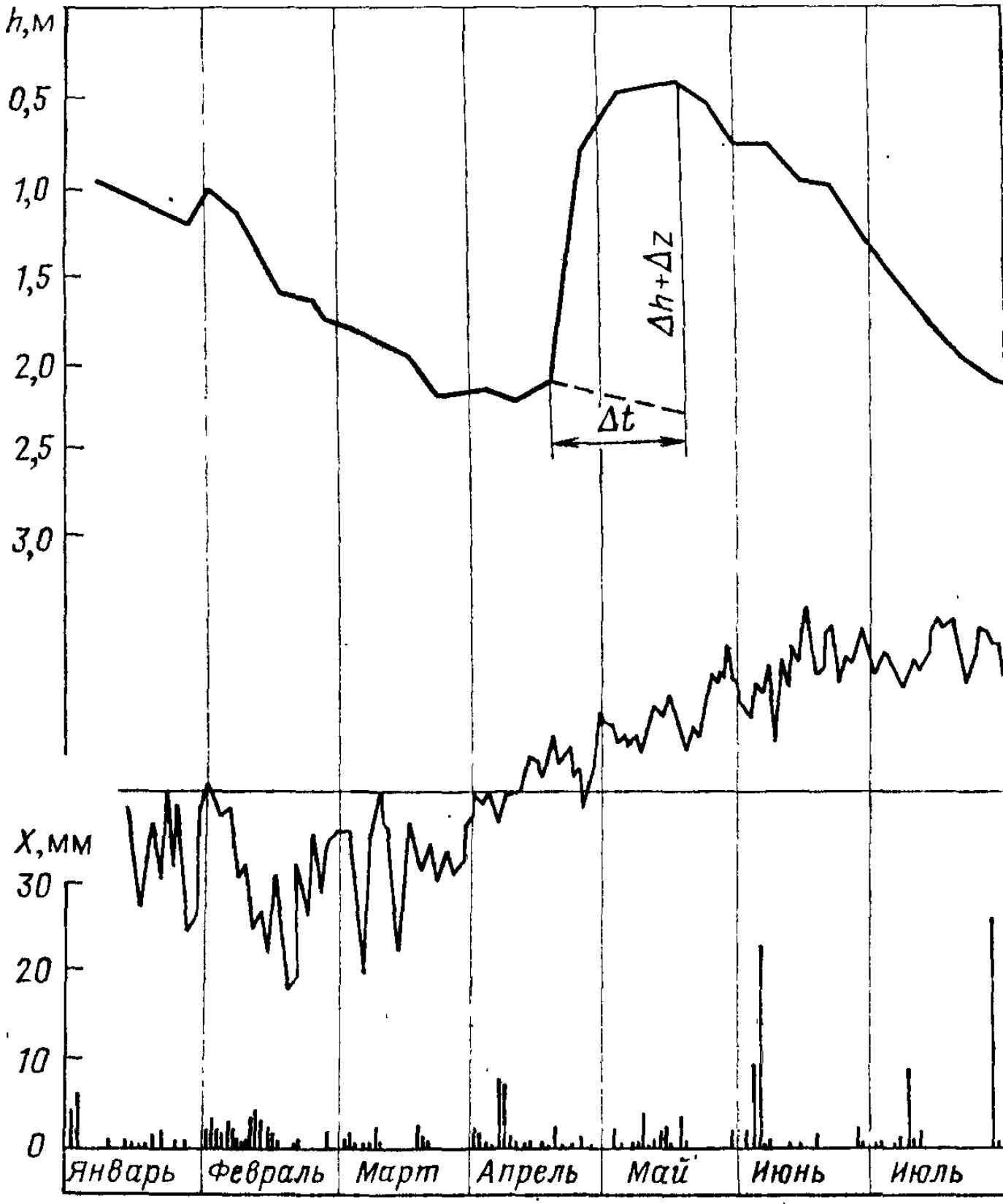
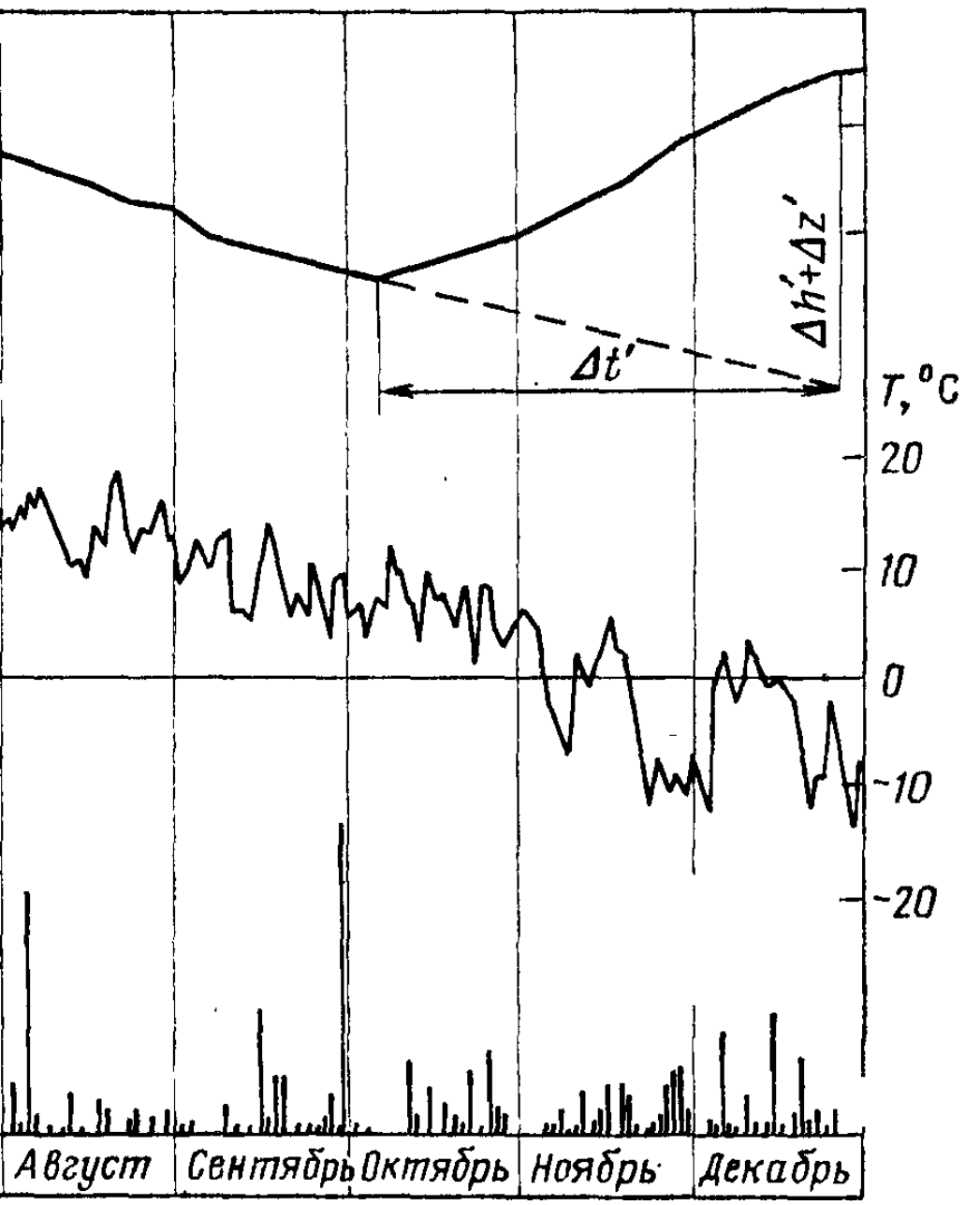

h,м
0,5
1,0
1,5
2,0
2,5
3,0
Δh+Δz
Δt
X,мм
30
20
10
0
Январь
Февраль
Март
Апрель
Май
Июнь
Июль

Рис. 116. Графики колебаний уровня грунтовых вод, температуры и количества осадков по данным наблюдательного створа у с. Старица (скв. 11)



0,07 мм/сут в осенне-зимний период до 0,75 мм/сут — в весенний. Суммарное накопление запасов воды в результате инфильтрационного питания за год составило 0,05, убыль запасов за счет бокового оттока — 0,055 м, а общее изменение запасов грунтовых вод за год составило минус 0,005 м, что свидетельствует об их сработке.

Общее уравнение баланса за год, определяемое формулой (8.15), содержит два главных РОФ — сток и инфильтрационное питание — и в количественном виде как слой воды может быть записано: $-0{,}055+0{,}05=-0{,}05$ м. Составляющие баланса за каждый интервал Δt приведены в табл. 75.

Коэффициент водообмена $K_{во}$ равен 1,1, что указывает на горизонтально-вертикальный тип водообмена, подтип — инфильтрационный (см. табл. 73).

4. Проанализируем изменение элементов баланса и уровня грунтовых вод за год, пользуясь рис. 115, *б* и данными табл. 75. Составленный за 1950 г. баланс показывает, что на рассматриваемом участке междуречья почти весь год происходит отток в реки; причем отток в р. Грязнушу более интенсивный — 0,27 м²/сут, в р. Пласкушу — порядка 0,03 м²/сут на 1 м ширины потока.

Годовая величина подземного стока превышает инфильтрацию, хотя в течение зимнего и весеннего периодов происходило накопление запасов грунтовых вод. Внутригодовое изменение запасов наглядно выражено графиком баланса (см. рис. 115, *б*), из которого видна связь режима и баланса грунтовых вод. Зимнее (в январе) и весеннее (в апреле) повышение уровня определяется инфильтрацией, интенсивность которой составляет соответственно 0,47 и 0,75 мм/сут, а зимнее и летнее снижение определяется стоком интенсивностью 0,17 мм/сут. Тип режима — водораздельный, стоково-инфильтрационный.

Задача 8.19.

Используя графики колебаний уровней грунтовых вод по наблюдательному створу на междуречье у с. Тютчево за 1951 г. (см. рис. 115, *а*, *в*), провести анализ изменения их режима, выделить основные периоды изменений уровня и для них рассчитать баланс грунтовых вод по скв. 222, 250, 226, выделить главные РОФ, тип водообмена и режима. Исходные данные приведены в табл. 74. По результатам задачи составить таблицу баланса, аналогичную табл. 75.

Задача 8.20.

На Карельском перешейке, у с. Старица, на пологой водораздельной равнине имеется наблюдательная скважина, заложенная на водоносный горизонт, приуроченный к толще четвертичных супесчаных и валунно-супесчаных отложений. По скв. 11 ряд лет проводятся наблюдения за режимом подземных вод (рис. 116). Одновременно на гидрометрическом посте проводятся наблюдения за осадкамн и температурой воздуха. Необходимо сопоставить хронологические графики колебаний уровня грунтовых вод и РОФ атмосферных осадков и температуры, выявить характерные изменения в режиме, вычислить сезонные и годовую амплитуды колебаний уровня грунтовых вод, установить тип режима. Определить по уравнению (8.18) приближенное значение величины инфильтрационного питания, если известно, что величина недостатка насыщения зоны колебания уровня грунтовых вод составляет 0,07. Оценить коэффициент подземного стока, если известно, что среднегодовая сумма осадков составляет 650 мм.

Задача 8.21.

На рис. 107, *а* приведен гидрогеологический разрез по наблюдательному участку, расположенному на юге Воронежской области, на рис. 107, *б*, *в* — графики колебаний уровня грунтовых вод, залегающих в закарстованных, трещиноватых мелах мелового возраста и находящихся на глубине 15—20 м под дном балки. Дно ее сложено суглинисто-песчаными делювиальными отложениями мощностью 2—3 м. В период весеннего половодья наблюдается поглощение поверхностного стока балки. Требуется: а) проанализировать и описать график колебаний уровня грунтовых вод, выделить характерные периоды и определить основные параметры режима; б) определить величину инфильтрационного питания по уравнению (8.18); в) выявить РОФ и тип режима.

Тема 9

Гидрогеологические карты, их построение и анализ

9.1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА И ЕЕ НАЗНАЧЕНИЕ

Гидрогеологической картой называют графическое изображение различных гидрогеологических элементов и факторов в плане в пределах изучаемой ГГС.

Это наиболее распространенная форма обобщения гидрогеологической информации. Единой классификации гидрогеологических карт и принципов гидрогеологического картирования пока нет. В последние годы наметилась некоторая унификация принципов и методов гидрогеологического картирования [39]. Приведем признаки, по которым карту можно отнести к категории гидрогеологической [1]:

1) места естественных выходов подземных вод и искусственного их вскрытия скважинами, колодцами и т. п.; 2) тип подземных вод; 3) положение их уровня; 4) направление движения подземных вод; 5) площадь распространения водоносных горизонтов или подземных вод; 6) расположение областей их питания и разгрузки; 7) характеристики качества подземных вод; 8) количественные характеристики свойств и связей ГГС.

Подземная вода динамична и многие ее характеристики (уровень, расход, минерализация, температура и др.) изменяются во времени. Поэтому карты составляют в изолиниях на определенные моменты времени. Подземные воды характеризуются многообразием признаков. Нанесение всех признаков на одну карту затрудняет ее чтение, поэтому для исследуемого района составляют серию гидрогеологических карт одинакового масштаба.

Гидрогеологические карты составляют по результатам гидрогеологических съемок, а также по данным разведочных, опытных работ и на основе данных, полученных геофизическими исследованиями, лабораторными работами, наблюдением за режимом подземных вод и т. д. Основное назначение гидрогеологических карт — отобразить особенности залегания и распространения ГГС, показать взаимоотношение и взаимосвязь подземных вод с горными породами, поверхностными и атмосферными водами, дать количественную и качественную характеристику подземным водам и вмещающим их водоносным горизонтам, комплексам, месторождениям подземных вод и гидрогеологическим бассейнам в целом. Гидрогеологические карты являются обязательной частью любого гидрогеологического отчета.

9.2. ТИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ И ИХ СОДЕРЖАНИЕ

Различают карты по детальности (т. е. масштабу), назначению, целевому содержанию, по видам картируемых показателей, по методам построения и другим признакам. Методика построения гидрогеологических карт рассматривается в работах Н. В. Роговской, М. Р. Никитина, а также в учебном пособии [8].

9.2.1. Типы карт по масштабу

В соответствии с масштабами съемки карты подразделяют на три группы: мелко-, средне- и крупномасштабные.

Мелкомасштабные карты (1 : 500 000—1 : 2 500 000 и мельче), отображающие общие закономерности в распространении ГГС, формировании их ресурсов и качества, являются обзорными и составляются для больших регионов, артезианских бассейнов.

Среднемасштабные карты (1 : 200 000—1 : 50 000) предназначаются для всесторонней характеристики гидрогеологических особенностей изучаемой ГГС. Составляют такие карты для месторождений подземных вод или определенного гидрогеологического района. Они отображают несколько гидрогеологических показателей, имеют общее и специальное назначение.

Крупномасштабные карты (1 : 25 000 и крупнее) предназначены для детальной характеристики гидрогеологических условий участков проектируемых инженерных сооружений (водозаборов, шахт, массивов орошений и т. п.), в основном это специализированные карты.

9.2.2. Типы карт по назначению

Выделяют общие и специализированные (или специальные) карты. Первые используются при любых видах и целевых назначениях гидрогеологических изысканий и исследований, вторые — связаны с решением конкретных задач.

Общие карты составляют по результатам гидрогеологических съемок главным образом в масштабе 1 : 200 000÷1 : 50 000. Они характеризуют главные особенности ГГС.

На этих картах отображают: 1) условия залегания и распространения ГГС; 2) их водоносность и водообильность; 3) минерализацию и химический состав подземных вод; 4) глубину залегания и пьезометрическую поверхность первого водоносного горизонта. В силу этого общие карты нередко называют сводными.

На мелкомасштабных сводных картах указанные выше показатели интерпретируются иначе. По их сочетанию выделяют различные зоны, которые на площади крупных бассейнов отображают свойственные этим бассейнам гидрогеологические за-

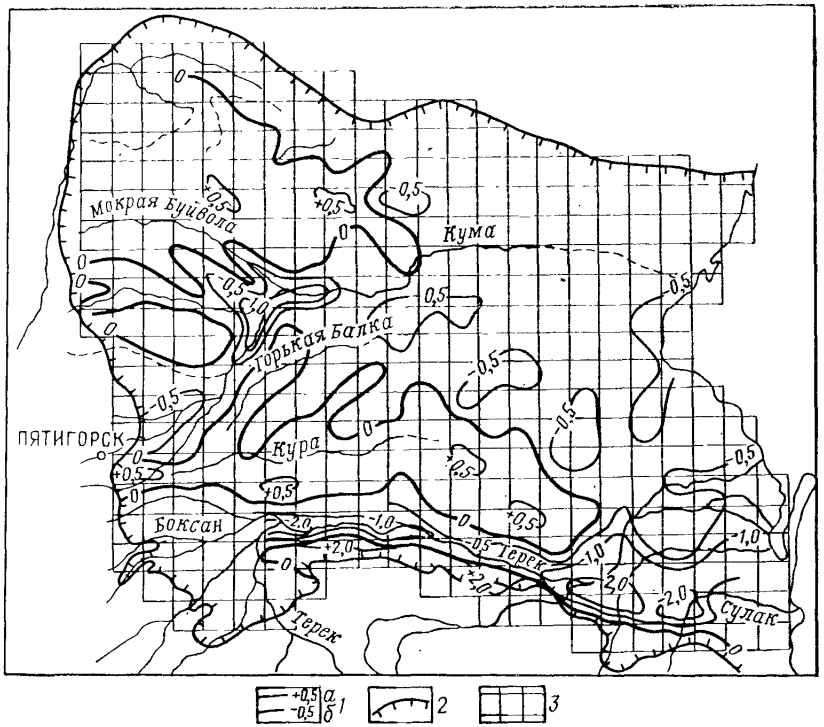


Рис. 117. Карта условий питания и разгрузки напорных водоносных комплексов Восточного Предкавказья [25]:

1 — изолинии модуля питания *(а)* и разгрузки *(б)* напорных вод, *л* (с·км²); *2* — граница бассейна; *3* — моделируемая область

кономерности. В качестве примера можно привести гидрогеологическую карту СССР масштаба 1 : 2 500 000, на которой показаны условия залегания и распространения подземных вод в соответствии с возрастом и литологией водовмещающих пород, водоносность и водообильность отмечены специальной штриховкой и охарактеризованы в условных обозначениях.

Специализированные карты служат дополнением к общим и имеют самостоятельное значение. Они характеризуют изменчивость тех свойств объекта, которые необходимо знать при выполнении специальных гидрогеологических расчетов. Содержание карт определяется целевым назначением гидрогеологических изысканий и исследований.

К специальным относят следующие типы карт: 1) водопроводимости водоносного горизонта (см. разд. 9.6.5); 2) гидро- и пьезогипс (см. разд. 9.6.2 и 9.6.3); 3) общей и эффективной мощности водоносного горизонта (см. разд. 9.6.5); 4) удельных дебитов водоносных горизонтов (см. разд. 9.6); 5) минерализа-

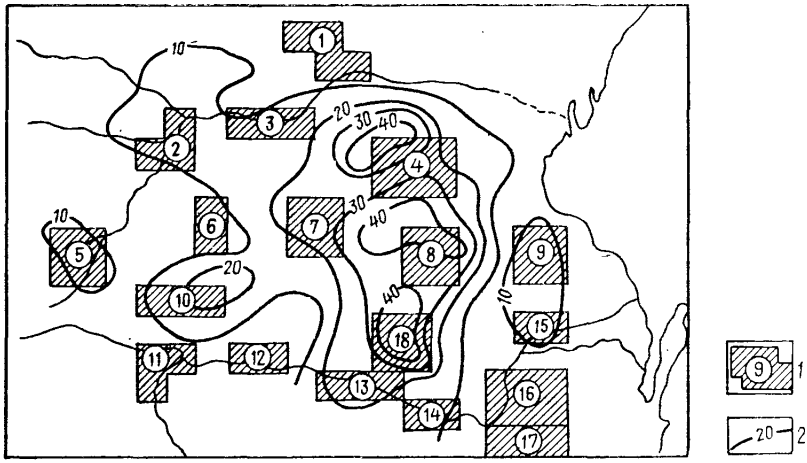


Рис. 118. Карта прогнозного понижения уровня подземных вод первого от поверхности напорного водоносного комплекса на конец расчетного срока эксплуатации 27 лет (суммарный водоотбор 4800 тыс. м³/сут):

1 — местоположение водозабора и его номер; *2* — изолинии понижений уровня напорных вод, м

ции и содержания различных компонентов и газов в подземных водах (см. тему 7, разд. 9.6); 6) температуры подземных вод и плотности теплового потока (см. тему 4); 7) антропогенных изменений гидрогеологических условий (см. тему 10); 8) модулей подземного стока (см. тему 3); 9) элементов баланса, условий питания и разгрузки подземных вод (рис. 117); 10) модулей и формирования эксплуатационных запасов подземных вод (см. тему 10); 11) гидрогеологического районирования разного целевого назначения (для водоснабжения, охраны подземных вод от загрязнения и т. п.) и др.

К специальным относят также и прогнозные карты, которые составляют по результатам выполненных гидрогеологических расчетов. Они характеризуют будущие изменения в гидрогеологической обстановке, возникающие под влиянием строительства водохранилищ, орошения, работы водозаборов и т. п. На рис. 99 и 118 показаны такие прогнозные карты.

Специализированные карты чаще всего относятся к категории детальных, но могут составляться и для крупных регионов.

9.2.3. Типы карт по целевому содержанию

Эти карты предложено подразделить на три группы [8]: гидрогеологических условий; параметров и показателей гидрогеологических свойств и состояний; гидрогеологического районирования.

Карты гидрогеологических условий характеризуют приуроченность подземных вод к отложениям разного геологического возраста, условия залегания и распространения водоносных пород, водообильность и качество подземных вод. Эти показатели изображаются на плоскости в виде различных по конфигурации площадей, нередко часть показателей дается в изолиниях. К этой группе могут быть отнесены общие и некоторые из специализированных карт всех масштабов, но главным образом это среднемасштабные карты.

Карты гидрогеологических параметров и показателей характеризуют: а) изменчивость основных свойств объекта (карты пористости, коэффициентов фильтрации пород, минерализации и химического состава подземных вод и др.); б) структуру или строение объекта (карты водопроводимости и мощности водоносных горизонтов и др.); в) характер внутренних и внешних связей и состояний объекта (карты гидро- и пьезоизогипс, глубинного и инфильтрационного питания и др.).

Параметры и показатели являются количественными характеристиками, поэтому для изображения их изменчивости на плоскости используется метод изолиний и зон.

Карты гидрогеологического районирования обобщенно отражают основные особенности гидрогеологических условий применительно к решению конкретных задач. Используются и для решения теоретических проблем гидрогеологии, отображая различные закономерности. На картах показывают разные по конфигурации площади в соответствии с разработанными таксономическими единицами (провинции, области, районы, зоны, участки и др.). Некоторые типы таких карт описаны в теме 10.

По степени обоснованности фактическим материалом все карты подразделяют на кондиционные и некондиционные [1]. Кондиции разработаны в основном для общих гидрогеологических карт [1, 26, 39], для остальных типов карт — практически не разработаны. Достаточность фактического материала устанавливается из опыта исследований.

9.3. ТРЕБОВАНИЯ К ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМ КАРТАМ

Методика картирования и форма изображения разработаны в основном для общих карт гидрогеологических условий масштаба 1 : 200 000—1 : 50 000, а также карт гидро- и пьезоизогипс, минерализации подземных вод, глубины их залегания, модулей стока, ресурсов и др. Нет единства в методике построения мелкомасштабных обзорных карт, на которых отображаются общие гидрогеологические закономерности подземных вод, а также специализированных карт (строения зоны аэрации, типов водообмена, антропогенных воздействий и др.).

Каждая гидрогеологическая карта состоит из: 1) собственно карты; 2) условных обозначений; 3) гидрогеологических разрезов; 4) пояснительной записки.

В приложении к тексту пояснительной записки дается каталог опробованных выработок с конкретными значениями показателей, принятых для построения карты. В записке отмечается принятая или разработанная методика построения карты, излагаются кратко принципы выбора и отбраковки исходной информации, обсуждаются полученные основные результаты.

Основные требования к составлению карты [8]:

1) карта должна хорошо читаться;

2) на ней необходимо отразить степень достоверности исходных материалов (какие участки построены на основе фактического материала, какие — путем обобщений);

3) условные обозначения следует располагать в порядке уменьшения их информационной силы, т. е. на первом месте помещаются главные показатели (изображаемые изолиниями, зонами), в конце размещаются прочие условные знаки (точки опробования, линии разрезов и т. п.);

4) главные показатели отображают на карте распространением их по площади и выделяют цветом или изолиниями, менее важные элементы показывают черной штриховкой, остальные отмечают числовыми значениями у точек наблюдений;

5) выделенные площади, зоны и изолинии должны быть обоснованы фактическим материалом, который проставляется в виде опорных точек наблюдений с указанием номера точки и числового значения показателя.

Наиболее часто по результатам исследований составляют карты: 1) фактического материала; 2) распространения и водообильности; 3) гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод; 4) пьезоизогипс; 5) минерализации и химического состава подземных вод; 6) гидрогеологических параметров (коэффициентов фильтрации, мощности и водопроводимости водоносного горизонта).

9.4. ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

9.4.1. Виды и назначение разрезов

Гидрогеологические разрезы (профили) — широко применяемая форма графической обработки и обобщения информации, характеризует гидрогеологические условия территории в вертикальном разрезе.

Они дополняют карты и имеют самостоятельное значение. В первом случае их масштаб и содержание определяются масштабом и содержанием карты, во втором — целевым назначением работы. Выделяют разрезы общие и специальные.

Общие гидрогеологические разрезы характеризуют условия залегания и приуроченность подземных вод к различным горным породам, их связь с поверхностными водами, положение пьезометрических уровней и напоров и т. п.

Специальные гидрогеологические разрезы характеризуют изменение определенных свойств и их показателей.

Разрезы подразделяют на мелко-, средне- и крупномасштабные.

Мелкомасштабные (1 : 500 000 и мельче) разрезы отображают общие закономерности в изменении гидрогеологических условий крупных регионов и носят обзорный характер. *Среднемасштабные* (1 : 200 000—1 : 50 000) разрезы характеризуют условия залегания водосодержащих толщ и распространение в них подземных вод, их гидродинамические, гидрохимические и другие характеристики. Их составляют в пределах месторождения подземных вод, площади развития водоносного комплекса или горизонта. Разрезы строят по результатам гидрогеологических съемок и целевых изысканий.

Крупномасштабные (1 : 25 000 и крупнее) разрезы отображают условия залегания и строения водоносных горизонтов и относительных водоупоров в зоне непосредственного влияния инженерного сооружения (водозабора и т. п.), изображают детальные изменения литолого-фациальных, инфильтрационных свойств пород, химического состава вод и т. п.

9.4.2. Принципы и последовательность построения разрезов

Выбор направления, содержание, способы построения разрезов и требования к исходной информации зависят от поставленных задач, степени изученности объекта и стадии изысканий. Разрезы строят по данным съемки, бурения, опытно-фильтрационных работ, гидрогеохимических и геофизических исследований, режимным наблюдениям и данным лабораторных работ.

Построение разрезов выполняется в следующей последовательности: 1) выбирают типовые направления в соответствии с назначением исследований и результатом анализа геолого-гидрогеологических условий. При мелко- и среднемасштабном картировании направления совпадают с линиями наибольшей изменчивости свойств горных пород и подземных вод, располагаются «вкрест» простирания основных геологических структур, пересекают геоморфологические элементы, зоны разломов, речные долины и т. п.; для крупномасштабных профилей эти направления связаны с местонахождением будущих инженерных сооружений (линия расположения водозаборных скважин и т. п.); 2) выбирают горизонтальный и вертикальный масштабы. Горизонтальный назначают в соответствии с масштабом карты, к которой будет приложен разрез, или несколько крупнее, вертикальный должен обеспечить четкое изображение условий залегания и взаимосвязи водоносных комплексов, рек и т. п. Обычно для среднемасштабных разрезов он принимается равным 10—20 м в 1 см; для крупномасштабных 1—5 м в 1 см; 3) строится гипсометрический профиль, на котором вертикаль-

ными линиями показывают местоположение скважин, отметки их устья и забоя, рельеф поверхности земли. По данным бурения строят геолого-литологические колонки, проводят геологические и литологические границы, зоны разломов. Наносят положение уровней и напоров подземных вод по скважинам, источникам и т. п. На основании гидрогеологических данных выделяют водоносные горизонты или комплексы, разделяющие их относительные водоупоры, указывают интервалы опробования, количественные показатели изученных свойств.

Для построения разреза необходимы следующие данные: 1) топографическая карта; 2) геологический и геоморфологический профили по выбранному направлению; 3) геолого-литологические колонки скважин, шурфов и других выработок, находящихся на линии разреза или вблизи него; последние могут быть снесены дополнительно на линию разреза для повышения его информативности; 4) результаты наблюдений за водопроявлениями в скважинах, колодцах, родниках (сведения о глубине залегания подземных вод, их появлении и установлении при бурении, отметки выхода источников с величиной их дебита и т. п.); 5) результаты опробования водоносных горизонтов (дебиты скважин, коэффициенты фильтрации, химический состав подземных вод и др.) и положение опробуемых интервалов на колонках скважин (при большом числе точечных показателей их предварительно обрабатывают статистическими методами); 6) результаты наблюдений на гидрометрических постах (значения уровней и глубин рек, озер и т. п.).

9.4.3. Чтение и анализ гидрогеологических разрезов

Гидрогеологические разрезы анализируют в следующем порядке:

1. Устанавливают водоносные горизонты, условия их залегания, состав пород и данные об уровнях подземных и поверхностных вод.

2. Определяют мощность водоносного пласта как разность отметок его кровли и подошвы, глубину вскрытия напорного водоносного горизонта как разность между отметками поверхности земли и кровли водосодержащего пласта; ожидаемый уровень напорных вод при бурении скважины как разность между отметкой поверхности земли и пьезометрической кривой; величину напора над кровлей как разность отметок между пьезометрическим уровнем и кровлей пласта. Зоны, где поверхность земли располагается ниже пьезометрической кривой, выделяют как участки возможного самоизлива. Глубина грунтовых вод определяется разностью отметок поверхности земли и уровня грунтовых вод, мощность — разностью отметок зеркала грунтовых вод и водоупорной подошвы водоносного пласта; определяют мощность и строение зоны аэрации, что важно для оценки инфильтрационного питания подземных вод; устанав-

ливают наличие относительно водоупорных прослоев в зоне аэрации, так как на них может формироваться верховодка, возможно создание и зон местного напора.

3. Характеризуют условия движения подземных вод; направление, уклон потока на разных участках по формуле (1.11), расход потока по (6.1).

Таблица 76. Описание разреза по скважинам к задаче 9.1

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Уровень воды, м	
			появления	установления
1 (179,6)	0,3	Почва		
	23,5	Глина опесчаненная		
	3,8	Песок разнозернистый водоносный	28,8	12,2
	3,0	Глина плотная		
2 (168,0)	0,8	Почва		
	4,0	Суглинок водонасыщенный	2,4	2,2
	4,4	Гравий с песчаным заполнителем водоносный	—	2,2
	2,3	Песок разнозернистый водоносный	—	—
	4,5	Глина плотная	—	—
	4,0	Песок разнозернистый водоносный	16,0	2,2
	2,5	Глина плотная	—	—
3 (167,8)	0,8	Почва	—	—
	3,8	Суглинок водонасыщенный	3,5	3,0
	4,4	Гравий с песчаным заполнителем водоносный	—	3,0
	3,0	Песок разнозернистый водоносный	—	3,0
	1,4	Глина опесчаненная	—	—
	3,6	Песок разнозернистый водоносный	13,4	3,0
	1,3	Глина плотная	—	—
4 (168,2)	0,7	Почва	—	—
	4,3	Суглинок водонасыщенный	3,2	3,15
	4,4	Гравий с песчаным заполнителем водоносный	—	3,15
	4,2	Песок разнозернистый водоносный	—	3,15
	4,6	Глина слабоопесчаненная		
	3,5	Песок разнозернистый водоносный	12,2	3,15
	4,5	Глина плотная	—	—
5 (180,0)	0,6	Почва	—	—
	21,8	Глина плотная	—	—
	3,6	Песок разнозернистый водоносный	22,4	13,2
	1,3	Глина плотная	—	—

4. Выявляют вид, условия питания и разгрузки подземных вод, местоположение областей питания и разгрузки. Разгрузка, как и питание, может носить местный, локальный характер и общий, региональный. Местный отмечается внутри пласта на небольших участках его выхода на поверхность земли (эрозионный тип разгрузки источниками), в зоне тектонических нарушений (барьерные источники), на участках «окон» размыва водоупорных толщ; при разгрузке под уровень рек, морей образуются закрытые очаги разгрузки. Сток грунтовых вод осуществляется в поверхностные водоемы, при неглубоком залегании грунтового потока — испарением и транспирацией с его поверхности. Питание грунтовых вод обычно происходит во всей области их развития как инфильтрацией атмосферных осадков через зону аэрации, так и фильтрацией из рек, озер, каналов, смежных водоносных горизонтов.

5. Устанавливают характер и интенсивность взаимосвязи

Таблица 77. Описание разреза по скважинам к задаче 9.2

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Уровень воды, м	
			появления	установления
1 (320,8)	0,8	Песчаники водоносные	—	—
	5,0	Аргиллиты плотные водоупорные	—	—
	1,4	Песчаники трещиноватые водоносные	5,8	5,0 (над устьем скважины)
2 (345,0)	6,0	Супесь водоносная	3,6	3,0
	7,2	Глина	—	—
	12,6	Песчаники водоносные	16,1	16,1
	4,0	Аргиллиты плотные	—	—
	4,4	Песчаники трещиноватые водоносные	29,8	11,0
3 (355,0)	0,8	Почва	—	—
	14,2	Супесь водоносная	3,2	3,2
	7,2	Глина	—	—
	12,4	Песчаники водоносные	22,2	10,0
	5,0	Аргиллиты плотные	—	
	2,4	Песчаники трещиноватые водоносные	39,6	14,3
4 (341,0)	5,0	Супесь водоносная	0	0
	8,2	Глина	—	—
	12,4	Песчаники рыхлые водоносные	13,2	0,1 (над устьем скважины)
	5,0	Аргиллиты плотные	—	—
	4,4	Песчаники трещиноватые водоносные	30,6	2,0 (над устьем скважины)

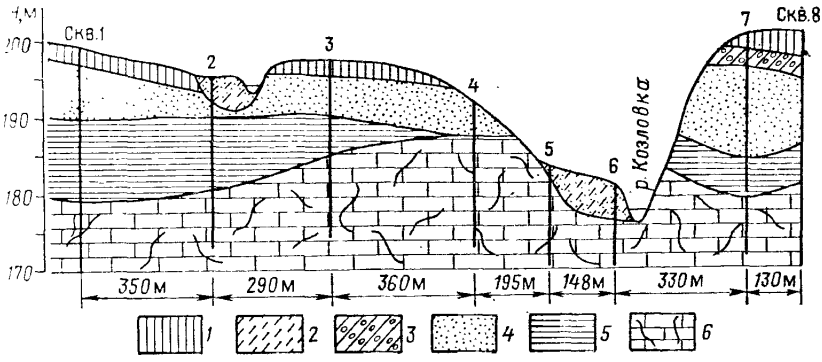


Рис. 119. Схематический гидрогеологический разрез:

1 — покровные суглинки (Q_{2-3}); *2* — супеси (Q_{3-4}); *3* — суглинки с включениями щебня и валунов (Q_2); *4* — мелкозернистый песок (K_1); *5* — плотная глина (J_3); *6* — трещиноватые известняки (D_3)

между водоносными горизонтами из литолого-фациального анализа разреза и соотношений напоров смежных водоносных горизонтов, характера изменения этих соотношений по разрезу.

Рассмотрим задачи, связанные с построением и чтением гидрогеологических разрезов.

Задача 9.1.

Построить гидрогеологический разрез по данным табл. 76. Долина представлена пойменной террасой шириной 5—10 м по обоим берегам реки, относительно ровной надпойменной террасой, ширина которой на левом берегу,

Таблица 78. Исходные данные к задаче 9.3

Номер водопункта	Отметка, м		
	устья скважины	появления уровня	установления уровня
Скв. 1	200,0	194,3 179,0	194,3 182,0
Скв. 2	196,0	193,8 180,0	193,8 181,0
Скв. 3	197,5	195,4 182,4	195,4 182,4
Скв. 4	191,5	180,8	180,8
Скв. 5	183,2	179,4	179,4
Скв. 6	180,7	178,0	178,0
Скв. 7	202,2	188,5 172,4	188,5 172,4
Скв. 8	202,0	189,0 173,1	189,0 173,1
Ист. 9	187,3	—	—
Ист. 10	182,1	—	—
Р. Козловка	177,6	—	—
Ручей	192,5	—	—

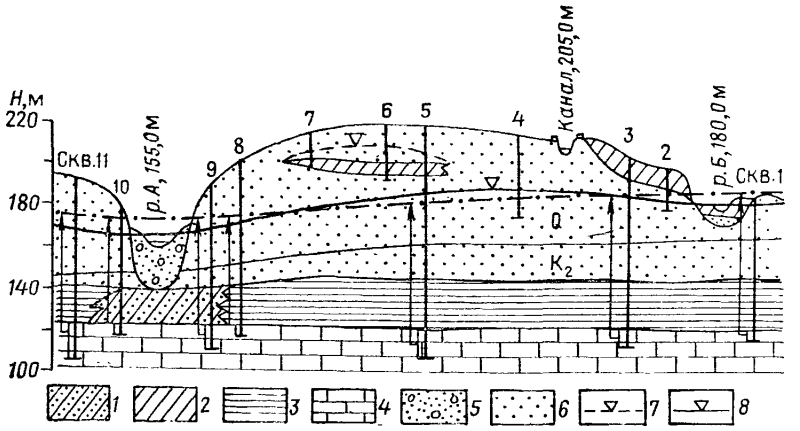


Рис. 120. Гидрогеологический разрез:

1—2 — суглинок (*1* — опесчаненный; *2* — иловатый); *3* — темно-серая глина; *4* — трещиноватый известняк; *5—6* — песок (*5* — разнозернистый с галькой; *6* — среднезернистый); *7* — положение верховодки; *8* — уровень грунтовых вод и положение водораздела подземных вод

где заложены скв. 2 и 3, достигает 220 м; на правом, где заложена скв. 4— 160 м. Скв. 1 и 5 располагаются соответственно на бровках левого и правого бортов долины. Расстояние скважин от реки: скв. 1 — 280 м; скв. 2 — 210 м; скв. 3 — 50 м от уреза левого берега; скв. 4 — 80 м; скв. 5 — 180 м от уреза правого берега. Дать характеристику водоносных горизонтов, определить условия их залегания, питания, дренирования. Принять масштабы: вертикальный 1 : 200, горизонтальный 1 : 2000.

Задача 9.2.

Построить гидрогеологический разрез для участка, приуроченного к водоразделу между р. Корец и оврагом. В днище последнего заложена скв. 4.

Таблица 79. Исходные данные к задаче 9.4

Номер скважины	Отметка устья скважнн, м	Отметка уровня подземных вод в естественных условнях			
		I горизонт		II горизонт	III горизонт
		появления	установления		
1	186,0	123,0	188,0	181,0	—
2	197,0	—	—	183,0	—
3	202,0	124,0	185,0	184,0	—
4	212,0	—	—	187,0	—
5	215,0	125,0	183,0	186,0	105,0
6	214,0	—	—	—	207,0
7	213,0	—	—	—	206,0
8	200,0	125,5	178,0	176,0	—
9	190,0	124,5	176,0	172,0	—
10	178,0	124,0	173,0	167,0	—
11	190,0	125,0	175,0	169,0	—

Таблица 80. Исходные данные к задаче 9.5

Водопункт	Отметка уровня, м	
	появления	установления
Скв. 1	116,0	125,0
Скв. 2	111,2	119,0
Источник	112,5	112,5

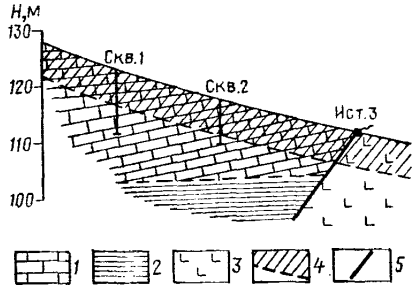


Рис. 121. Схематический геологический разрез:

1 — трещиноватые доломиты и известняки; *2* — слаицы; *3* — изверженные породы; *4* — зона многолетней мерзлоты; *5* — линия разлома

отстоящая на 350 м от уреза реки. Данные для построения разреза приведены в табл. 77. Скв. 1, 2 и 3 в этом же створе располагаются от уреза реки на расстояниях соответственно: 5; 50; 250 м. На контакте первого и второго слоя в долине отмечен нисходящий источник с отметкой выхода 340 м на расстоянии 20 м от реки. Выделить по разрезу водоносные горизонты, охарактеризовать их условия залегания, питания и дренирования. Выяснить взаимосвязь подземных и поверхностных вод.

Задача 9.3.

Выделить водоносные горизонты на разрезе (рис. 119), показать положение грунтовых вод, выходы источников; охарактеризовать условия залегания, питания и дренирования водоносных горизонтов. Вычислить уклоны потока между скважинами и описать условия взаимосвязи водоносных горизонтов, их связь с реками. Как изменятся общие гидрогеологические условия, если уровень реки будет повышен на 7,4 м. Данные о положении уровней в скважинах и источниках приведены в табл. 78.

Задача 9.4.

Используя сведения, приведенные на рис. 120 и в табл. 79, дать характеристику водоносных горизонтов, зоны аэрации, направления движения, областей питания и разгрузки подземных вод, взаимосвязи водоносных комплексов между собой и поверхностными водами.

Задача 9.5.

Дать характеристику гидрогеологических условий участка по данным, приведенным на рис. 121 и в табл. 80. Как изменятся гидрогеологические условия, если между скв. 2 и ист. 3 будет работать водозаборная скважина, в которой отметка уровня воды составит 108 м?

Контрольные вопросы

1. Назовите содержание исходной информации для построения разрезов. 2. Какие сведения по гидрогеологическим условиям можно получить из анализа разреза? 3. Как определяются мощность водосодержащей толщи пород, уклон потока, абсолютные отметки уровня грунтовых вод?

9.5. ПОСТРОЕНИЕ КАРТ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ПОКАЗАТЕЛЕЙ

Картирование гидрогеологических параметров и показателей свойств и состояний подземных вод и водоносных горизонтов выполняется методом изолиний и зон. Охарактеризуем общие

принципы, а особенности построения конкретных карт изложены ниже в специальных разделах.

9.5.1. Принципы построения карт показателей и выбор сечений изолиний и зон

Принципы построения карты. Графическое изображение показателя как некоторой функции $U=f(x, y)$ базируется на представлении изменчивости свойств гидрогеологического объекта как совокупности геологических и физических полей. Последние являются полями сил и их градиентов и представляют собой поверхности пьезометрических уровней H, пластовых давлений воды P, плотности ρ подземных вод, концентраций химических компонентов C, температуры подземных вод T и т. п. Изменение этих показателей хорошо описывается дифференциальными уравнениями типа Лапласа, Фурье и др. Эти уравнения и принимают за основу при построении карт физических полей. Геологические поля — это поля показателей свойств горных пород и подземных вод (коэффициентов фильтрации, мощности, водопроводимости пластов и др.). Математический закон изменения их обычно неизвестен. При построении закон изменения показателя задают априорно исходя из общего гидрогеологического анализа или отыскивают в процессе построения карты, что возможно при применении ЭВМ.

На плоскости любой гидрогеологический показатель U можно представить двумя составляющими: закономерной или пространственно-коррелированной $\varphi(x, y)$ и случайной σ.

$$U(x, y)=\varphi(x, y)+\sigma. \tag{9.1}$$

Величина $\varphi(x, y)$ выражает присущую гидрогеологическому объекту закономерность в изменении изучаемого показателя свойства или процесса. Поэтому величина φ может быть представлена как функция координат пространства. Эта функция образует некоторую поверхность, которую называют трендом. Величина σ является случайной, она всегда присутствует в показателе U, меняется случайным образом и обусловлена действием случайных геологических факторов, наличием метрологических погрешностей при измерении показателя.

Построение карты в изолиниях с постоянным сечением (шагом) по всей исследуемой площади ведется линейной интерполяцией. Последняя предполагает линейную зависимость между смежными точками и неизменчивость значений U в опорных точках. Такой подход широко распространен, что определяется его простотой и возможностью ручной обработки полученной информации, однако при этом могут возникать значительные погрешности. Внедрение ЭВМ позволяет определять вид и свойства U, задавать степень приближения искомой функции к измеренным ее значениям в опорных точках, учитывать случайные погрешности и рассчитывать значение показателя в любой

точке. В настоящее время используется много методов и реализованных на ЭВМ алгоритмов построения поверхностей тренда.

Выбор сечения изолиний и зон выполняется на основе гидрогеологического анализа и при следующих условиях: а) сечение или шаг должны отвечать масштабу строящейся карты, как это принято для топографических основ; б) при недостатке фактического материала и слабой изученности данного свойства на карте показывают не изолинии, а зоны, проверяя наличие общей закономерности в изменении изучаемого свойства; в) на детальных стадиях исследований сечения изолиний или интервалы зон выбирают небольшими, на начальных стадиях исследований их укрупняют; г) интервалы зон или сечений зависят от свойств изучаемых гидрогеологических явлений и процессов. Так, при построении карты глубин залегания грунтовых вод выделяют участки, где может, например, идти интенсивное испарение с поверхности грунтовых вод. Известно, что наибольшее испарение с уровня грунтовых вод наблюдается на глубинах 0—1 м, а на глубинах 3—4 м оно практически равно нулю. В таком случае на детальной карте выделяют интервалы зон: 0—1, 1—2, 2—3 и >3 м (если мощность зоны аэрации составляет 5—8 м и более).

Для того чтобы величина расчетного сечения изолиний какого-либо показателя П не оказалась близкой к случайной погрешности его измерения, оно уточняется с целью исключения этого влияния. Минимальная величина ΔП определяется по формуле

$$\Delta П = 2m_{ср}, \tag{9.2}$$

где $m_{ср}$ — средняя разность между экспериментальными значениями показателя в отдельных точках карты, вычисляемая как

$$m_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} (m_i - m_j)}{n}, \tag{9.3}$$

где m_i, m_j — измеренные или расчетные значения показателя в двух любых соседних точках (i, j) картируемой площади; n — число сопоставительных разностей (не менее 20).

9.5.2. Последовательность построения карт

1. Перед построением карты проводят общий геологоструктурный, геоморфологический, литолого-фациальный и гидрогеологический анализы и устанавливают: а) имеются ли тенденции к наличию закономерности в изменении изучаемого свойства; б) какие факторы могли вызвать формирование этой закономерности; в) каково примерное расположение основных направлений, по которым может наблюдаться закономерное изменение изучаемого показателя. Для этого увязывают изменение

числовых значений показателя с геологической структурой, геоморфологическими элементами, литолого-фациальными и генетическими изменениями отложений, условиями питания или разгрузки подземных вод, изменением их минерализации и состава. При положительном результате анализа принимается решение о построении карты в изолиниях или зонах. Оценивают качество числовых значений показателя отбрасывают недостоверные.

2. Отсутствие направленного изменения показатели внутри выделенных зон указывает на то, что зоны, возможно, статистически однородны. Для таких зон проверяется справедливость этой гипотезы и оценивается статистическая однородность имеющейся совокупности изучаемого показателя, используя, например, способы, указанные в работе [8]. Если гипотеза подтверждается, то для исследуемой территории строят карту не в изолиниях, а в зонах. При этом в качестве расчетных показателей принимают вычисленные их статистические характеристики.

3. Аналогичным образом поступают, если вся исследуемая территория располагается в пределах одной геолого-генетической зоны (однородного гидрогеологического элемента), а предварительный анализ указывает на то, что изучаемый показатель изменяется в ней незакономерно. В этом случае карта не строится, вычисляется статистическое расчетное значение показателя.

4. При выявленной геологической закономерности изменения показателя дальнейшее построение карты в изолиниях или зонах включает выбор величины сечения или интервала зон, как указано выше.

5. Затем выполняется построение карты. Интерполяцию начинают по главным направлениям, характеризующимися максимальными градиентами в изменении показателя. При этом во внимание принимаются геолого-литологические, генетические, фациальные, геоморфологические границы, зоны тектонических нарушений и другие элементы, могущие оказать влияние на изменчивость показателя в плане.

6. Построение завершается общей оценкой точности и достоверности полученной изменчивости исследуемого показателя.

9.6. ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ГИДРОИЗОГИПС И ГЛУБИН ЗАЛЕГАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Карта гидроизогипс — это пьезометрическая поверхность грунтовых вод, выраженная в системе изолиний. Она формируется под влиянием большой группы факторов: гидролого-климатических, геолого-геоморфологических и гидрогеологических. Карты гидроизогипс составляют для хорошо изученных в гидрогеологическом отношении районов.

9.6.1. Виды карт гидроизогипс и их назначение

Гидроизогипсы — линии, соединяющие точки с одинаковой отметкой пьезометрического уровня. Поверхность грунтовых вод может быть выражена и картой глубин их залегания от поверхности земли, которая составляется либо в виде изобат — линий, соединяющих точки равных глубин залегания поверхности уровня, либо в виде зон с одинаковыми глубинами до уровня грунтовых вод. Строят также карты равных мощностей водоносной толщи в изолиниях или в виде зон. Градации зон глубин и мощностей грунтовых вод определяются целевым назначением и детальностью карт, особенностями гидрогеологических условий и степенью их изученности. То же относится и к выбору сечений гидроизогипс (см. разд. 9.5.1).

9.6.2. Построение карт гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод

Исходные данные для построения карт. Непосредственными данными являются отметки и глубины уровней грунтовых вод в скважинах, колодцах, шурфах, горных выработках, отметки выхода на поверхность источников, мочажин, болот, урезов воды на реках, каналах, озерах, водохранилищах и других естественных и искусственных водоемах. К исходным данным относятся также топографическая карта и данные планово-высотной привязки скважин и гидрометеорологических постов. Последнее особенно существенно для карт крупного масштаба.

Особенности построения карты гидроизогипс. Учитывая тесную связь грунтовых вод с поверхностными водами и изменчивость зеркала грунтовых вод во времени, карта гидроизогипс составляется на определенную дату, т. е. все исходные данные должны быть получены за сравнительно короткий период, за который не произошло существенных изменений поверхности грунтовых вод. Это проверяется по данным наблюдений за режимом грунтовых вод. Привлечение для построения карт разновременных замеров уровней возможно лишь при приведении всех уровней к той дате, на которую составляется карта гидроизогипс. В тех случаях, когда годовая амплитуда колебания уровня грунтовых вод меньше выбранных для построения карт интервалов глубин и сечения гидроизогипс, разновременность данных не учитывается.

Затем проводится отбраковка недостоверной информации. Проверяется надежность исходной полевой информации: качество документации, достоверность определения уровней грунтовых вод в процессе бурения, точность топографической привязки устьев скважин и т. п. Обращают внимание также на одиночные аномальные отметки уровней, не соответствующие общему полю распределения уровней. Если эти аномалии не

объясняются геологическими или гидрогеологическими особенностями, их отбраковывают. Данные замеров проверяют также на точность измерения уровня. Необходимо, чтобы средняя величина перепада уровней в соседних скважинах не менее чем в 3—5 раз превышала точность замера уровня, в противном случае построенная карта будет содержать погрешности измерений (см. разд. 9.5).

Сечение (частота заложения) гидроизогипс выбирается таким образом, чтобы при заданном масштабе карты были отражены главные особенности поверхности грунтового потока, т. е. основным показателем для выбора является величина уклона поверхности грунтовых вод. Выбор сечения гидроизогипс зависит не только от масштаба карты и уклона поверхности грунтовых вод, но и от густоты и характера размещения точек наблюдений, т. е. от объема и распределения информации на карте. Для решения вопроса о частоте сечения гидроизогипс привлекаются гидрогеологические разрезы, построенные по основным направлениям простирания грунтовых вод. Для крупномасштабных карт сечение гидроизогипс обычно составляет 1—0,5 м, для среднемасштабных карт 2—5—10 м.

Главные направления интерполяции выбирают по линиям наибольшего изменения уровня грунтовых вод, т. е. от водораздельных участков к долинам рек. Опыт показывает, что в большинстве случаев карта гидроизогипс в значительной мере повторяет рельеф поверхности земли; это обстоятельство помогает правильно наметить главные направления интерполяции. При выборе направлений учитывают, что поверхностные воды обычно являются границами потоков грунтовых вод, поэтому интерполяцию через поверхностные водотоки и водоемы не проводят. Из анализа общих гидрогеологических и гидрологических условий, режимных наблюдений и соотношения уровней поверхност-

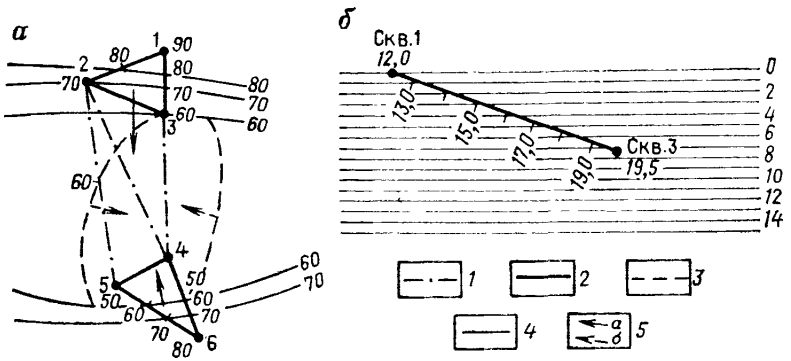


Рис. 122. Схема интерполяции при помощи метода треугольников *(а)* и масштабной сетки *(б)*:

1 — линия неправильной интерполяции; *2* — линия правильной интерполяции; *3* — неправильно построенная гидроизогипса; *4* — правильно построенная гидроизогипса; *5* — направление потока грунтовых вод (*а* — правильное; *б* — неправильное)

ных и подземных вод выясняют характер их взаимосвязи. При наличии связи между ними определяют отметки урезов рек по данным водомерных постов с учетом принятого сечения изогипс и учитывают эти данные при интерполяции как точки выхода грунтового потока на урез реки.

При ручной интерполяции применяют метод треугольников. Точки замеров уровня соединяют линиями, образующими треугольники так, чтобы длинная его сторона была перпендикулярна к направлению падения потока (рис. 122, *а*). Через болота, овраги, балки, реки и поверхностные водоемы интерполяцию, не проводят, так как они обычно являются дренирующими границами, а также между группами скважин, отделенных друг от друга. Необходимо прежде всего провести интерполяцию для каждой группы скважин отдельно, так как в противном случае можно исказить реальную форму поверхности потока (см. рис. 122, *б*). Так, при интерполяции внутри двух групп близко расположенных скважин видно, что поток направлен к ложбине стока широтного простирания, а во втором случае, когда интерполяция проводилась между отдельными скважинами из отдаленных групп, получено искаженное представление о направлении потока (поток направлен к замкнутой котловине меридионального простирания, что не соответствует действительности). Для облегчения техники ручной интерполяции пользуются масштабной сеткой, вычерченной на кальке (см. рис. 122, *а*). Она состоит из пронумерованных параллельных линий, заложенных на расстоянии 1—2 мм одна от другой. С ее помощью проводят пропорциональное деление отрезков, соединяющих точки, между которыми проводится интерполяция, после чего, соединяя точки с одинаковыми отметками, получают гидроизогипсы.

Последовательность построения карты гидроизогипс, изложенная в основном в разд. 9.5.2, имеет некоторые особенности.

1. После анализа и отбраковки исходных данных строят гидрогеологические разрезы по основным направлениям распространения водоносного горизонта — от водоразделов к рекам, с тем чтобы установить условия залегания грунтовых вод, их связь с реками, определить изменение уклона потока и выбрать сечение гидроизогипс.

2. Наносят все данные по уровням поверхностных и подземных вод на топографическую карту. Обычно вверху указывают номер скважины, справа показывают в числителе абсолютную или относительную отметку уровня, в знаменателе — глубину до зеркала грунтовых вод.

3. По данным водомерных постов для рек, озер, болот, водохранилищ и т. п. вычисляют уклоны открытой водной поверхности и определяют места причленения одноименных гидроизогипс к урезу водоемов.

4. Уточняют общим гидрогеологическим анализом и расчетом принятое сечение изогипс (см. разд. 9.5.1).

5. Сначала проводят интерполяцию по основным линиям изменения уровней, затем — на остальной площади распространения грунтовых вод и строят окончательную карту гидроизогипс.

Построение карты глубин залегания грунтовых вод проводят после построения карты гидроизогипс. Используются глубины залегания грунтовых вод по тем же точкам водопроявлений, что и при построении карты гидроизогипс. Кроме того, могут быть получены дополнительные данные, как, например, разность между отметкой поверхности земли и отметкой гидроизогипсы в данной точке. Карта составляется методом интерполяции. Зоны глубин выбирают в зависимости от целевого назначения карт: для массивов орошения интересны зоны глубин, связанные с интенсивным испарением (через 1—3 м), при строительстве — с глубинами заложения фундаментов и т. п.

9.6.3. Чтение и анализ карт гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод

По карте гидроизогипс можно определить следующие характеристики: глубину до воды, установить направление потока подземных вод, которое определяется по нормали к гидроизогипсе.

Линии, определяющие направление потока, носят название *линий токов* и, совместно с системой гидроизогипс, образуют *гидродинамическую сетку* потока грунтовых вод (см. тему 1). Ее форма характеризует поток в плане и закономерности изменения его структуры, направление движения, положение подземного водораздела, изменение ширины потока и его градиентов, характер взаимосвязи с реками и водоемами, положение областей питания и дренирования. При наличии сведений о фильтрационных свойствах и мощности водосодержащей толщи оценивается расход потока в любом элементе сетки (по Дарси), модуль подземного стока, усредненная величина инфильтрационного питания или глубинного подпитывания, т. е. элементы баланса грунтовых вод (см. темы 1, 3, 6, 8).

Анализ карт гидроизогипс, глубин залегания грунтовых вод и прилагаемых к ним гидрогеологических разрезов обобщается в записке. Составление ее ведется в следующей последовательности: 1) кратко описывают условия залегания, литологический состав и мощность водосодержащих пород, положение и характер залегания водоупора; 2) характеризуют мощность и строение зоны аэрации с указанием участков, наиболее благоприятных для инфильтрации и испарения; 3) определяют относительное изменение фильтрационных свойств водосодержащих пород, их возможное изменение по площади на основе анализа изменения градиента потока; 4) анализируют глубины залегания грунтовых вод и их изменение по площади; 5) указывают главные направления движения грунтовых вод и возможные

формы связи поверхностных и подземных вод; 6) описывают форму зеркала грунтовых вод, изменение градиента потока; 7) выделяют области местного напора, участки межпластовых безнапорных вод; 8) описывают возможные условия и виды питания грунтовых вод, выделяют зоны питания; 9) описывают виды и характер дренирования грунтовых вод, выделяют области разгрузки; 10) оценивают естественные ресурсы потока, модуль подземного стока.

Задача 9.6.

В излучине реки для размещения колхозных ферм и построек выполнены разведочное бурение, опытные работы, замеры уровней грунтовых вод и гидрогеологическое обследование на июль 1981 г. Требуется построить карту гидроизогипс (рис. 123), гидрогеологические профили по линиям I—I, II—II в масштабе: горизонтальный 1 : 10 000, вертикальный 1 : 500 (рис. 124). Показать на карте главные направления движения, выделить зоны глубин грунтовых вод, м: I — 0—2; II — от 2 до 4; III — от 4 до 6; IV — более 6. Определить глубину залегания грунтовых вод на центральной усадьбе и территории колхозной фермы. Составить записку о гидрогеологических условиях района.

Решение. 1. Строим гидрогеологические разрезы I—I и II—II (см. рис. 124) по направлениям наибольшего изменения уровней.

2. Наносим все данные (гидропостов и др.) на топографическую карту и устанавливаем изменение уклонов по реке и болоту. Получаем точки, где отметки урезов соответствуют отметкам гидроизогипс (см. рис. 124).

3. Выбираем главные направления интерполяции от водоразделов к реке и строим карту гидроизогипс, затем глубин залегания грунтовых вод.

4. Проанализируем полученные карты и разрезы. Изучаемый район расположен в излучине реки, правый берег ее возвышенный с отметками до 137 м; левый низменный, болотистый. Водоносный горизонт заключен в толще разнозернистых кварцевых песков и супесей. Водоупором являются плотные, пластичные глины, залегающие горизонтально на отметке 115 м. По профилям и по карте видно, что поверхность грунтовых вод сложная: на правом берегу реки вблизи скв. 13 и 18, в районе проектируемой колхозной фермы отмечается водораздел подземного потока, который соответствует водоразделу поверхности земли. Подземный поток направлен к реке. Поток грунтовых вод на правобережье радиально-расходящийся, на что указывает увеличение ширины потока по направлению движения. На левом берегу поверхность потока более сложная: на одних участках он направлен к реке, на других — к болоту. Поверхность грунтовых вод слабо повторяет рельеф поверхности земли. Уклон потока изменяется значительно. Так, на правобережье он увеличивается при приближении к реке. Например, между скв. 13 и 9 он составляет 0,0044, а на участке между скв. 9 и 35 — 0,018. Увеличение уклона вызвано резким уменьшением фильтрационных свойств водоносного горизонта, последний в районе скв. 13—9 сложен разнозернистыми песками, а у скв. 9—35 — глинистыми супесями. Влияет также и усиление дренирующего влияния реки при приближении к ней. На левобережье, где водоносный горизонт почти на всем протяжении сложен песками, такого резкого изменения уклона не наблюдается.

Питание водоносного горизонта происходит по всей площади его развития путем инфильтрации атмосферных осадков. По-видимому, в период паводков возможно подпитывание грунтовых вод из реки. В межень поток грунтовых вод направлен к реке и она дренирует грунтовые воды; заболоченные участки, к которым частично направлен поток, также являются его областью разгрузки. На участках с глубиной залегания грунтовых вод менее 2 м возможно испарение с их поверхности. В оврагах, где грунтовые воды вскрыты поверхностью земли, выходят источники эрозионного типа. Глубина залегания грунтовых вод на участке проектируемого поселка составляет от 5,5 до 6,2 м; в центре поселка — 6,5 м; на ферме 6,3 м.

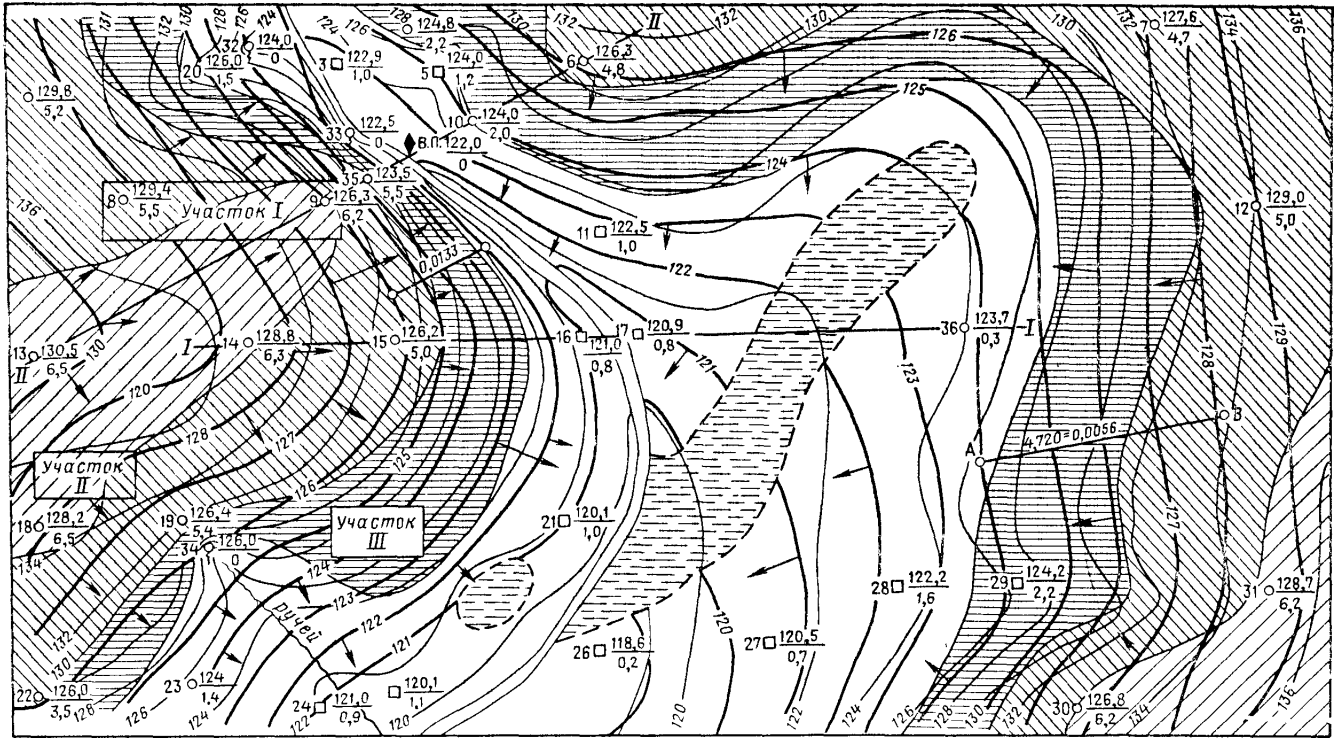

участок I
участок II
участок III
ручей
I
II
A
B
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Рис. 123. Карты гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод (по данным замеров на 22/VII 1981 г.):

1 — гидроизогипсы, м; *2—5* — зоны глубин подземных вод, м (*2* — от 0 до 2; *3* — от 2 до 4; *4* — от 4 до 6; *5* — >6); *6—8* — соответственно скважина, колодец и источник (слева — номер, справа в числителе — абсолютная отметка уровня, м, в знаменателе — глубина до воды, м); *9* — водомерный пост; *10* — болото; *11* — горизонтали поверхности земли. Стрелками показано направление грунтового потока

Задача 9.7.

Наблюдательный створ скважины для изучения режима грунтовых вод заложен в Прикаспийской низменности на участке лимана (рис. 125). Используя данные бурения разведочных и наблюдательных скважин (табл. 81), построить гидрогеологический разрез по линии I—I в масштабах: горизонтальный 1 : 25 000, вертикальный 1 : 100. По данным наблюдений построить карты гидроизогипс на 14/IV, 1/VII и 22/X 1978 г. (табл. 82), показать на гидрогеологическом разрезе положение кривых депрессий на приведенные даты. Гидроизогипсы провести через 0,2 м, показать направления движения, вычислить уклоны потока в разные периоды наблюдений. Составить заключение о гидрогеологических условиях участка, обратив внимание на характеристику изменения поверхности грунтовых вод по сезонам наблюдений и изменение условий питания и разгрузки.

Задача 9.8.

Построить карту гидроизогипс и гидрогеологический разрез по профилю I—I для участка междуречья, ограниченного руч. Терновским и оврагом Козловска. Исходные данные приведены на рис. 126 и в табл. 83, 84. Местоположение скважин и расстояние между ними на разрезе I—I следующие: скв. 24 — в 30 м от руч. Терновского, левобережье; скв. 25 в дне руч. Терновского; скв. 26 в 40 м от скв. 25; скв. 45 — в 280 м от той же скважины;

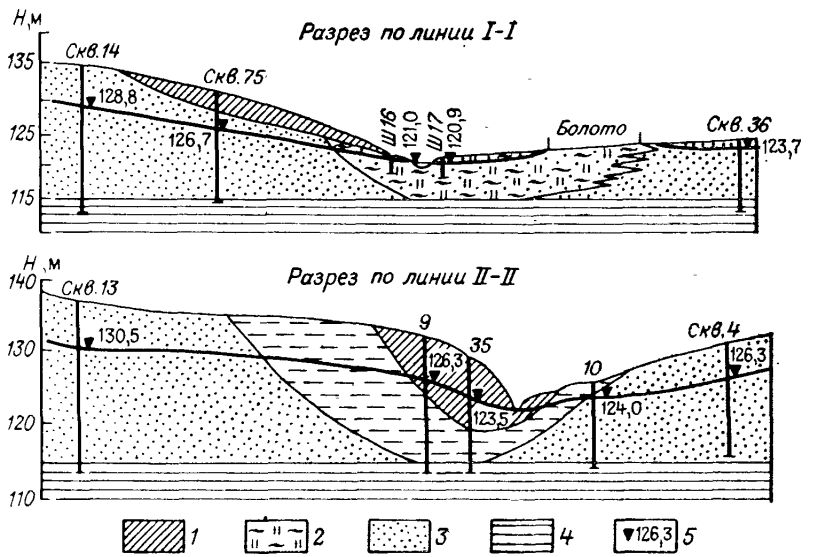


Рис. 124. Гидрогеологические разрезы по линиям I—I и II—II (см. рис. 123):

1 — суглинок; *2* — супесчаные торфяники; *3* — песок; *4* — глина плотная; *5* — абсолютная отметка уровня, м

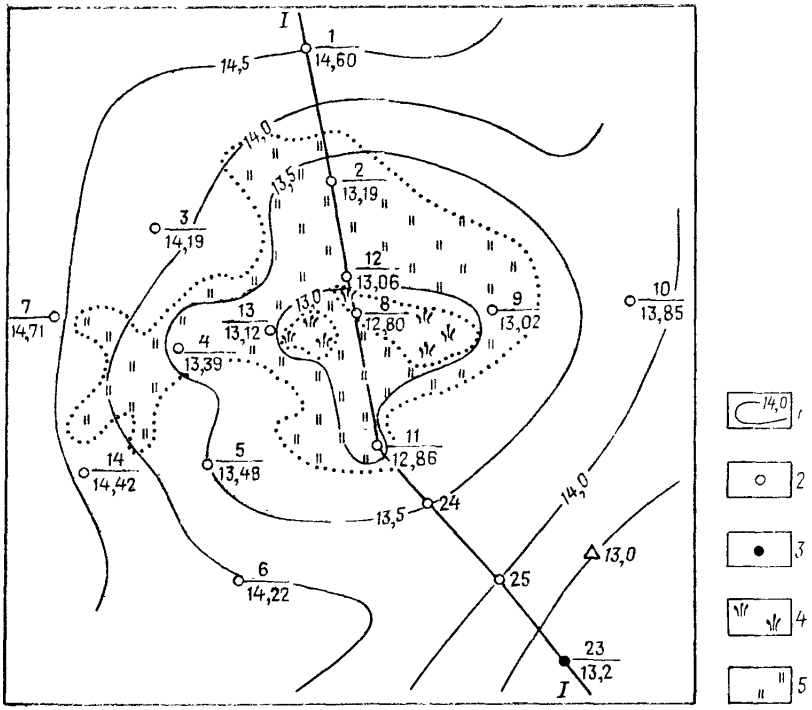


Рис. 125. Схема участка лимана:

1 — горизонтали поверхности, м; *2—3* — скважины (*2* — наблюдательная; *3* — разведочная; в числителе — ее номер, в знаменателе — отметка устья, м); *4* — участки лимана, поросшие тростником; *5* — то же, поросшие луговой растительностью и камышом; *I—I* — линия створа

скв. 23 расположена на левом склоне оврага Козловка в 380 м от скв. 45 и в 25 м от дна оврага; скв. 40 — в дне оврага Козловка. Определить направление потока, связь с ручьем, гидродинамическую роль оврага, рассчитать уклоны потока по разрезу на разных участках междуречья. Дать заключение о гидрогеологических условиях участка.

Задача 9.9.

На участке долины реки, где развиты аллювиальные отложения III надпойменной террасы, проведены изыскания для водоснабжения (рис. 127). По разведочному створу I—I построен разрез (рис. 128), по которому можно судить о гидрогеологических условиях участка. Рельеф террасы холмистый. Используя данные наблюдений за уровнем грунтовых вод по скважинам и колодцам (табл. 85), проведенных в июне — июле 1981 г., и данные об уровнях в поверхностных водоемах на тот же период времени (табл. 86), построить карты гидроизогипс и глубин залегания, определив сечение, как показано в разд. 9.5.1. Указать основные направления движения потока, определить изменение его уклона по площади, охарактеризовать структуру (форму) потока, составить заключение о гидрогеологических условиях участка (см. разд. 9.6.3).

Задача 9.10.

Исследуемый участок расположен на левобережье р. Волги, развиты I, II и III надпойменные террасы; III надпойменная терраса переходит в пологую равнину флювиогляциального происхождения (рис. 129). По наблюдениям за уровнем грунтовых вод и данным бурения (табл. 87, 88), по замерам

Таблица 81. Описание разреза по скважинам к задаче 9.7

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород
1 (14,6)	5,0 3,0 4,0 (вскрытая)	Суглинок с тонкими прослойками песка Супесь глинистая с тонкими линзами песка Песок тонкозернистый глинистый
2 (13,19)	8,0 1,0 3,7 (вскрытая)	Суглиноок легкий Супесь с линзами песка Песок тонкозернистый, глинистый
12 (13,06)	5,0 1,5 3,0 1,5 (вскрытая)	Суглинок легкий Супесь глинистая Песок тонкозернистый с линзами супеси Глина пластичная плотиая
8 (12,8)	5,0 1,5 2,2 1,5 (вскрытая)	Суглинок Супесь тонкая глинистая Песок тонкозернистый с линзой супеси Глина плотная
11 (12,86)	5,5 1,7 1,0 3,0 (вскрытая)	Суглинок Супесь тонкая глинистая Песок тонкозернистый глинистый Глина плотная
24 (13,5)	5,5 3,0 2,5 1,5	Суглинок Супесь Песок тоикозернистый глинистый Глина плотная
25 (14,0)	5,0 1,0 4,5 1,5 (вскрытая)	Суглинок Супесь Песок тонкозернистый глинистый Глина плотная
23 (13,2)	4,0 0,7 4,5 1,0 (вскрытая)	Суглинок Супесь Песок тонкозернистый глинистый Глина плотная

Таблица 82. Уровни воды в скважинах на участке лимана

Номер скважины	Отметка устья, м	Глубина грунтовых вод от поверхности земли, м		
		12/IV 1978 г.	1/VI 1978 г.	22/X 1978 г.
1	14,60	2,76	1,43	2,96
2	13,19	0,74	1,20	1,75
3	14,19	2,09	2,14	2,67
4	13,39	1,05	1,22	1,88
5	13,48	1,67	1,48	2,04
6	14,22	2,12	1,91	1,89
7	14,71	2,79	2,56	2,04
8	12,80	0,08	0,38	1,78
9	13,02	0,45	1,10	2,16
10	13,85	2,11	1,82	2,69
11	12,86	0,26	0,82	1,87
12	13,06	0,31	1,20	1,81
13	13,12	0,52	0,88	1,91
14	14,42	—	1,37	2,37
23	13,20	—	—	—
24	13,50	12,70	—	—
25	14,00	12,30	—	—

Таблица 83. Описание разреза по скважинам к задаче 9.8

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород
24 (129,3)	2,0 8,0 (вскрытая)	Покровные суглинки Супесь легкая водоносная
25 (119,0)	2,0 5,0 (вскрытая)	Супесь желто-бурая водоносная Глины плотные
26 (126,91)	2 5 6,5 1,5 (вскрытая)	Покровные суглинки Супесь легкая водоносная Глины плотные
45 (131,90)	4,3 5,5 (вскрытая)	Покровные суглинки Супесь легкая водоносная
43 (122,0)	2,8 6,0 (вскрытая)	Покровные суглинки Супесь легкая водоносная
40 (121,60)	3,5 5,5 0,5 (вскрытая)	Супесь желто-бурая Супесь легкая водоносная Глины плотные

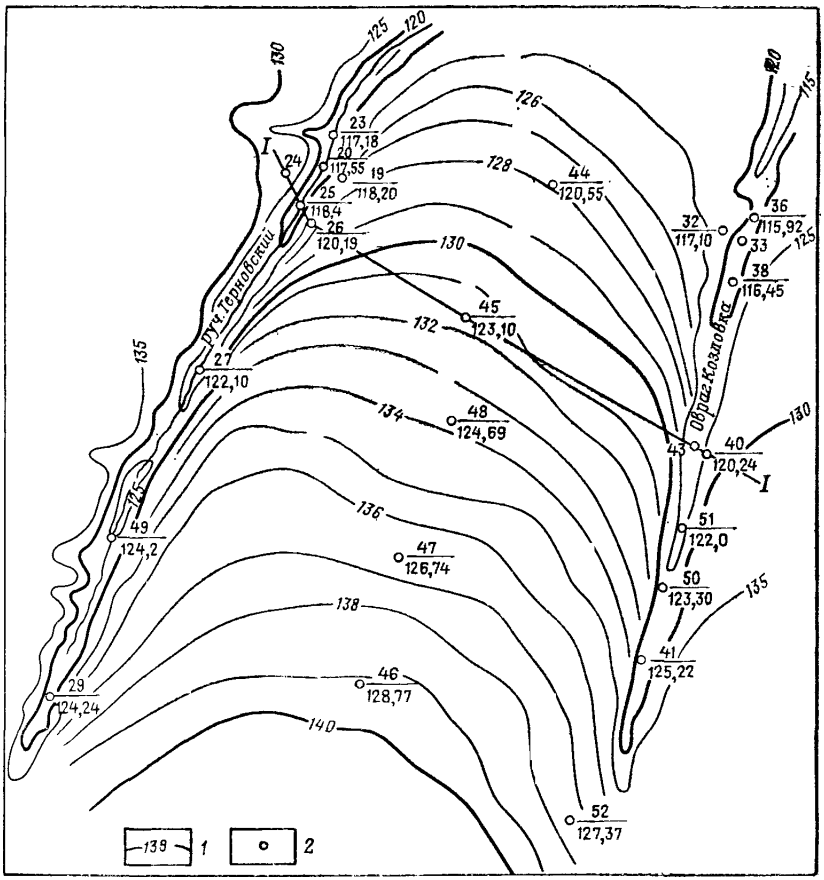


Рис. 126. Схема междуречья:

1 — горизонтали поверхности; *2* — скважина (в числителе — ее номер, в знаменателе — отметка уровня грунтовых вод, м)

урезов рек на водомерных постах, отметки которых показаны на рис. 129, построить гидрогеологический разрез и карту гидроизогипс. Показать на карте основные направления движения грунтового потока; определить величину уклона грунтового потока на различных участках и выяснить причины его изменения. Построить карту глубин залегания грунтовых вод, выделив следующие зоны: I — 0—5 м; II — 5—10 м; III — 10—15 м; IV — 15 м. Составить заключение о гидрогеологических условиях участка (см. разд. 9.6.3).

Задача 9.11.

Исследуемый участок располагается в долине р. Красной, где развиты пойменные и надпойменные террасы (рис. 130). Скважины вскрыли толщу аллювиальных супесей, песков и гравия, подстилаемых мергелистыми глинами казанского яруса перми (табл. 89). Построить гидрогеологический разрез по линии створа I—I (см. рис. 130, табл. 89). Пользуясь данными табл. 90, построить карту гидроизогипс, определив сечение, как показано в разд. 9.5.1. Построить карту глубин залегания грунтовых вод со следую-

Таблица 84. Уровни воды в скважинах на 1/IX 1977 г.

Номер скважины	Отметка устья, м	Глубина до воды, м	Отметка уровня воды, м	Номер скважины	Отметка устья, м	Глубина до воды, м	Отметка уровня воды, м
25	119,04	0,90	118,14	46	139,12	10,35	128,77
26	126,81	6,66	120,19	41	127,42	2,20	125,22
45	131,88	8,38	123.10	44	127,75	7,20	120,55
40	121,64	1,40	120,24	38	117,33	0,88	116,45
27	123,18	1,08	122,10	20	118,00	0,45	117,55
48	134,23	9,54	124,69	19	126,77	8,57	118,20
51	123,5	1,50	122,0	32	124,33	7,23	117,10
49	124,9	0,70	124,2	36	116,67	0,75	115,92
47	135,74	10,0	126,74	23	117,68	0,50	117,18
50	125,32	2,02	123,30	52	137,20	9,83	127,37
29	127,74	1,50	124,24				

Таблица 85. Уровни воды в скважинах, колодцах и шурфах на июль 1981 г.

Номер горной выработки по карте	Отметка устья, м	Номер горной выработки по карте	Отметка устья, м	Номер горной выработки по карте	Отметка устья, м
1	97,14	18	100,48	34	101,74
2	94,29	19	93,80	35	100,50
3	93,10	20	98,17	36	99,15
4	89,54	21	93,00	37	99,76
5	89,42	22	96,72	38	98,50
6	95,33	23	99,96	39	84,08
7	92,67	24	95,10	40	79,95
8	97,20	25	98,94	41	85,09
9	95,35	26	98,86	42	102,56
10	92,13	27	100,46	43	86,79
11	94,99	28	105,75	44	78,45
12	97,39	29	96,36	45	77,64
13	91,96	30	104,09	46	71,39
14	97,24	31	99,0	47	78,60
15	89,75	32	82,72	54	90,00
16	93,88	33	103,22	55	96,50
17	95,58				

Таблица 86. Уровни воды в поверхностных водоемах на июль 1981 г.

Водоем	Отметка уреза водоема, м
Р. Наумка (среднее течение)	83,2
Р. Белая (верхнее течение)	89,3
Р. Белая (среднее течение)	77,5
Оз. Круглое	94,2
Р. Тихая (верхнее течение)	93,8
Р. Тихая (среднее течение)	87,7
Оз. Кривое (северо-западный участок)	98,1

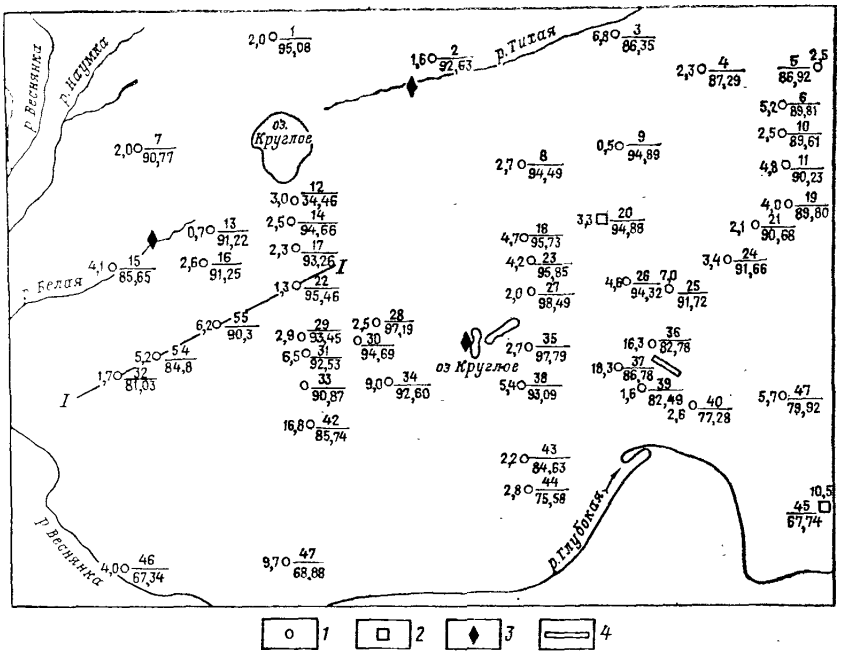


Рис. 127. Схема участка долины реки:
1—2 — соответственно скважина и колодец (справа в числителе — номер, в знаменателе — отметка уровня грунтовых вод, м; слева — глубина до воды, м); *3* — водомерный пост; *4* — водозабор подземных вод

щими интервалами: I зона — от 0 до 4 м; II зона — от 4 до 6 м; III зона — более 6 м.

Задача 9.12.

По карте гидроизогипс, построенной для одного из районов Центрального Казахстана, дать описание гидрогеологических условий района, обратив

Таблица 87. Уровни воды в скважинах по данным на март 1981 г.

Номер выработки	Глубина до уровня, м	Номер выработки	Глубина до уровня, м	Номер выработки	Глубина до уровня, м
1	2,0	13	0,6	25	6,3
2	1,5	14	2,7	26	7,1
3	6,3	15	2,2	27	5,0
4	2,0	16	5,1	28	4,8
5	2,0	17	4,7	29	6,7
6	1,2	18	5,1	30	6,8
7	3,6	19	7,0	31	3,2
8	0,4	20	0,6	32	7,7
9	1,1	21	1,3	33	4,0
10	3,8	22	3,6	34	3,2
11	3,5	23	2,1	35	2,0
12	1,5	24	2,8		

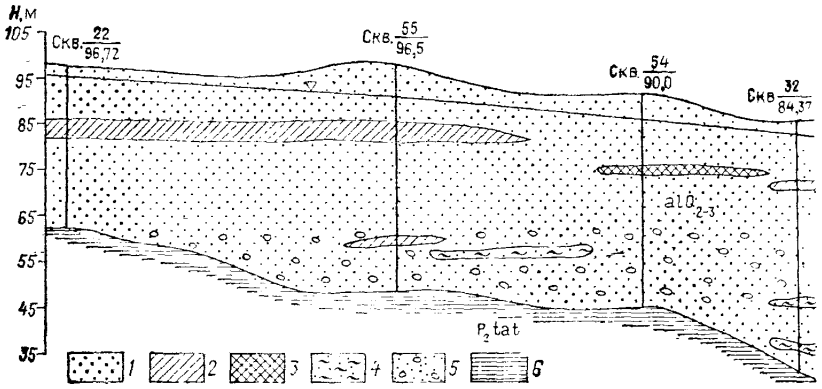


Рис. 128. Гидрогеологический разрез по линии I—I (см. рис. 127):
1 — мелкозернистые пески; *2* — суглинки; *3* — торфяники; *4* — иловатые глины; *5* — гравий; *6* — плотные глины

Таблица 88. Описание разреза по скважинам к задаче 9.10

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород
33 (74,4)	0,3 1,7 20,0 (вскрытая)	Почва Суглинки пылеватые Пески разнозернистые
32 (82,0)	2,5 17,5 1,8 9,0 (вскрытая)	Суглинки пылеватые Пески разнозернистые Суглинки плотные Пески крупнозернистые с гравием и галькой
26 (82,5)	3,5 21,5 0,8 5,0	Суглинки пылеватые Пески разнозернистые Суглинки плотные Пески крупнозернистые с гравием и галькой
21 (76,7)	0,8 18,0 2,0 2,5	Суглинки пылеватые Пески разнозернистые Супесь пылеватая Пески крупнозернистые с гравием и галькой
20 (79,9)	1,8 23,5 1,3 2,3	Суглинки пылеватые Пески разнозернистые Суглинки плотные Пески разнозернистые с гравием

Таблица 89. Описание разреза по скважинам к задаче 9.11

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород
32 (105)	0,3 2,8 6,8 1,45 (вскрытая)	Почва Супесь Песок крупнозернистый Глина тонкоплитчатая
33 (109)	0,3 3,7 2,4 6,6 2,5 (вскрытая)	Почва Песок разнозернистый Супесь Песок крупнозернистый Глина тонкоплитчатая
35 (110)	0,3 4,5 2,8 7,0 2,9 (вскрытая)	Почва Песок разнозернистый Супесь Песок крупнозернистый Глина тонкоплитчатая
38 (109,8)	0,3 1,5 4,6 5,0 3,3 1,55 (вскрытая)	Почва Песок разнозернистый Супесь Песок среднезернистый Песок крупнозернистый Глина тонкоплитчатая
41 (104,9)	0,3 1,3 1,4 12,4 2,15 (вскрытая)	Почва Песок разнозернистый Супесь Песок крупнозернистый Глина тонкоплитчатая
43 (103,8)	0,3 7,5 4,0 1,25 (вскрытая)	Почва Супесь Песок крупнозернистый Глина тонкоплитчатая
45 (96,0)	0,3 1,2 2,5 2,1 2,2	Почва Торф Суглинок Песок крупнозернистый Песчаник

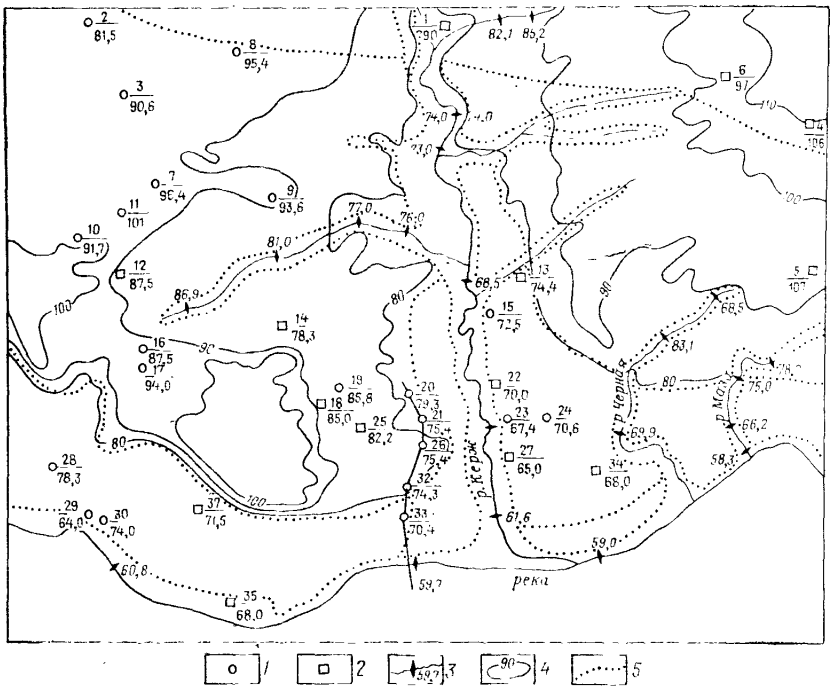


Рис. 129. Схема участка долины левобережья р. Волги:

1—2 — соответственно скважина и колодец (в числителе — номер, в знаменателе — отметка уровня грунтовых вод, м); *3* — отметка уреза реки, м; *4* — горизонтали поверхности; *5* — границы между геоморфологическими элементами

Таблица 90. Отметки скважин на август 1971 г.

Номер скважины	Отметка устья, м	Номер скважины	Отметка устья, м	Номер скважины	Отметка устья, м
1	95,5	18	118,0	35	109,75
2	109,0	19	117,5	36	110,15
3	115,5	20	115,3	37	109,93
4	95,0	21	110,0	38	109,8
5	101,0	22	107,3	39	109,2
6	115,0	23	117,25	40	105,6
7	105,0	24	109,02	41	104,9
8	108,5	25	102,4	42	103,7
9	113,0	26	109,42	43	103,8
10	114,5	27	105,68	44	97,7
11	110,5	28	99,9	45	96,0
12	110,0	29	104,5	46—51	—
13	105,62	30	99,87	(источники)	
14	110,5	31	100,10	52	115,0
15	109,5	32	105,10	53	112,5
16	107,0	33	109,97	54	110,5
17	99,0	34	109,92		

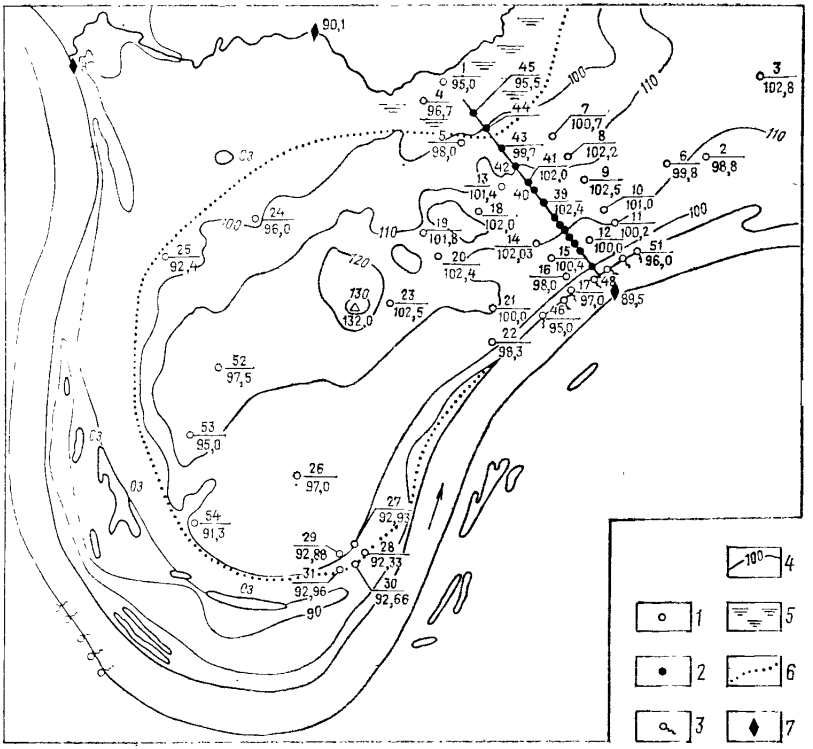


Рис. 130. Схема участка излучины р. Красной:

1—3 — соответственно наблюдательная и разведочная скважины, источник (в числителе — номер, в знаменателе — отметка уровня грунтовых вод, м); *4* — горизонтали поверхности земли, м; *5* — заболоченные участки; *6* — граннцы между геоморфологическими элементами; 7 — водомерный пост

внимание на характер поверхности грунтовых вод, изменение ее уклона. Выяснить условия питания и дренирования водоносного горизонта, характер связи с рекой и озерами (рис. 131). Объяснить, чем определяется горько-соленый вкус вод в большинстве озер района.

Задача 9.13.

По карте гидроизогипс на период межени (рис. 132) дать описание гидрогеологических условий участка. Описать форму поверхности подземных вод, условия питания и дренирования водоносного горизонта. Оценить роль тектонических разломов в формировании поверхности подземных вод, высказать предположения об условиях обводненности месторождения в процессе его разработки.

Контрольные вопросы

1. Что называют гидроизогипсами и изобатами? 2. Назовите главные особенности построения карты гидроизогипс. 3. Как строится карта глубин залегания грунтовых вод? 4. Назовите последовательность построения карт гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод. 5. Назовите последовательность анализа карты гидроизогипс и приведите содержание объяснительной записки к ней.

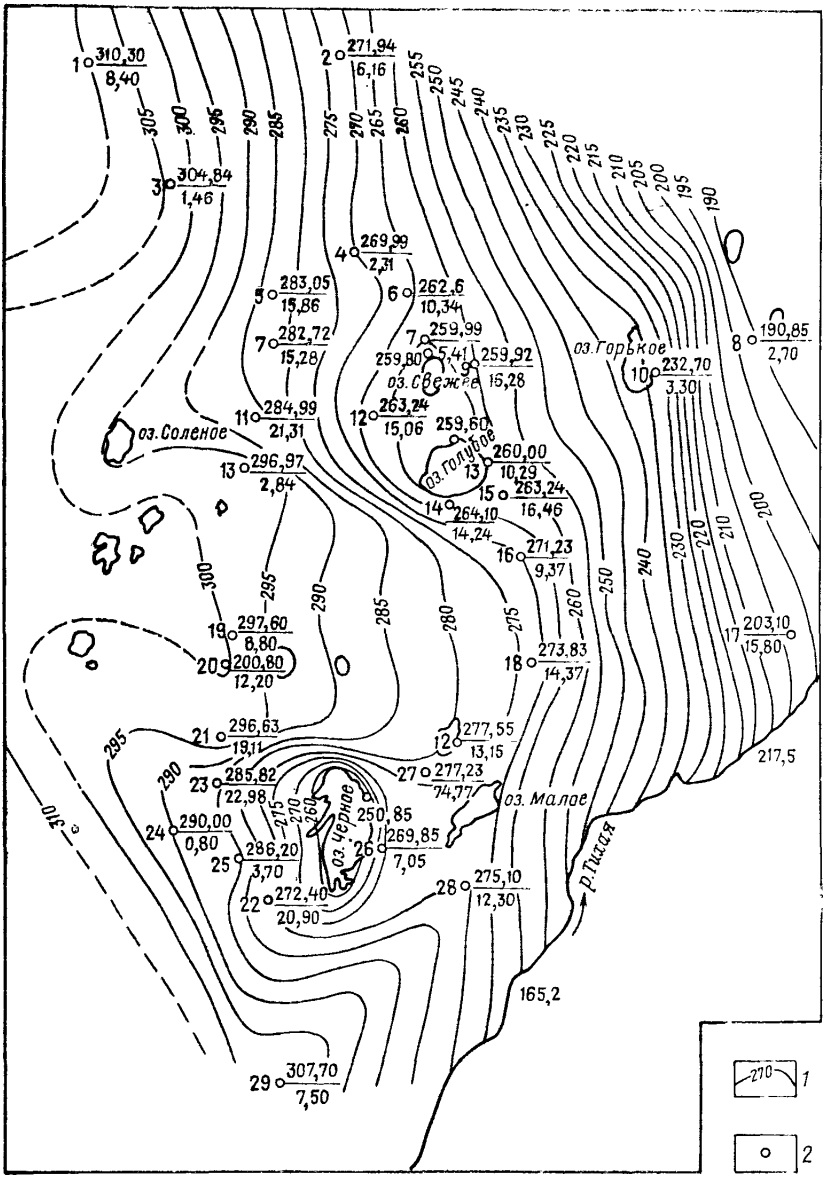


Рис. 131. Карта гидроизогипс на 31/VII 1981 г.:

1 — гидроизогипсы, м; *2* — скважина (справа ее номер, слева в числителе — отметка уровня грунтовых вод, м, в знаменателе — глубина до воды, м)

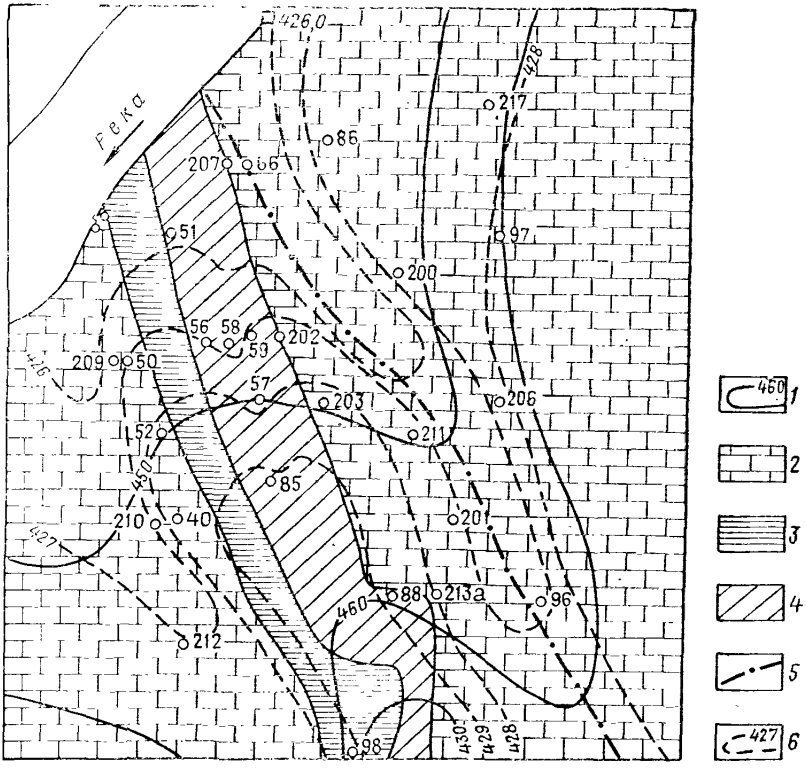
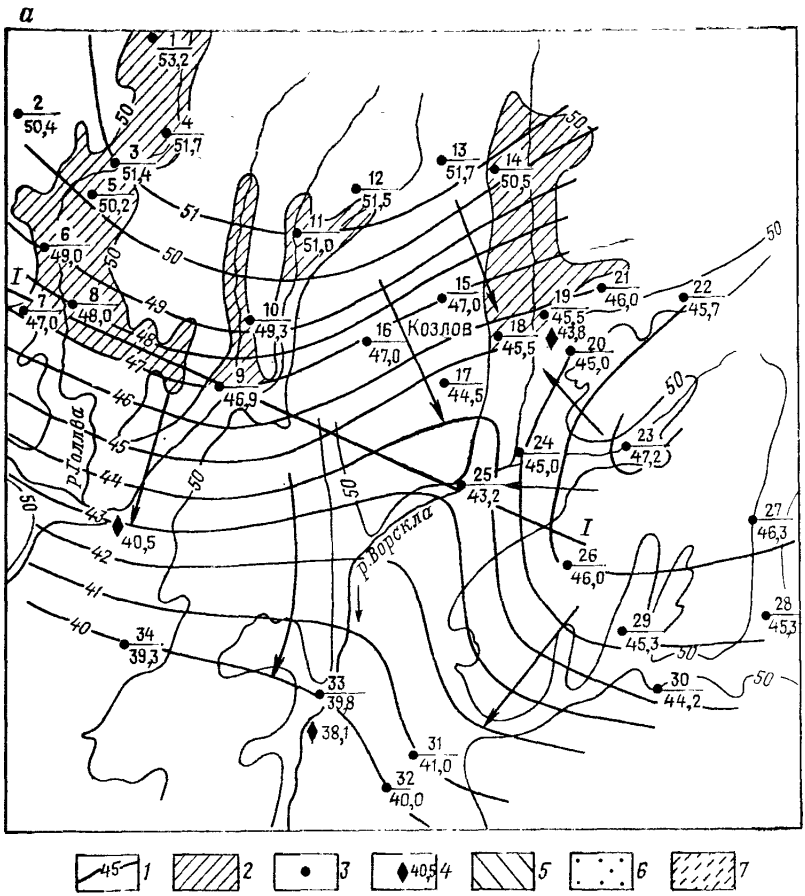


Рис. 132. Карта гидроизогипс (на период межени):
1 — гидроизогипсы, м; *2* — известняки; *3* — сланцы; *4* — рудное тело; *5* — линия разлома; *6* — горизонтали поверхности, м

9.7. ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ПЬЕЗОИЗОГИПС

Особенности залегания и условия формирования напорных вод, условия их движения, питания и разгрузки комплексно отображаются в форме пьезометрической поверхности. Влияние различных факторов неравноценно, и при построении карт надо уметь устанавливать и учитывать главные из них.

Условия питания и разгрузки напорных вод определяют виды их связи с внешней средой. При интенсивном поступлении питания через гидрогеологические «окна» или слабопроницаемые отложения кровли или подошвы на пьезометрической поверхности могут формироваться пьезомаксимумы наподобие подземных водоразделов в грунтовых водах. Наоборот, при такой разгрузке напорных вод на их пьезометрической поверхности будут образовываться пьезоминимумы. Соотношение отметок пьезометрического уровня напорных вод в областях их питания



и разгрузки определяет общую форму и положение пьезометрической поверхности в пределах всего водоносного горизонта или комплекса. Изменение фильтрационных свойств и мощности водоносных пород фиксируется в рельефе пьезометрической поверхности, что следует из анализа уравнения Дарси (тема 6).

9.7.1. Виды пьезометрических карт и их назначение

Пьезометрические карты характеризуют изменение состояний ГГС, т. е. ее гидродинамический режим (изменение потенциальной энергии в потоке). К ним относятся карты пьезоизогипс, избыточных напоров и изобар, которые строят в изолиниях или зонах. *Изопьезами* называются линии, соединяющие точки с одинаковыми отметками пьезометрических уровней. Совокупность таких линий в плане образует *карту изопьез* (рис. 133, *а*). Изопьезы являются линиями напоров, а линии, проведенные

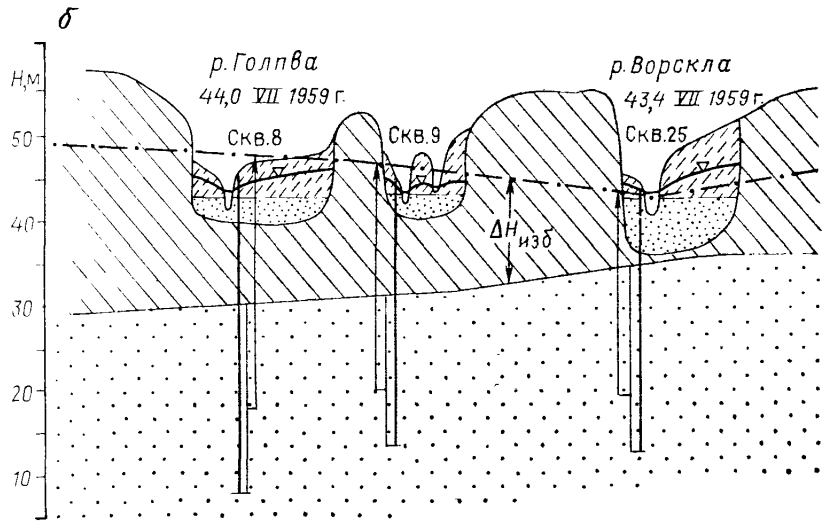


Рис. 133. Карта пьезоизогипс (*а*) и схематический гидрогеологический разрез (*б*):

1 — пьезоизогипса и ее отметки; *2* — область возможного самоизлива; *3* — эксплуатационная скважина (в числителе — ее номер, в знаменателе — отметка пьезометрического уровня, м); *4* — водомерный пост с отметкой уровня воды в реке, м. На разрезе: *5* — водоупорные породы; *6* — водоносные пески; *7* — аллювиальные суглинки. Стрелками показано направление движения артезианских вод на карте

перпендикулярно к ним, показывают направление движения потока и называются *линиями токов*. Карты пьезоизогипс в отметках пьезометрических уровней строят для неглубоко (до 1,5 км) залегающих пресных или слабоминерализованных вод. Глубокозалегающие воды имеют различную минерализацию, а следовательно, и плотность. В этом случае карты строят в отметках приведенных пьезометрических уровней [33, 34]. *Изобарами* называют линии, соединяющие точки с одинаковыми значениями пластовых давлений P, а систему этих линий на плоскости — *картой изобар*.

Избыточный напор $\Delta H_{изб}$ — это высота столба воды над кровлей пласта, характеризующая дополнительный (по отношению к атмосферным условиям) напор, под которым находятся подземные воды в данном водоносном горизонте (см. рис. 133, *б*). Определяется он как разность отметок кровли и пьезометрической поверхности. Аналогичное содержание имеет понятие *избыточное пластовое давление*. Карты избыточных напоров (или давлений) показывают зоны с одинаковой их величиной, строятся в цветовой окраске наподобие гипсометрических.

9.7.2. Построение карты пьезоизогипс

Исходные данные. Фактическим материалом служат отметки пьезометрического уровня, измеренные в зоне естественных выходов напорных вод (источники), а также в скважинах, колодцах и других горных выработках. В областях питания и разгрузки, где напорные воды обычно переходят в грунтовые, используют отметки урезов рек, озер, болот, находящихся в гидравлической связи с изучаемым водоносным горизонтом. Принимают во внимание также и линии зон тектонических разломов, установленных как непроницаемые или как проницаемые зоны. Они играют роль барьеров или очагов разгрузки напорных вод. Для построения карты избыточных напоров и установления мест расположения областей питания и разгрузки дополнительно необходимы карты рельефа кровли водоносного горизонта и поверхности земли.

Фактический материал оценивается по качеству и наносится на карту условными знаками, справа от знака в числителе записывается номер водопункта, а в знаменателе — отметка пьезометрического уровня, слева — глубина до кровли или избыточный напор. При значительном объеме фактического материала на карте могут быть оставлены только опорные пункты.

Особенности построения карт пьезоизогипс. Нередко используют разновременные замеры уровней и ведут интерполяцию отметок в точках, расположенных на разных склонах речных долин, оврагов и т. п. Это связано с тем, что напорные воды залегают глубоко, практически не связаны с гидрографической сетью (за исключением крупных речных долин), поэтому их естественный уровень в пределах области развития избыточного напора почти не испытывает колебаний во времени (если не нарушается эксплуатацией) и не претерпевает изменений на участках небольших рек и других поверхностных водотоков. На картах пьезоизогипс вследствие этого обычно не ставят дату ее построения, за исключением случаев, когда карты строят на определенные периоды (обычно годы) для характеристики изменений, связанных с эксплуатацией напорных вод.

Построение ведется в соответствии с последовательностью, изложенной в разд. 9.5.2. При этом имеют в виду следующие рекомендации.

1. Ненадежной информацией могут быть уровни, измеренные в эксплуатационных скважинах без их остановки для восстановления уровня. Если поправки ввести нельзя, то такие данные исключаются. Затем оценивается средний перепад уровней между соседними точками: он должен как минимум в 5—10 раз превышать точность их измерения. Это важно, так как в отличие от грунтовых вод напорным свойственна небольшая величина градиента и в силу этого при невысокой точности измерения и при небольших перепадах уровней построенная карта

может отобразить не реальную пьезометрическую поверхность, а погрешность измерения.

2. Путем анализа фактического материала устанавливают главные направления, по которым наблюдается максимальное изменение градиента потока. По этим направлениям строят гидрогеологические разрезы, как указано в разд. 9.4. Затем выбирают рациональное сечение изогипс, как указано в разд. 9.5.1.

3. После этого на карте выделяют участки, где отметки пьезометрического уровня ниже отметок кровли водоносного горизонта (зона с нулевым избыточным напором), затем участки возможной гидравлической связи данного горизонта с другими горизонтами, с реками, разбивая тем самым всю площадь на ряд как бы «самостоятельных» в гидродинамическом отношении фрагментов, и в пределах каждого из них ведут линейную интерполяцию по главным направлениям изменения градиента согласно правилам, изложенным в разд. 9.6.2.

4. В области с нулевым избыточным напором напорные воды переходят в грунтовые, поэтому такие участки являются областями инфильтрационного питания и создания напоров или областями разгрузки. Выделяют участки возможного самоизлива (где пьезометрические уровни превышают отметки поверхности земли). Стрелками указывают региональное направление движения напорных вод. Таким образом, на карте устанавливают границы гидродинамической системы и виды ее связей с внешней средой и инженерными объектами, например водозаборными скважинами и т. п.

5. Оценивают погрешности измерения и интерполяции уровней [8], отмечают участки разной обоснованности фактическим материалом.

6. Разрабатывают условные обозначения. К главным из них относят: пьезоизогипсы, направление движения воды, участки возможного самоизлива, области питания и создания напора, виды разгрузки, остальные — к второстепенным. Размещают условные обозначения в порядке убывания их значимости.

9.7.3. Анализ и чтение карт пьезоизогипс

По карте пьезоизогипс можно определить: а) направление движения; б) градиент потока; в) наличие взаимосвязи с речной сетью; г) возможное местоположение областей питания и разгрузки; д) построить гидродинамическую сетку потока, определить его форму и структуру, относительное изменение водопроводимости пласта по площади. При наличии стратоизогипс кровли и топографической основы с горизонталями в любой точке карты можно найти: а) глбину до пьезометрического уровня; б) глубину до кровли водоносного горизонта и величину избыточного напора; в) зоны возможного самоизлива. На участках, где известны значения коэффициентов фильтрации и мощность пласта, можно определить скорость движения и есте-

ственный расход потока (его ресурсы), модуль подземного (глубинного) стока напорного водоносного горизонта. Определение названных характеристик рассмотрено в теме 6.

Карта пьезоизогипс характеризует гидродинамические особенности водоносного горизонта или комплекса и с этих позиций является основной характеристикой гидродинамической системы (ГДС). Она характеризует: свойства этой системы (градиент, относительное изменение водопроводимости, скорости или расхода потока), ее структуру (соотношение линий тока и напора, форму и мерность потока), виды ее внешних связей с реками, атмосферой, другими ГГС (совершенное или несовершенное дренирование, гидрогеологические «окна», перетекание через разделяющие слои и т. п.), типы взаимодействий (сосредоточенная или рассеянная фильтрация, под действием гидростатического или геостатического напора, стационарная или нестационарная).

Анализ и чтение карты выполняют в следующей последовательности: 1) выявляют распространение напорных вод по площади и общий характер пьезометрической поверхности; устанавливают ее гидродинамические границы; 2) анализируют глубину залегания водоносного горизонта и ее изменение по площади; 3) характеризуют состав водосодержащей толщи и изменение ее мощности; 4) устанавливают направление движения подземных вод, описывают рельеф пьезометрической поверхности, указывают возможные причины, обусловливающие эти изменения; 5) определяют области и виды возможного питания и разгрузки, участки возможного самоизлива; 6) оценивают виды связи напорных вод с речными долинами и соседними горизонтами (главным образом по анализу разрезов); выявляют главные процессы, определяющие движение подземных вод и их взаимодействие с внешней средой; 7) по результатам анализа составляют краткую записку в той же последовательности.

Задача 9.14.

На рис. 133 представлен участок водоносного горизонта, приуроченного к пескам палеогена, залегающим на глубинах 30—40 м от поверхности земли. Кровля напорных вод залегает практически горизонтально и имеет отметку 20 м. Воды вскрыты значительным числом скважин, часть которых интенсивно эксплуатируется (г. Козлов). В табл. 91 приведены данные, характеризующие гидрогеологические условия участка. Расположение скважин показано на рис. 133, также приведены отметки уровней воды, полученные при обследовании скважин в октябре 1970 г. и принятые к построению карты. Уровень измерялся с точностью до 1 см.

Требуется: 1) построить гидрогеологический разрез и карту пьезоизогипс; 2) выявить главные особенности ГДС; 3) составить краткое заключение по карте и разрезу.

Р е ш е н и е. 1. Проанализируем фактический материал. Отметки уровней воды получены при обследовании всех скважин в октябре 1970 г. Разность уровней соседних скважин практически везде превышает в 10 раз точность измерений уровней. Это дает право принять к построению все данные.

2. Выбираем генеральные линии интерполяции: они направлены по падению отметок с севера на юг и с северо-востока на юго-запад. Определяем

Таблица 91. Исходные данные к задаче 9.14

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Отметка уровня воды, м
8 (47,0)	6,0	Аллювиальный суглинок, ниже водоносные пески	46,1
	10,5	Глины палеогена	
	21,3	Пески палеогена среднезернистые (водопроводимость 500 м²/сут)	48,0
9 (46,3)	5,5	Аллювиальный суглинок, водоносные пески	45,8
	8,8	Глины палеогена	
	18,5	Пески палеогена среднезернистые	46,9
25 (44,4)	8,0	Аллювиальный суглинок, водоносные пески	43,9
	1,0	Глины палеогена	
	23,5	Пески палеогена среднезернистые (водопроводимость 450 м²/сут)	43,2

рациональное сечение пьезоизогипс по формуле (9.2). Вначале по формуле (9.3) находим по карте среднюю разность $\Delta H_{ср}$ по значениям уровней в соседних точках наблюдений H_i и H_j. Приняв к расчету 35 пар таких разностей, получим $\Delta H_{ср}=1{,}8$ м. Тогда минимальная величина сечения пьезоизогипс $\Delta H=2\Delta H_{ср}=3{,}6$ м. Следовательно, основные пьезоизогипсы целесообразно провести не менее чем через 3 м. Они будут достаточно достоверно характеризовать форму потока.

3. Строим гидрогеологический разрез, пользуясь последовательностью, приведенной в разд. 9.4. Примем вертикальный масштаб равным 1 : 1000, горизонтальный по масштабу карты — 1 : 500 000. По данным табл. 91, сняв с карты рельеф и местоположение скважин, строим для каждой литологическую колонку, коррелируем их по линии профиля и выделяем водоносный горизонт. Наносим у скважин отметки уровней и проводим пьезометрическую линию (см. рис. 133, *б*).

Из анализа мощности слоя, отделяющего аллювиальные отложения от водоносных песков палеогена, делаем вывод о возможности гидравлической связи напорных вод с водами речной долины и р. Ворсклы и об отсутствии такой связи для района долины р. Голпвы. Это подтверждается анализом соотношения отметок уровней воды в реке 43,4 м, в аллювии — 43,9 м и в скв. 25—43,2 м. Отмечаем стрелками направление движения и характер взаимосвязи. Делаем вывод о возможности интерполяции отметок в широтном направлении в районе долины р. Голпвы. В долине р. Ворсклы это сделать нельзя, скважины левого и правого берегов интерполируются раздельно. Пользуясь приемами линейной интерполяции (см. разд. 9.6), намечаем пьезоизогипсы вдоль направлений скважин: 1—8—34; 12—9—34; 13—17—25; 23—24—25; 27—29—32 и окончательно дорисовываем карту.

4. Проанализируем карту и выявим главные особенности ГДС. Рассматриваемый участок охватывает только часть ГГС, так как выходов водоносных пород палеогена на поверхность земли нет (глубина до кровли на севере 30 м, на юге — 10 м). На западе гидродинамическая структура потока простая — поток плоскопараллельный с градиентом около 0,0002, на востоке — сложная, что связано с воздействием водозаборных скважин, активно эксплуатирующих воды палеогена в районе г. Козлова. В результате сформировалась воронка депрессии, которая вытянута к северу и по длинной

Таблица 92. Гидрогеологическая характеристика участка

Номер скважины (отметка устья,м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Отметка уровня воды, м
13	6,5	Аллювиальные водоносные пески	195,0
(196,3)	5,5	Межморенные водоносные пески	195,0
12	10,0	Моренные суглинки, глины с галькой	—
(200)	12,0	Межморенные водоносные пески	195,8
	3,0 (вскрытая)	Моренные плотные суглинки	—
11	1,0	Надморенные пески	—
(203)	10,0	Моренные суглинки, глины с галькой	—
	13,0	Межморенные водоносные пески	197,0
	10,0	Моренные суглинки и глины с линзами песка	—
	8,0	Подморенные водоносные пески	200,0
10	4,0	Надморенные пески	—
(204,5)	8,0	Моренные суглинки, глины с галькой	—
	21,0	Межморенные водоносные пески	201,0
	19,0	Моренные суглинки и глины с прослойками песка	—
	8,0 (вскрытая)	Подморенные водоносные пески	203,0
9	6,0	Надморенные пески	—
(205)	9,0	Моренные суглинки	—
	22,0	Межморенные водоносные пески	203,0
	11,0	Моренные суглинки и песчаные глины	—
	8,0 (вскрытая)	Подморенные водоносные пески	205,0

оси имеет около 80 км, ширина ее около 50 км. К югу, по-видимому, интенсивность эксплуатации уменьшается и воронка исчезает. На востоке поток радиально-расходящийся, по долине р. Ворсклы — радиально-сходящийся. К северу уклон потока увеличивается примерно вдвое до 0,0004, к югу уменьшается в 1,5—2 раза и составляет 0,0001; также меняется скорость фильтрации, так как фильтрационные свойства водоносного горизонта относительно постоянны. Об этом свидетельствует равномерное расположение пьезоизогипс на западе участка, где естественный поток не осложнен влиянием эксплуатации. Этот вывод подтверждают данные о водопроводимости пласта (см. табл. 91). Региональное движение потока направлено с севера на юг; взаимодействие с речной сетью проявляется только вдоль долины р. Ворсклы; с атмосферой поток на рассматриваемом участке не связан. Основные области питания располагаются к северу, разгрузки — к юго-юго-западу и находятся за границами рассматриваемого участка, о чем свидетельствует отсутствие зон с нулевым избыточным напором. Области возможного самоизлива вод палеогена располагаются в пределах речных долин Ворсклы и Голпвы (внутри горизонтали 50 м), выше изопьез 47 м (р. Голпва) и 45 м (р. Ворскла). Местной областью питания в районе г. Козлова является долина р. Ворсклы, воды которой участвуют в формировании эксплуатационных дебитов водозаборных скважин одновременно с водами палеогенового водоносного горизонта. Здесь между ними существует сложная гидравлическая связь, что видно из анализа разреза. Естественный расход потока, идущий к основной области разгрузки в зоне гидроизогипс 40—41 м, определим по Дарси — $Q=TBI=500\cdot7\cdot10^4\cdot10^{-4}=3500$ м^3/сут; с севера поступает (изопьеза 51 м) $Q=400\cdot10^5\cdot2\cdot10^{-4}=8000$ м^3/сут, с востока (район с. Федоровки, изопьеза 46 м) $Q=400\cdot6\cdot10^4\cdot2\cdot10^{-4}=4800$ м^3/сут. В сумме из

области питания поступление равно 12 800 м³/сут, в область разгрузки к югу уходит 3500 м³/сут, следовательно, 9300 м³/сут привлекается к водоотбору скважинами.

5. Построенная карта достаточно характеризует форму пьезометрической поверхности потока, так как скважины относительно равномерно располагаются на исследуемой площади.

6. Условные обозначения к карте и разрезу несложны и показаны на рис. 133. Составим краткую записку, пользуясь последовательностью, приведенной в разд. 9.7.3. Напорные воды приурочены к пескам палеогена, распространены в пределах всего участка, залегают на небольшой глубине, характеризуются, повидимому, горизонтально-вертикальным водообменом, последний активно проявляется по долине р. Ворсклы. Естественный режим напорных вод на значительной части участка нарушен эксплуатацией, о чем свидетельствует обширная воронка депрессии. Поток вод имеет сложную связь с р. Ворсклой и практически не связан с р. Голивой.

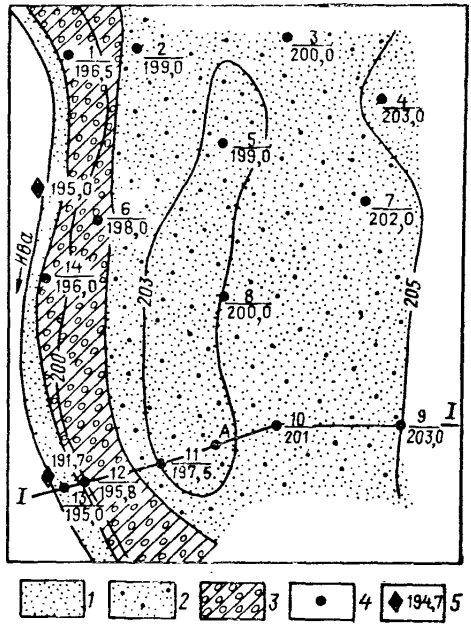


Рис. 134. Схематическая геолого-литологическая карта одного из районов Белоруссии (по Г. В. Богомолову):

1 — аллювиальные пески; *2* — надморенные флювиогляциальные пески; *3* — морена; *4* — разведочная скважина (в числителе — ее номер, в знаменателе — отметка уровня межморенного водоносного горизонта, м); *6* — водомерный пост и отметка уреза воды в реке, м

Задача 9.15.

Пользуясь условиями задачи 9.14, охарактеризовать изменения, которые произойдут в рельефе пьезометрической поверхности и взаимосвязи с речными и грунтовыми водами долины р. Ворсклы в результате уменьшения водоотбора из ряда скважин. В этом случае отметки примут значения: скв. 17—45,5 м, скв. 18—46,6 м, скв. 19 — 46,6 м, скв. 20 — 46,0 м, скв. 21 — 47,0 м, скв. 22 — 47,7 м, скв. 24—46,0 м, скв. 25—45,0 м.

Требуется: а) построить карту пьезоизогипс для новых условий; б) нарисовать разрез через долины рек с учетом новой отметки в скв. 25 и установить характер гидравлической связи вод неогена с р. Ворсклой; в) описать гидродинамическую структуру потока и ее изменение по сравнению со структурой, описанной в задаче 9.14; г) вычислить и определить изменение в естественных расходах потока, сравнив их с расходами, приведенными в задаче 9.14.

Задача 9.16.

При изысканиях для водоснабжения скважинами были вскрыты межпластовые напорные воды в межморенных флювиогляциальных песках, крупно- и разнозернистых, средний коэффициент фильтрации которых составил 10 м/сут. Требуется: 1) построить гидрогеологический разрез по данным, приведенным в табл. 92 и на рис. 134, пользуясь последовательностью, изложенной в разд. 9.4, найти по скважинам величину избыточного напора, рассчитать величину водопроводимости пласта и ее среднее значение, выявить характер связи напорных вод с речными и с атмосферой; 2) построить карту пьезоизогипс, пользуясь данными, приведенными на рис. 134, и последова-

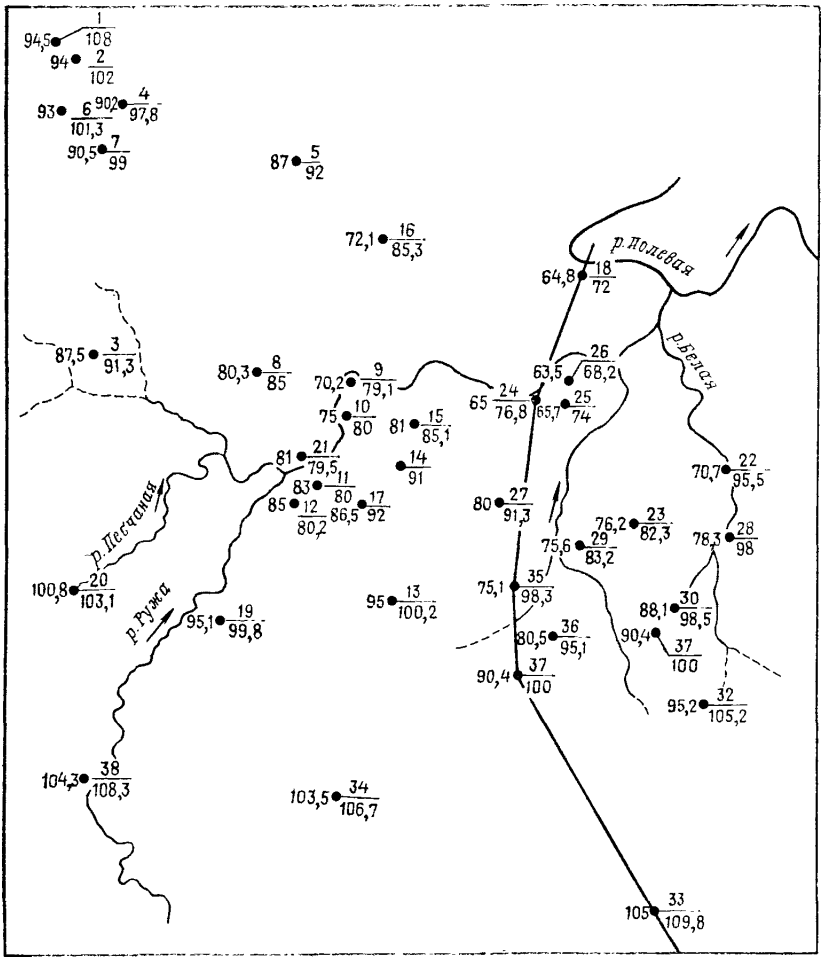


Рис. 135. Схема расположения скважин в долине р. Ружи для построения карт пьезоизогипс окского и каширского водоносных горизонтов (в числителе слева — номер скважины, в знаменателе — отметка пьезометрического уровня окского водоносного горизонта, м, справа — отметка пьезометрического уровня каширского водоносного горизонта, м)

тельностью составления (см. разд. 9.7.2); определить, на какой глубине при бурении будет встречена вода в точке *А*, вычислить уклон потока на участке скв. 9—10, 10—11; 3) провести анализ построенной карты, пользуясь рекомендациями, изложенными в разд. 9.7.3; 4) выявить границы ГДС и указать области и виды питания и разгрузки (см. тему 2); 5) охарактеризовать виды связи напорных вод с речными, атмосферой и подморенным водоносным горизонтом; определить естественный расход потока (по Дарси) по его восточной границе (вдоль горизонтали 205).

Задача 9.17.

В долине р. Ружи расположены крупные населенные пункты, для водоснабжения которых используются подземные воды, заключенные в извест-

Таблица 93. **Гидрогеологическая характеристика участка**

Номер скважины (отметка устья,м)	Мощность слоя,м	Литологическая характеристика пород	Отметка уровня воды,м
18	21	Аллювиальные водоносные пески	91,0
(98,7)	17	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	91,0
	12	Глина карбона (каширский горизонт)	—
	63	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые, водоносные	64,8
	23	Глины карбона (верейский горизонт)	—
	34 (вскрытая)	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые, водоносные	72,0
24	20	Аллювиальные водоносные пески	91,0
(98,5)	19	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	91,0
	19	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	64	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые водоносные	65,0
	20	Глины карбона (верейский горизонт)	—
	43 (вскрытая)	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые водоносные	76,8
35	15	Четвертичные суглинки	—
(152,7)	47	Юрские глины	—
	28	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	125,1
	16	Глины с песком (каширский горизонт)	—
	53	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые, водоносные	75,1
	9	Глины с песком (верейский горизонт)	—
	21	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые водоносные	98,3
	21	Глины карбона (тульский горизонт)	—
37	17	Четвертичные суглинки	—
(152,5)	45	Верхнеюрские глины	—
	24	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	141,6
	3	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	80	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые, водоносные	90,4
	3	Глины карбона (верейский горизонт)	—
	50	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые, водоносные	100,0
	53	Глины карбона (тульский горизонт)	—
33	10	Четвертичные суглинки	—
(162)	63	Юрские глины	—
	40	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	152,0
	18	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	65	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые, водоносные	105,0
	12	Глины карбона опесчаненные (верейский горизонт)	—
	42	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые водоносные	109,8

Таблица 94. Гидрогеологическая характеристика участка

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Отметка уровня воды, м
2 (128,8)	26	Четвертичные суглинки	—
	46	Верхнеюрские глины с песком	—
	19	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	111,5
	10	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	41	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые, водоносные	94,0
	23	Глины карбона (верейский горизонт)	—
	33	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые, водоносные	102,0
7 (131,2)	28	Четвертичные суглинки	—
	48	Верхнеюрские глины и пески	—
	24	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	111,0
	3	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	48	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые, водоносные	90,5
	25	Глина карбона (верейский горизонт)	—
	47	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые, водоносные	102,0
8 (118)	29	Аллювиальные пески, водоносные	109,3
	13	Верхнеюрские глины с песком	—
	13	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые, водоносные	109,8
	5	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	70	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые, водоносные	80,3
	12	Глины с песком (верейский горизонт)	—
	33	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые, водоносные	85,0
12 (105,6)	26	Аллювиальные пески, водоносные	105,0
	0,5	Верхнеюрская глина	—
	15,5	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые водоносные	105,0
	1	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	68	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые водоносные	85,0
	29	Глины карбона (верейский горизонт)	—
	30	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые водоносные	80,2
35 (152,7)	15	Четвертичные суглинки	—
	47	Верхнеюрские глины	—
	28	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые водоносные	125,1
	16	Глины карбона (каширский горизонт)	—

Продолжение табл. 94

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Отметка уровня воды, м
	53	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые водоносные	75,1
	9	Глины карбона (верейский горизонт)	—
	39	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые водоносные	98,3
	21	Глины карбона (тульский горизонт)	—
32 (163,5)	17	Четвертичные суглинки	—
	60	Верхнеюрские глины и пески	—
	26	Известняки карбона (подольский горизонт) трещиноватые водоносные	125,0
	10	Глины карбона (каширский горизонт)	—
	65	Известняки карбона (каширский горизонт) трещиноватые водоносные	95,2
	6	Глины карбона (верейский горизонт)	—
	42	Известняки карбона (окский горизонт) трещиноватые водоносные	105,2

няках окского горизонта нижнего карбона. Расположение эксплуатационных скважин и отметки уровня воды показаны на рис. 135. Требуется: 1. Построить схематический гидрогеологический разрез, пользуясь данными табл. 93, рис. 135 и последовательностью составления (см. разд. 9.4): а) выяснить взаимосвязь напорных вод окского горизонта с водами р. Ружи и другими водоносными горизонтами карбона; б) показать стрелками возможное направление перетекания подземных вод; в) установить, возможна ли связь их с грунтовыми водами. 2. Построить карту пьезоизогипс для окского водоносного горизонта, используя данные рис. 135 и последовательность составления (см. разд. 9.7.2) вычислить уклоны потока в районе скв. 1—4—5; 38—19; 35—27—24; показать стрелками направление потока; выделить участки рек Ружи, Полевой, где возможна их связь с окским водоносным горизонтом. 3. Провести анализ построенной карты и составить заключение, пользуясь рекомендациями, изложенными в разд. 9.7.3: а) выявить границы окского водоносного горизонта как ГДС; б) указать расположение ее областей питания и разгрузки, их виды (см. тему 2); в) описать рельеф пьезометрической поверхности; г) определить расход потока до Дарси, идущий по линии пьезоизогипсы, проходящей через скв. 5, 3, 20, 38, 34, 32, принимая среднюю водопроводимость T, равной 1000 м²/сут.

Задача 9.18.

Скважины, расположенные в долине р. Ружи (задача 9.17), эксплуатируют также каширский водоносный горизонт.

Требуется: 1. Построить схематический гидрогеологический разрез, пользуясь данными табл. 94, рис. 135 и разд. 9.4, выяснить: а) взаимосвязь каширского водоносного горизонта с окским, подольским и водами долины р. Ружи; б) показать стрелками направление действия этой связи; в) вычислить ориентировочно по формуле Дарси интенсивность этой связи с окским и подольским горизонтами, приняв средний коэффициент разделяющего слоя k_0, равным 10^{-4} м/сут. 2. Построить для каширского водоносного горизонта карту пьезоизогипс, пользуясь рекомендациями, приведенными в разд. 9.7.2; вычислить уклоны потока в районе скв. 2—7; 38—19—12; 34—35—25; 27—22; показать стрелками направление движения. 3. Провести анализ построенной карты: а) выявить границы каширского водоносного

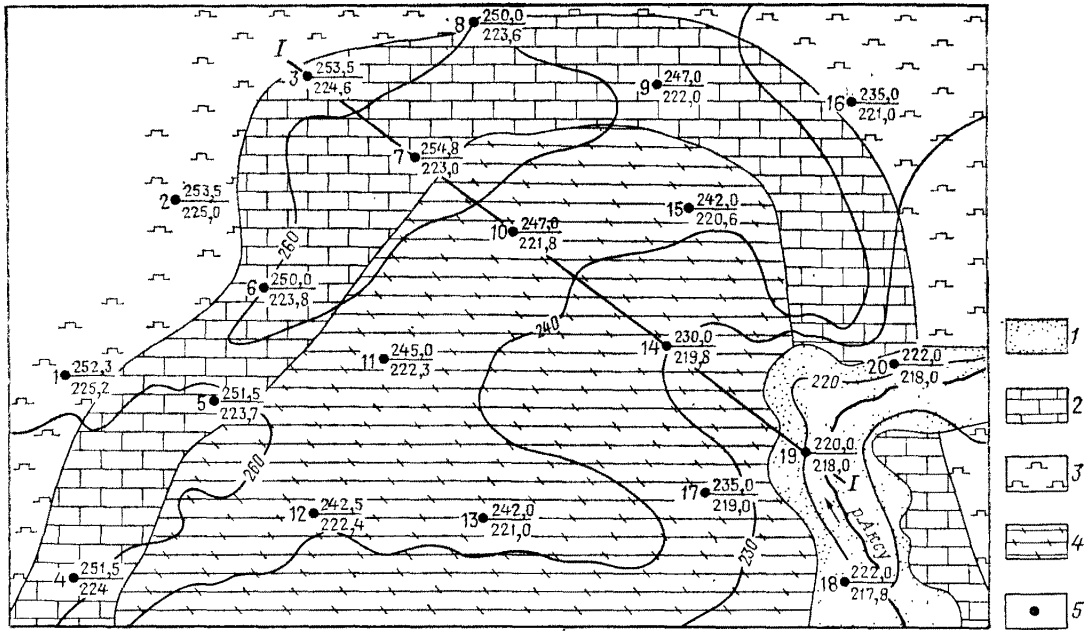


Рис. 136. Схематическая геолого-литологическая карта одного из участков Казахстана:

1 — аллювиальные пески; *2* — площадь выхода на поверхность каменноугольных отложений, представленных известняками; *3* — то же, для отложений снлура, представленных эффузивами; *4* — то же, для каменноугольных отложений, представленных аргиллитами; *5* — разведочная скважина (слева — ее номер, справа в числителе — отметка устья скважины, м, в знаменателе — отметка пьезометрического уровня, м)

ризонта как ГДС, для этого указать расположение областей питания и разгрузки, их виды (см. тему 2); б) описать форму и структуру потока по пьезометрической поверхности; в) сопоставить отметки уровней и карты пьезоизогипс каширского и окского водоносных горизонтов, условия их залегания и взаимодействия (использовать схематические гидрогеологические разрезы) и сделать вывод о том, могут ли оба водоносных горизонта принадлежать одному водоносному комплексу. Составить краткое заключение по карте.

Задача 9.19.

При изысканиях для водоснабжения одного из районов Казахстана скважинами были вскрыты подземные воды в закарстованных известняках карбона и трещиноватых эффузивах силура. Схема расположения скважин и отметки уровня воды приведены на рис. 136. Требуется: 1. Построить схематический гидрогеологический разрез, пользуясь данными табл. 95, рис. 136 и рекомендациями, приведенными в разд. 9.4.2. Определить по разрезу: а) величину избыточного напора в скв. 3—19; б) направление движения и возможную связь с рекой; в) области питания, разгрузки и их виды (см. тему 2). 3. Построить карту пьезоизогипс, пользуясь рис. 136 и рекомендациями (см. разд. 9.7.2). 4. Проанализировать карту и определить: а) границы водоносного горизонта как ГДС, для этого указать направление их движения, расположение областей питания и разгрузки, их виды; б) описать форму потока; в) выделить зону с нулевой величиной избыточного напора; г) выявить виды взаимосвязи изучаемого водоносного горизонта с атмосферой и рекой и отвечающие им типы водообмена; д) определить расход

Таблица 95. Гидрогеологическая характеристика участка

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Отметка уровня воды, м
3 (255,6)	12	Известняки карбона закарстованные водоносные	224,6
	43,6 (вскрытая)	Эффузивы трещиноватые	—
7 (254)	96	Известняки карбона закарстованные водоносные	223,0
	11 (вскрытая)	Эффузивы слаботрещиноватые	—
10 (247,5)	36	Аргиллиты юры плотные	—
	38	Известняки карбона трещиноватые водоносные	221,8
14 (230)	45	Аргиллиты юры плотные	—
	95 (вскрытая)	Известняки карбона трещиноватые водоносные	219,8
19 (220)	23	Аллювиальные пески водоносные	216,5
	20	Аргиллиты юры	—
	43 (вскрытая)	Известняки карбона закарстованные водоносные	218,0

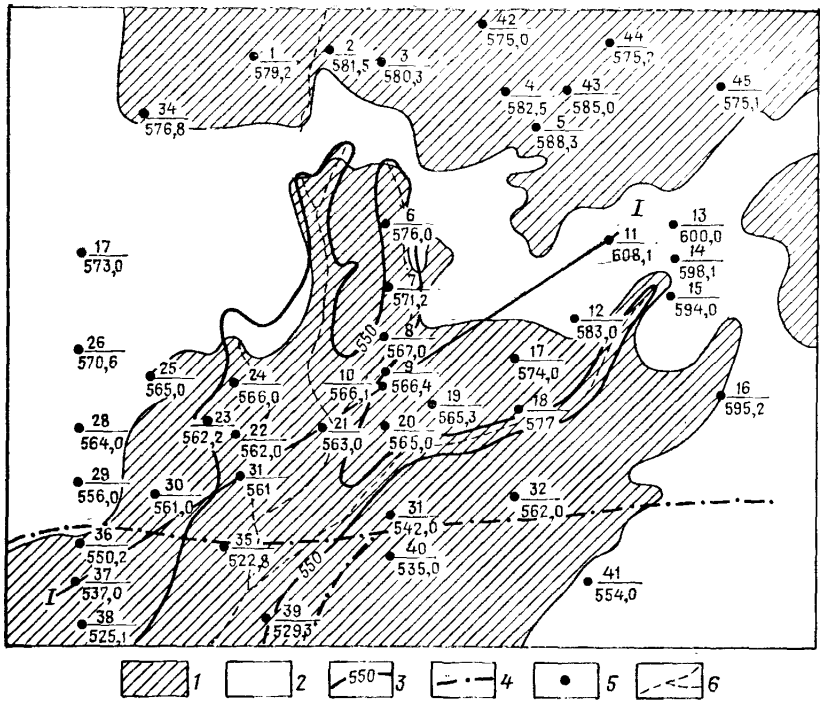


Рис. 137. Схема одного из участков Казахстана:

1 — площадь распространения верхних водоупорных пород юрского возраста; *2* — выходы на поверхность водосодержащих пород юрского возраста; *3* — горизонтали поверхности земли, м; *4* — линия сбросов; *5* — разведочная скважина (в числителе — ее номер, в знаменателе — отметка пьезометрического уровня водоносного горизонта в конгломератовой свите, м); *6* — временные водотоки

потока по Дарси, идущий в области питания, приняв для толщи водоносных известняков водопроводимость T равной 300 м²/сут; е) составить краткое заключение.

Задача 9.20.

При изысканиях для водоснабжения на одном из участков Казахстана скважинами были вскрыты подземные воды в отложениях юры, представленных рыхлыми конгломератами и трещиноватыми песчаниками. Расположение скважин и отметки уровней приведены на рис. 137. Требуется: 1. Построить схематический гидрогеологический разрез, пользуясь данными табл. 96, рис. 137 и рекомендациями, изложенными в разд. 9.4. 2. Определить по разрезу: а) водоносный горизонт; б) направление движения подземных вод; в) местоположение областей питания и разгрузки; г) выявить связь водоносного горизонта с рекой и атмосферой; д) выделить участки, где могут быть самоизливающиеся воды; е) оценить гидрогеологическую роль сброса. 3. Построить карту пьезоизогипс, пользуясь данными рис. 137 и рекомендациями (см. разд. 9.7.2). 4. Прочитать карту, как рекомендуется в разд. 9.7.3, и составить краткое заключение, отметив следующее: а) тип напорных вод по условиям залегания; б) границы водоносного горизонта как ГДС и характер ее связей с внешней средой; в) форму потока; г) расположение областей питания и разгрузки, их виды; д) участки возможного самоизлива, е) гидрогеологическую роль сброса.

Таблица 96. Гидрогеологическая характеристика участка

Номер скважины (отметка устья, м)	Мощность слоя, м	Литологическая характеристика пород	Отметка уровня воды, м
37 (541)	92	Глины, аргиллиты	—
	133	Переслаивание водоносных рыхлых конгломератов и трещиноватых песчаников	537,0
	10 (вскрытая)	Плотные аргиллиты	—
31 (504)	70	Плотные аргиллиты	—
	256	Переслаивание водоносных рыхлых конгломератов и трещиноватых песчаников	561,0
	20 (вскрытая)	Плотные аргиллиты	—
21 (496)	5	Аллювиальные водоносные пески	—
	54	Плотные аргиллиты	—
	240	Переслаивание водоносных рыхлых конгломератов и трещиноватых песчаников	563,0
	20 (вскрытая)	Плотные аргиллиты	—
10 (517)	81	Плотные аргиллиты	—
	225	Переслаивание водоносных рыхлых конгломератов и трещиноватых песчаников	566,0
	10 (вскрытая)	Плотные аргиллиты	—
11 (651)	120	Переслаивание водоносных рыхлых конгломератов и трещиноватых песчаников	600,1
	15 (вскрытая)	Плотные аргиллиты	—

Задача 9.21.

На рис. 138 представлена схематическая карта расположения областей питания, разгрузки и пьезоизогипс девонского водоносного комплекса. Верхние слои девона повсеместно прорезаются речными долинами; питание происходит на водоразделах, разгрузка — по речным долинам. Основная область питания — это район повсеместного залегания отложений девона ниже уреза современных рек. Прочитать карту и составить краткое заключение, руководствуясь сведениями, изложенными в теме 2, разд. 9.7.3, и примером анализа карты, приведенным в задаче 9.14.

Задача 9.22.

На рис. 139 приведены карты пьезогипс и распространения химических типов подземных вод для водоносного горизонта в древнекаспийских конти-

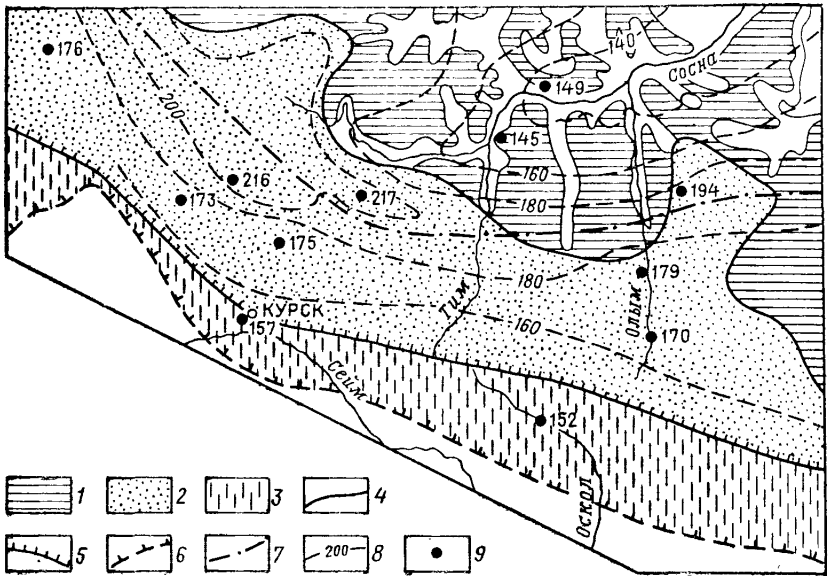


Рис. 138. Схематическая карта областей питания, разгрузки и пьезоизогипс девонского водоносного горизонта (по И. Н. Павлову, С. П. Прохорову и др.):

1 — островные зоны питания и разгрузки; *2* — основная область питания; *3* — район островного распространения девонских вод; *4—6* — южная граница распространения девонских отложений (*4* — выходов на дневную поверхность; *5* — сплошного; *6* — островного); *7* — линия подземного водораздела напорных вод между Днепровско-Донецкой впадиной и Подмосковной синеклизой; *8* — пьезоизогипсы; *9* — разведочная скважина с абсолютной отметкой уровня воды, м

нентальных и морских отложениях Терско-Кумского артезианского бассейна и гидравлические профили *I—I* (глубина залегания древнекаспийского водоносного горизонта 150—200 м) и *II—II* (глубина залегания апшеронского водоносного комплекса 200—250 м). Проанализировать профиль, карту и составить краткое заключение, руководствуясь рекомендациями, изложенными в разд. 9.7.3, а также сведениями, приведенными в темах 2, 3, 7. Отметить следующее: а) условия залегания и тип напорных вод; б) области питания и разгрузки, их виды; в) направление движения подземных вод; г) тип их связей и взаимодействий с внешней средой; д) имеется ли связь между движением подземных вод и изменением их минерализации и химического состава и, если имеется, в чем она выражается.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятиям изопьеза и карта пьезоизогипс. 2. Назовите перечень исходной информации, необходимой для построения карты пьезоизогипс. 3. Чем отличается построение карты пьезоизогипс от построения карт гидроизогипс? 4. Назовите последовательность построения карты пьезоизогипс и составления к ней записки. 5. Почему можно считать, что карта пьезоизогипс характеризует главные свойства ГДС, назовите эти свойства.

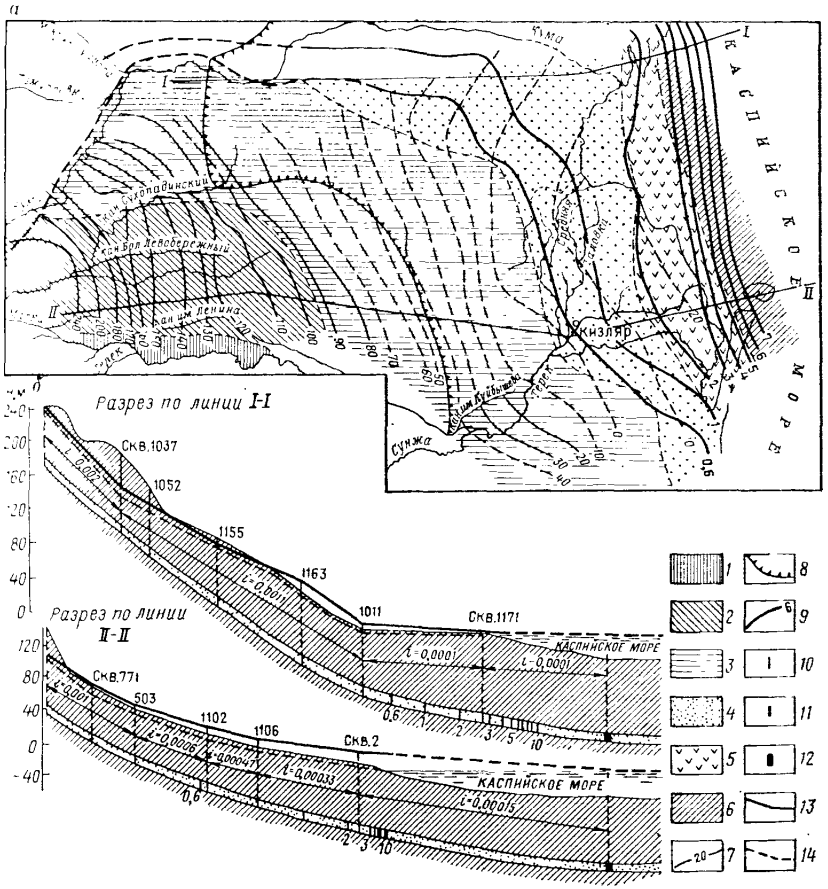


Рис. 139. Карта распространения различных химических типов вод в древнекаспийских континентальных и морских отложениях (*а*) и гидравлические профили напорных водоносных горизонтов (*б*) Терско-Кумского бассейна (по С. А. Шагоянцу):

1—6 — состав вод (*1* — гидрокарбонатные; *2* — сульфатные; преимущественно сульфатно-натриевые; *3* — различного состава — переходного типа; *4* — гидрокарбонатно-натриевые; *5* — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые; *6* — хлоридио-натриевые); *7* — пьезоизогипсы (сечение через 10 м); *8* — западная граница самоизливающихся вод; *9* — изолиния сухих остатков вод, г/л. На разрезах: *10* — сухой остаток воды, г/л; *11—12* — положение фронта сильноминерализованных вод (*11* — действительное; *12* — теоретическое; *13* — пьезометрический уровень напорных вод; *14* — уровень грунтовых вод; *i* — средний уклон пьезометрического уровня

9.8. ПОСТРОЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

9.8.1. Гидрогеологические параметры

Гидрогеологическими параметрами называют показатели коллекторских свойств водоносных горизонтов и зоны аэрации. Различают: параметры пород и пласта (или водоносного гори-

зонта). *Параметры пород* характеризуют свойства данного литолого-генетического типа отложений. К ним относят: а) коэффициент фильтрации; б) коэффициент проницаемости; в) коэффициент влагопроводности; г) коэффициенты гравитационной водоотдачи и недостатка насыщения; д) коэффициент упругоемкости породы, пористость; е) коэффициенты объемного сжатия (или расширения) воды и скелета породы.

Параметры пласта характеризуют свойства водоносного горизонта в целом, в пределах всей его мощности или объема. К ним относят: а) мощность водоносного горизонта; б) мощность разделяющего слоя; в) водопроводимость; г) коэффициент упругой водоотдачи пласта; д) коэффициент пьезо- или уровнепроводности пласта.

9.8.2. Виды карт и их практическое назначение

Карты гидрогеологических параметров в основном относятся к специализированным и среднемасштабным (от 1 : 10 000 до 1 : 200 000). Они позволяют выявить закономерности в изменении коллекторских и других свойств водоносных горизонтов и разделяющих слоев, характеризуют особенности геологических полей ГГС и применяются для количественной характеристики изменения по площади расчетных показателей при решении задач инженерного содержания [8].

Строят карты: а) общей мощности; б) эффективной мощности водоносного горизонта; в) мощности регионального водоупорного слоя; г) мощности пород зоны аэрации или карту залегания грунтовых вод; д) водопроницаемости и е) водопроводимости водоносного горизонта; ж) водопроницаемости разделяющего слоя и др.

9.8.3. Особенности построения карт

Математические законы изменчивости гидрогеологических параметров обычно неизвестны. Поэтому геолого-структурный и литолого-генетический анализы с целью выявления геологических предпосылок к закономерному изменению по площади изучаемого свойства являются обязательными. Гидрогеологические параметры определяются разными методами, и, следовательно, точность их определения различна. При построении карт желательно, чтобы все расчетные показатели были получены по одной или близким методикам, оценена погрешность определения показателя. С целью установления особенностей в изменчивости показателя и увеличения объема исходной информации для построения карты строят рабочие профили, по которым проводят усреднение показателя по мощности пласта и интерполяцию его по линии профиля. Полученные числовые значения показателя переносят с профилей на карту. Эти значения отмечают особым знаком, так как они являются расчетным, а не фактическим материалом. На фациальных и генетических границах,

а также геологических, геоморфологических границах, зонах разломов может происходить скачкообразное изменение показателей. Эти границы учитывают как границы разрыва при построении карт параметров.

Если геолого-генетических предпосылок к существованию пространственной изменчивости нет, то карту не строят, а имеющуюся выборку показателя проверяют на статистическую однородность и при положительном результате вычисляют статистическое значение расчетного показателя [8].

Точность построения карт определяется многими факторами, главными из них являются точность определения точечного значения, число опробованных точек и характер их расположения по площади [8]. Качественная оценка достоверности построенной карты является обязательной и состоит в обосновании всеми имеющимися материалами выявленных закономерностей изменения показателя, т. е. что вся имеющаяся гидрогеологическая информация не противоречит полученным результатам.

Последовательность построения и анализа для всех карт параметров одинакова и отвечает этапам, указанным в разд. 9.5.2 и 9.5.3.

Контрольные вопросы

1. В чем отличие понятий «параметры пород и пластов»? 2. Почему необходимо перед построением карты параметров проводить геологоструктурный и литолого-фациальный анализ? 3. Перечислите основные этапы построения карт параметров.

9.8.4. Построение карты водопроницаемости

Если по скважинам имеются показатели, определенные разными методами, то устанавливают связь между ними. Простейшим способом является графический, при котором на осях координат откладывают числовые значения показателя, полученные каждым из сравниваемых методов, и через точки проводят равноотстоящую линию. Связь может быть определена статистической обработкой данных и построением кривой регрессии. Для выявления связи совместных определений должно быть не менее 7—8. Полученный график или уравнение регрессии используют для приведения всех остальных данных к одному способу определения показателя.

При изменении коэффициента фильтрации по разрезу и наличии результатов послойного определения по этим данным строят эпюру водопроницаемости и вычисляют средневзвешенный по напластованию коэффициент фильтрации графически или по формуле Г. Н. Каменского

$$k_{ср} = \frac{\sum_{1}^{n} k_i m_i}{\sum_{1}^{n} m_i}, \qquad (9.4)$$

где $k_i m_i$ — коэффициент фильтрации и мощность каждого из n опробованных слоев. Этот показатель используют при построении карты. Выявление пространственной изменчивости фильтрационных свойств изучаемого водоносного горизонта является наиболее важным и сложным моментом всего процесса построения карты. Если установлена неоднородность низших порядков, в частности эффективная неоднородность [6, 8, 33], то следует составлять карту. Показателями наличия такой неоднородности служат: распространение по площади разных литолого-фациальных и генетических типов отложений; наличие разных геоморфологических элементов, крупной слоистости, зон тектонических нарушений, неравномерной трещиноватости, размыва, фациального замещения и т. п. Карта водопроницаемости часто используется в качестве промежуточной при построении карты водопроводимости.

Задача 9.23.

На одном из участков детальных изысканий проведено изучение фильтрационных свойств водоносного горизонта, приуроченного к флювиогляциальным пескам (рис. 140, *а*). Результаты опробования лабораторными и полевыми методами приведены в табл. 97. Средневзвешенный коэффициент фильтрации вычислен по формуле Г. Н. Каменского (9.4). Требуется: а) построить карту водопроницаемости, выделив зоны с величиной коэффициента фильтрации до 10, 10—20, 20—30 м/сут и более; б) охарактеризовать выявленные закономерности.

Таблица 97. Коэффициент фильтрации и мощность водоносных пород

Номер выработки	Литологическая характеристика пород	Мощность водоносных пород, м	Значения коэффициента фильтрации, м/сут	
			лабораторные	опытные
1	Песок мелкий разнозернистый	20	12	—
2	Песок мелкий разнозернистый	20	13,5	—
3	Песок крупно- и разнозернистый	19,1	18,7	20,5
10	То же	6,2	28,0	26,1
14	»	10,2	24,0	—
16	Песок мелкий и крупный	21,0	16,4	17,3
23	Песок мелкий и средний	18,2	6,5	
24	Песок средний с гравием	26,0	27,8	25,0
26	Песок средний разнозернистый	10,0	16,4	—
28	Песок мелкий и средний	25,0	4,2	3,4
33	То же	18,0	13,0	—
35	»	11,5	8,3	—
36	Песок средний разнозернистый	25,0	15,5	—
39	Песок мелкий и средний	25,0	3,4	—
40	Песок средний и крупный	8,2	21,4	—
42	То же	19,0	10,0	—
44	Песок мелкий разнозернистый	18,0	9,0	—
56	Песок средний	18,5	12.1	—
57	Песок мелкий с гравием	20,0	3,5	—
59	Песок средний	20,0	12,3	10,2
60	Песок крупный с гравием	16,7	—	40,4
65	Песок разнозернистый	12,8	7,5	—

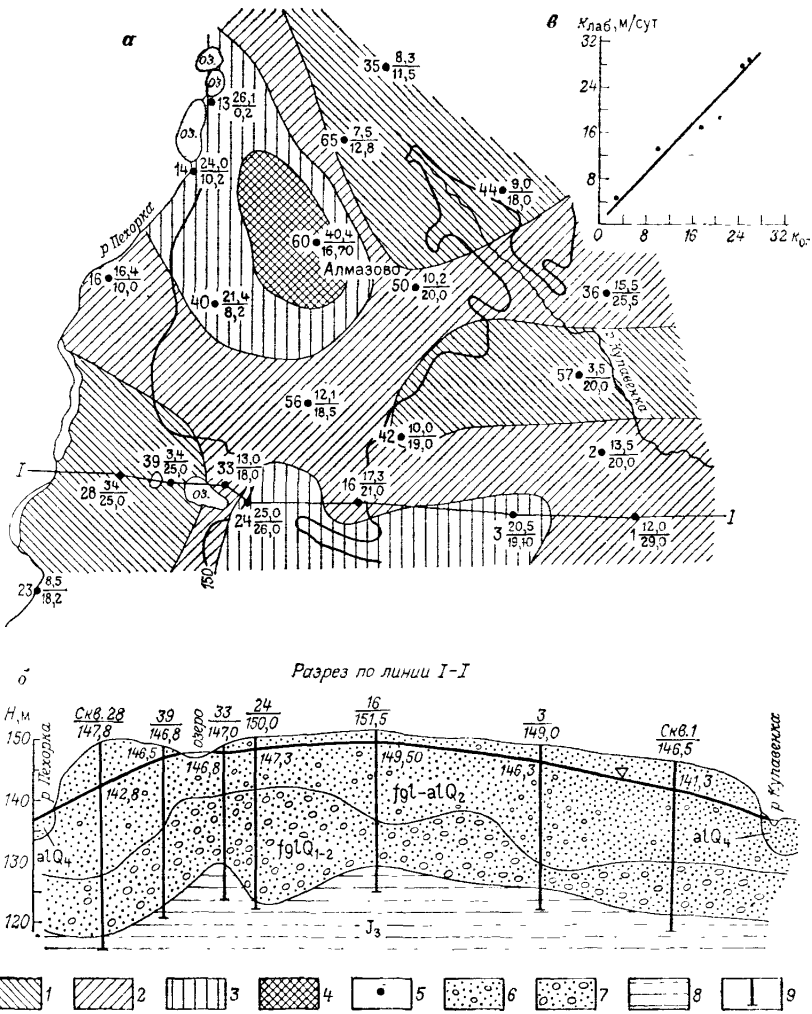


Рис. 140. Карта водопроницаемости (*а*), гидрогеологический разрез по линии *I—I* (*б*) и график зависимости лабораторных и опытных значений k (*в*):

1—4 — зоны с различной величиной средневзвешенного коэффициента фильтрации k, м/сут (*1* — до 10, *2* — 10—20; *3* — 20—30; *4* — более 30); *5* — разведочная скважина (слева — ее номер, справа в числителе — средневзвешенное значение коэффициента фильтрации, м/сут, в знаменателе — мощность водоносного горизонта, м). На разрезе: *6* — пески мелко- и среднезернистые, местами крупнозернистые с гравием; *7* — пески средне- и крупнозернистые, разнозернистые с гравием и галькой; *8* — глины; *9* — скважина (в числителе — ее номер, в знаменателе — отметка устья, м, на линии скважины отметка уровня грунтовых вод, м)

Решение. 1. Оценим качество исходной информации. Как показывает анализ табл. 97, лабораторные и опытные значения коэффициентов фильтрации достаточно близки. Это подтверждает график зависимости лабораторных и опытных значений k, показанный на рис. 140, *в*, и позволяет использовать всю информацию.

2. Анализ гидрогеологического разреза, приведенного на рис. 140, *б*, показывает, что территория располагается в пределах трех геоморфологических элементов (водораздел, склоны водораздела, речные террасы). Породы принадлежат двум геолого-литологическим комплексам (четвертичные аллювиальные и флювиогляциальные пески), которые характеризуются однотипным строением (приуроченностью гравелистых песков к нижней части разреза). Все это дает право считать, что карту водопроницаемости можно строить и пользоваться линейной интерполяцией.

3. Проверим принятую к выделению градации зон величину интервала $\Delta k=10$ м/сут. Найдем ее по формуле (9.2). Предварительно вычислим по формуле (9.3) значение $\Delta k_{ср}$, приняв с карты число разностей $n=20$, получим $\Delta k_{ср}=8$ м/сут и, следовательно, значение $\Delta k=10$ м/сут обоснованно.

4. Проводим интерполяцию, учитывая литолого-геоморфологические границы, и выделяем требуемые зоны, показанные на рис. 140, *а*.

5. Рассмотрев полученную карту, отметим, что зоны с повышенными значениями коэффициентов фильтрации тяготеют к водораздельным участкам, в долинах рек фильтрационные свойства пласта несколько ухудшаются. По-видимому, это может быть связано с появлением суглинков и супесей в разрезе аллювиальных отложений.

9.8.5. Построение карт изопахит

Карты мощности водоносного горизонта, или карты изопахит, строят в разных масштабах. Часто наблюдается достаточно плавное изменение мощности, хотя могут быть и скачкообразные. Это участки резкой смены литологического состава, выклинивания водоносных пород, зоны тектонических разрывов или появления водоупорных линз. Карты эффективной мощности строят при наличии существенной неоднородности в строении пласта, что бывает связано со слоистостью, непостоянством по разрезу и площади литолого-фациального состава пород.

Эффективная мощность водоносного горизонта определяется как сумма мощностей всех проницаемых слоев, прослои водоупорных или слабопроницаемых пластов во внимание не принимаются. При построении карты эффективной мощности относительно водоупорной толщи величина этой мощности определяется как разность общей мощности толщи и суммарной мощности хорошо проницаемых слоев.

Точность построения карт изопахит определяется: а) точностью выделения слоев в разрезе скважины в процессе ее бурения; б) точностью выделения слоев по каротажным диаграммам; в) погрешностью интерполяции и другими факторами [8].

Задача 9.24.

Используя данные задачи 9.23, табл. 97 и рис. 140, *б*, построить карту изопахит, определив предварительно по формуле (9.2) минимальное сечение изолиний мощности. Описать полученную карту.

9.8.6. Построение карт водопроводимости

Эти карты являются наиболее распространенными и характеризуют изменение величины водопроводимости пласта по площади, что условно оценивает степень водообильности водоносного горизонта. Для напорных вод мощность водоносного гори-

зонта во времени не изменяется и поэтому величина водопроводимости постоянна. Поверхность тренда в этом случае целиком определяется геолого-структурными и литолого-фациальными особенностями формирования отложений. В грунтовых водах мощность водоносного горизонта меняется во времени и, следовательно, также изменяются величины водопроводимости и форма поверхности тренда.

Карта строится чаще всего двумя путями: а) непосредственной интерполяцией величины водопроводимости, определенной опытными откачками или полученной расчетом (как $T=km$); б) совмещением двух аналитических карт, построенных в изолиниях или зонах для водопроницаемости и мощности водоносного горизонта. Последний способ повышает информативность и достоверность карты водопроводимости, так как их совмещение значительно увеличивает число расчетных точек. Используются и другие приемы.

Геологоструктурный и литолого-фациальный анализы ведут сначала раздельно для оценки изменчивости фильтрационных свойств пласта k и его мощности m, а затем с геологических позиций изучают изменчивость водопроводимости пласта T. После этого анализа строится карта с учетом установленных геологических особенностей. При равномерном, но разнонаправленном изменении коэффициента фильтрации и мощности пласта величина его водопроводимости постоянна и карта в этом случае не строится. Оценка точности и достоверности карты водопроводимости — сложная задача и здесь не рассматривается. В зависимости от качества и количества исходной информации карта строится в изолиниях или зонах.

Задача 9.25.

Используя данные задач 9.23 и 9.24, построить карту водопроводимости несколькими методами и сопоставить результаты, сделав вывод о качестве методов. Требуется: 1) используя данные табл. 97, вычислить для всех скважин величину водопроводимости, проставить эти значения у скважин на карте (см. рис. 140, *а*) и путем линейной интерполяции получить первый вариант карты; 2) совместить карты водопроницаемости в зонах и изопахит в изолиниях, взятые из предыдущих двух задач и, определив дополнительное число расчетных точек, построить путем линейной интерполяции второй вариант карты водопроводимости (совмещение рекомендуется выполнять, пересняв карты на кальку; расчетные точки можно получить, нанеся на исходные кальки квадратную сетку и определив числовые значения водопроводимости в ее узлах путем перемножения k и m); 3) построить третий вариант карты путем совмещения карты изопахит в изолиниях (см. задачу 9.24) с аналогичной картой водопроницаемости. Для этого следует предварительно по данным табл. 97 и схемы, приведенной на рис. 140, *а*, построить карту водопроницаемости в изолиниях. Совмещение выполнить аналогично способу, описанному выше.

Тема 10

Влияние хозяйственной деятельности на изменение гидрогеологических условий

10.1. ТЕХНОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

Техногенное воздействие на окружающую среду весьма разнообразно, оно усиливается с развитием техники и народного хозяйства и оказывает все большее влияние на ход природных процессов в атмосфере, гидросфере, литосфере и биосфере. Тесное взаимодействие и взаимопроникновение каждой из перечисленных природных сфер определяют чрезвычайно разнообразный и сложный характер изменений окружающей среды.

Непосредственным объектом исследования при этом является литосфера, в которой осуществляется антропогенная (технологическая) деятельность человека. *Геологическая среда* — эта та часть земной коры, где проявляется технологическое воздействие человека на литосферу и создаются ответные реакции на это воздействие в виде техногенных процессов и явлений. Области развития этих процессов и явлений, как правило, значительно больше, нежели сфера непосредственного воздействия того или иного сооружения. Геологическая среда как часть литосферы является многокомпонентной природной системой, содержащей минеральную составляющую, воду, газы, органическое вещество и отличающейся от литосферы наличием техногенных процессов.

Техногенные процессы — это процессы массо- и энергообмена, происходящие в геологической среде как под влиянием технологических факторов, так и природных процессов. Техногенные процессы являются не только видоизменением природных процессов, отличающихся по скорости протекания, направленности и масштабам; технологическое воздействие определяет также возникновение новых процессов, не существующих в природе (например, взаимодействие стоков химической промышленности, содержащих искусственно созданные вещества, с породами и природными растворами и др.).

Последствия техногенных процессов в совокупности могут быть названы *техногенезом*. Последствия технологического воздействия на геологическую среду могут быть схематизированы по следующим крупным направлениям: *минерагенические* — истощение полезных ископаемых, связанное с их добычей; *геоморфологические* — изменение денудационных и аккумулятивных процессов, приводящих к преобразованию рельефа; *геофизические* — изменение существующих и создание новых «наведенных» физических полей (гравитационного, сейсмического, аку-

стического и т. п.); *геохимические* — изменение геохимического баланса веществ в пределах геологической среды, создание геохимических аномалий; *геотемпературные* — изменение теплового баланса и создание геотемпературных аномалий; *инженерно-геологические* (в том числе и криогенные) — возникновение и интенсификация инженерно-геологических процессов и изменение свойств пород; *гидрогеологические* — изменение водного баланса и гидродинамической обстановки, загрязнение подземных вод [44].

Таким образом, в результате технологических воздействий, которые происходят зачастую совместно, в геологической среде проявляется комплекс техногенных изменений, обусловливающих друг друга и тесно взаимосвязанных, нарушаются природные взаимосвязи, энергетический баланс, условия переноса тепла, влаги, твердого вещества. В свою очередь, изменение геологической среды оказывает влияние на нормальное функционирование природных экологических систем и биопродуктивность ландшафтов в широком понимании этого слова.

В результате техногенных процессов в определенных участках земной коры создаются геотехнические, иначе — геотехногенные, природно-технические, системы (ГТС), характер которых определяется как особенностями природных, так и технологических условий, создающих своеобразие проявлений техногенеза.

Степень геотехногенной реакции ГТС и приспособляемость к технологическим нагрузкам носит название *экологической валентности* ГТС. Характеризуя ту или иную геотехнологическую систему как определенный природный объект геологической среды, говорят о различной валентности ГТС. Количественно она выражается диапазоном изменений свойств среды, в пределах которого не отмечается коренных нарушений природной обстановки. ГТС, переносящие широкие изменения воздействующего фактора или комплекса технологических факторов, называются *эвритопными* по отношению к рассматриваемому фактору или их комплексу. ГТС, резко реагирующие на воздействие, носят название *стенотопных* по отношению к тому или иному воздействию. Так, например, по отношению к водоотбору подземных вод скважиной, работающей у реки с расходом, значительно меньшим, чем расход реки, ГТС является эвритопной; в условиях, когда подземный водоотбор происходит с расходом, сопоставимым с расходом реки, ГТС этой долины является стенотопной (рис. 141).

Изучение реакции ГГС на антропогенное воздействие сводится к определению допустимых норм технологических нагрузок на природу путем прогнозирования развития техногенных процессов и явлений, социально-экономических и экологических оценок их целесообразности. Такой подход, основанный на исследовании нарушений окружающей среды, их оценок и прогноза, позволяет подойти к главной заключительной задаче

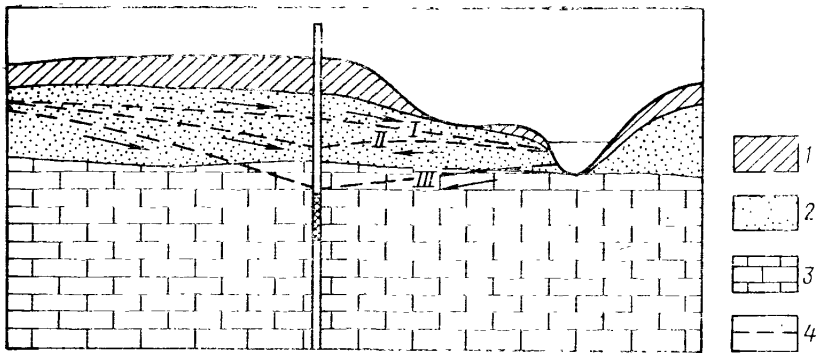


Рис. 141. Гидрогеологический разрез:
1 — покровные суглинки; *2* — пески; *3* — известняки; *4* — положения кривой депрессии (*I* — до откачки; *II, III* — в процессе откачки)

изучения техногенеза — к разработке мероприятий по охране окружающей среды и рациональному использованию ресурсов Земли, в частности водных.

Таким образом, в этом направлении задачи геологии тесно соприкасаются с экологическими проблемами. Так как размещение, состояние и возможность рационального использования ресурсов Земли являются одними из важнейших элементов экологии — науки о взаимоотношениях организмов между собой и с окружающей средой, следует говорить о развитии нового направления — о разработке экологических аспектов в геологии. Таким образом, экологические исследования должны быть составной частью геологических исследований. Особенно актуальна эта задача по отношению к подземным водам, как к наиболее динамичному компоненту геологической среды. Это направление, как в геологии, так и в гидрогеологии, пока еще только начинает развиваться. Гидрогеологов прежде всего интересует механизм антропогенного воздействия на ГГС, оценка реакции различных ГГС на комплекс антропогенных воздействий или на отдельные их виды, обоснование мероприятий по предотвращению негативных последствий.

Охрана окружающей среды в СССР рассматривается как государственная задача (см. Конституцию СССР, ст. 18). Наше государство разрабатывает ряд мер по улучшению и сохранению природной среды. С 1971 г. введен в действие закон «Основы водного законодательства Союза ССР»; в течение последнего десятилетия вышел ряд постановлений об усилении охраны природы и улучшении использования природных ресурсов, по охране окружающей среды и водных ресурсов на крупных водных объектах, таких, как оз. Байкал, бассейн р. Волги и др.; введено в действие Положение о государственном учете и использовании вод. В СССР созданы Государ-

ственный комитет по гидрометеорологии и контролю природной среды (Госкомгидромет) и Общегосударственная служба наблюдений и контроля за загрязнением объектов окружающей среды (ОГСНК). Последний орган ведет наблюдения по определению физических, химических и гидробиологических показателей и сбору экстренной информации об уровне загрязнения вод. Наблюдения по сети ОГСНК производятся по специальным программам. Разработана и начала осуществляться общая программа наблюдений за элементами окружающей среды, так называемый мониторинг. Социалистические государства в отличие от капиталистических стран, где мероприятия по охране окружающей среды носят неизбежно частный характер, разрабатывают и реализуют планомерные комплексные долгосрочные программы природоохранного порядка.

Контрольные вопросы

1. Сформулировать понятие о геологической среде. 2. Чем техногенные процессы отличаются от технологических? 3. Что входит в понятие «техногенез»? 4. Сформулировать понятие «геотехническая система». 5. Каковы основные проявления, вызванные технологическими процессами в геологической среде?

10.2. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Большинство видов антропогенного воздействия при современных уровнях развития народного хозяйства оказывает на гидрогеологические условия разнообразные по характеру и масштабам влияния [36, 50]. Одни виды технологической деятельности непосредственно воздействуют на подземные воды, другие опосредовано — через изменения гидрологической обстановки либо путем изменения инженерно-геологических условий при возведении различного рода сооружений. К видам нагрузок, оказывающих непосредственное влияние на подземные воды, относятся: водозабор из подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения, орошение, водоотлив из шахт и горных выработок, захоронение промышленных и хозяйственных стоков в глубокие водоносные горизонты, искусственное восполнение подземных вод. К видам хозяйственной деятельности, оказывающей воздействие путем изменения гидрологических условий, относятся: использование или потребление поверхностных вод; водозаборы из поверхностных вод, переброски поверхностных вод как в пределах одного речного бассейна, так и в другие бассейны, создание и эксплуатация плотин и водохранилищ и др.

Ряд техногенных преобразований связан с одновременным воздействием и на поверхностный и на подземный сток; к ним относятся: мелиорация земель (орошение засушливых районов, осушение болот и заболоченных земель, сброс использованных вод в реки и водоемы и др.), урбанизация территорий, под

которой понимается изменение ландшафта жилыми и промышленными застройками, асфальтирование площадок, проведение дорог, создание дренажно-канализационной сети и т. п. На изменение гидрогеологических и гидрологических условий оказывают влияние агролесомелиоративные мероприятия (вырубка лесов, распашка полей, снегозадержание, использование удобрений и пестицидов) и другие виды хозяйственной деятельности.

Сооружение хозяйственно-промышленных объектов, строительство дорог и многие другие виды инженерных сооружений, как правило, оказывают косвенное воздействие на подземные воды как на один из компонентов геологической среды. Сложное комплексное воздействие осуществляется при разработке полезных ископаемых, когда одновременно происходит глубокое воздействие на все компоненты геологической среды и гидросферы. Учитывая тесную взаимосвязь всех элементов геологической среды в геотехногенной системе, следует иметь в виду, что любой вид технологической нагрузки на подземные воды влияет и на другие составляющие геологической среды.

Подземные воды благодаря своей динамичности и сопряженности (в зависимости от характера взаимосвязи) с поверхностной гидросферой являются основным элементом литосферы, определяющим распространение влияния антропогенных нагрузок на значительно бо́льшие зоны изменения геологической среды, нежели сфера непосредственного контакта пород с инженерным сооружением; взаимосвязь подземных вод с гидросферой определяет их воздействие на состояние поверхностных вод. Таким образом, подземные воды являются активным проводником воздействия хозяйственной деятельности на гидросферу и литосферу. Нарушение природного состояния гидрогеологических условий вызывает ряд сопряженных изменений в природной экологической системе.

В связи с развитием и дальнейшей интенсификацией водопользования и водопотребления влияние технологических нагрузок будет возрастать, а в ряде случаев приобретать характер регионального воздействия. В этих случаях можно говорить о превращении ряда природных гидрогеологических систем (ГГС) в гидрогеотехнические системы (ГТС).

Гидрогеологам необходимо изучать и оценивать весь сложный комплекс изменений, выявлять факторы, их вызывающие, и, главное, устанавливать закономерности процессов, возникающих при техногенезе. Изучение характера, масштабов и направленности техногенных изменений позволяет провести прогнозы изменения состояния геологической среды и водных ресурсов, что является обоснованием для разработки мероприятий по охране окружающей среды от негативного воздействия хозяйственной деятельности. Для этого должны быть установлены пределы допустимо нормативной или возможной (оптимальной) нагрузки на гидрогеологические системы.

Влияние технологической нагрузки весьма разнообразно [10, 36]. Оно может ограничиваться локальным воздействием, но зачастую вызывает значительные изменения гидрогеологических условий в региональном плане, охватывая всю ГГС или значительные ее участки. Своеобразное отличие техногенных процессов от природных состоит в несоизмеримо большей скорости их протекания. Характер технологического воздействия различен в зависимости от вида, площади, режима и величины воздействия. Основными видами воздействия являются: водоотбор или водоотлив подземных вод, осушение водоносных горизонтов для проведения мелиорации земель, строительства, горных работ, закачка промышленных стоков, орошение, проведение каналов, сооружение водохранилищ и др. По размещению воздействующих факторов выделяют площадное, линейное и точечное воздействия; время воздействия может быть краткосрочным или длительным; режим воздействия — эпизодическим (единовременным), периодическим, длительным, т. е. воздействие может быть постоянным или переменным во времени. Характер воздействия и гидрогеологические особенности ГГС, взаимосвязь последних с гидросферой предопределяют возникающие процессы и явления. Происходит нарушение внутренних и внешних связей ГГС, структуры ГГС, свойств и параметров ее подсистем (гидрогеодинамической, геологической, химической, гидрогеотермической и т. п.). Естественно, что в ряде случаев воздействию подвергаются свойства и параметры не всех подсистем, а их отдельные элементы, например пьезометрические напоры, уровни грунтовых вод, химический и газовый составы подземных вод, температуры вод и пород. Эти первичные нарушения приводят, в свою очередь, к изменениям (как правило, к росту) градиентов напора, температур, скоростей фильтрации и расходов потока. В результате изменяются уклоны поверхности подземных напорных вод и направления их движения, характер взаимосвязи водоносных комплексов, а также рек и подземных вод, могут возникать депрессионные воронки. Таким образом, перестраивается вся гидрогеодинамическая картина потока вплоть до изменения положения областей и условий питания и разгрузки подземных вод. В соответствии с вариацией температур и состава подземных вод изменяются геотемпературные и геохимические характеристики — градиенты скорости распространения температур загрязнений и т. п. Происходит возникновение новых геохимических и геотемпературных аномалий, модификация свойств водосодержащих и разделяющих их слоев, т. е. происходит перестройка всех физических полей ГГС. Естественно, что в каждом конкретном случае в зависимости от масштабов и характера технологических воздействий процессы техногенеза могут быть ограничены определенной интенсивностью проявления.

Нарушения природных гидрогеологических условий оказывают влияние на гидросферу (например, сокращая сток рек при

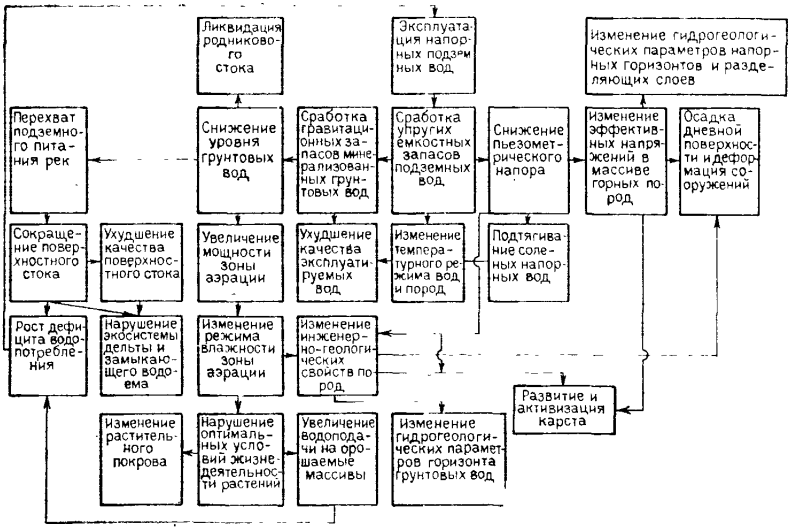


Рис. 142. Схема развития процессов техногенеза под влиянием крупного водоотбора (в условиях аридной зоны СССР)

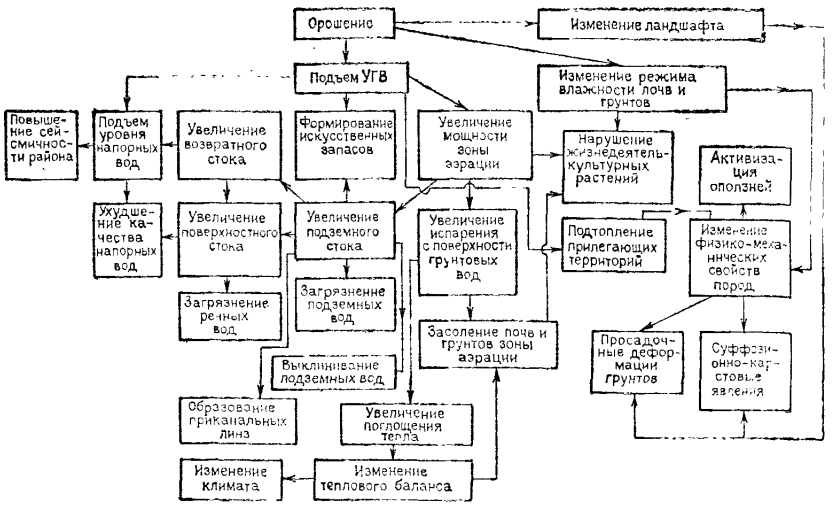


Рис. 143. Схема процессов развития техногенеза под влиянием орошения (в условиях аридной зоны СССР)

водоотборе подземных вод из скважин, расположенных в долинах рек, в условиях их тесной связи с поверхностными), инженерно-геологическое состояние пород, активизируя инженерно-геологические процессы. Все эти процессы в конечном итоге

вызывают изменения определенных элементов природной обстановки, связанных с геологической средой. Так, снижение уровня грунтовых вод вызывает увеличение мощности зоны аэрации и ее иссушение, что может привести к видоизменению характера растительности, засыханию лесов, осушению рек и болот. Эти обстоятельства снова свидетельствуют о тесной экологической связи природных процессов, которые следует изучать совместно комплексом различных методов. На схемах (рис. 142, 143) показаны последовательные этапы влияния технологических процессов (водоотбора и орошения в аридных зонах) на изменение гидрогеологических, гидрологических, инженерно-геологических условий, приводящих к определенным перестройкам окружающей среды. Следует иметь в виду, что эти перестройки, в свою очередь, влияют на вызвавшие их факторы, т. е. возникает обратное влияние новых явлений и процессов на характер техногенеза. В зависимости от характера взаимосвязи подземных и поверхностных вод, строения и состава геологической среды (например, трещиноватые известняки или слабопроницаемые породы) одно и то же техногенное воздействие может приводить к различным последствиям. В зависимости от продолжительности и интенсивности действия различных факторов техногенное воздействие может прекратиться, не вызвав всех указанных последствий.

Перечислим основные характерные изменения наиболее широко распространенных гидрогеологических условий при различных технологических воздействиях.

1. При сооружении плотин и водохранилищ — подъем грунтовых вод в зоне подпора, уменьшение подземного стока или его практическом исчезновении в зоне подпора, уменьшение уклона поверхности подземных вод вплоть до перемены его знака на противоположный (изменение направленности и интенсивности связи с поверхностными водами); изменение соотношений напоров между грунтовыми и напорными водами, условий глубокой разгрузки в реку (и вообще — условий взаимосвязи водоносных комплексов). Перечисленные процессы, определяющие условия питания и разгрузки грунтовых и напорных вод, могут приводить к нарушениям гидрогеохимической и гидрогеотермической обстановки, особенно в приплотинной части.

2. При сооружении прудов, хвостохранилищ для сборов отходов, технических водоемов в зависимости от условий связи вод пруда и подземных вод может происходить либо формирование зоны подпора, либо некоторое увеличение потерь на фильтрацию в подземные воды; возможны образование под прудом «бугра» подземных вод, изменения их химического состава и температур, фильтрационных свойств грунтов и т. д.

3. Водозаборы и шахтный водоотлив вызывают снижение уровней и напоров, формирование воронок депрессии, иногда до нескольких сотен километров, осушение больших площадей,

болот, родников; при наличии связи с речными водами возможно уменьшение речного стока и т. д. (см. рис. 142).

4. Захоронение жидких промышленных стоков создает зоны повышенных напоров и способствуют усилению процессов перетекания подземных вод, нарушению геотемпературного режима вод и пород, изменению фильтрационных, физико-химических свойств почв и грунтов, загрязнению подземных вод.

5. Орошение рассмотрено в приведенной схеме (см. рис. 143).

Таким образом, любое технологическое воздействие нарушает условия связи поверхностных и подземных вод и взаимосвязи последних, что приводит к изменению условий и областей питания и разгрузки подземных вод, соотношения поверхностного и подземного стока и элементов водного баланса, режима влажности и температур зоны аэрации и водонасыщения, сложившегося физико-химического равновесия пород и подземных вод и их параметров в результате загрязнения.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные виды технологических воздействий на подземные воды. 2. Чем гидрогеологическая система отличается от техногенной гидрогеологической системы? 3. Каковы основные реакции ГГС на технологические воздействия?

10.3. МЕТОДЫ СБОРА И ОБРАБОТКИ ИНФОРМАЦИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Научно-методические основы оценки и прогноза влияния хозяйственной деятельности в настоящее время еще находятся в стадии разработки, поэтому отсутствуют регламентированные указания по содержанию, сбору и обработке информации при оценке воздействия комплекса технологических процессов на ГГС *.

Так как техногенез — это сложный комплекс явлений и процессов, сформулируем те основные положения, которые в значительной мере определяют содержание и обработку необходимой информации.

1. Оценка существующего состояния техногенеза исследуемого объекта завершается суждениями о дальнейшем его развитии, т. е. одновременно проводят оценку существующих процессов техногенеза и их прогноз, что является гидрогеологическим обоснованием для разработки мероприятий по уменьшению негативных явлений до допустимого уровня. Таким образом, оценка, прогноз и управление процессами техногенеза сливаются в единое направление работ по охране подземных вод. Это положение требует анализа разновременной информации об объекте: а) процессы, явления, имевшие место в естественных

* Это не относится к оценке влияния отдельных видов хозяйственной деятельности на подземные и поверхностные воды.

условиях; б) характеристика изменений состояния объекта в нарушенном режиме от начала воздействия до момента изучения; в) выяснение характера проектируемых изменений технологических нагрузок для составления прогнозов.

2. Если на один и тот же гидрогеологический объект (участок, район) оказывает воздействие несколько видов антропогенной нагрузки (например, водоотбор, орошение и др.), необходимо собирать и обрабатывать информацию не по одному, а по всем факторам влияния, так как их суммарное влияние и определяет состояние объекта.

3. Учитывая взаимосвязь гидрогеосферы, атмосферы и литосферы, изучение, оценку и прогноз техногенных изменений следует проводить с привлечением информации об изменениях их состояния, не ограничиваясь изменением только гидрогеологической обстановки. Это обстоятельство не исключает возможности изучения дифференцированной информации для оценки влияния на изменение гидрогеологических условий какого-либо одного доминирующего фактора (например, изменение речного стока при работе береговых водозаборов и т. п.).

Учитывая, что зона, где проявляется влияние источника возмущения, значительно больше участка непосредственного его воздействия, сбор информации по гидрогеологическим и другим природным условиям должен охватывать всю сферу воздействия инженерного сооружения. Это особенно существенно для прогнозных задач в случае дальнейшего увеличения интенсивности технологической нагрузки.

Объем имеющейся информации по объекту в значительной мере предопределяет возможные методы их обработки и оценки влияния техногенеза. В зависимости от наличия информации имеющиеся техногенные гидрогеологические объекты можно разделить на три категории изученности. К первой категории относятся объекты, наименее обеспеченные исходной информацией (отсутствует характеристика естественного состояния объекта в ненарушенных условиях, неизвестна история развития технологического фактора на объект, имеются лишь сведения о существующей нарушенной гидрогеологической обстановке); ко второй — объекты, по которым имеются сведения об их состоянии в ненарушенных условиях и данные разовых обследований при нарушенных условиях; к третьей — объекты, имеющие наиболее полную информацию как о ненарушенном, так и о нарушенном состоянии, а также данные наблюдений за режимом подземных и поверхностных вод.

Исходная информация включает в себя следующие данные:

1. Сведения о размещении сооружения (в плане и разрезе), о характере, величине, режиме и продолжительности воздействия на гидрогеологические условия, т. е. все сведения о технологическом возмущении. При этом выясняется заданное и существующее изменение основных характеристик — снижение (или повышение) уровней, напоров водоносных комплексов,

величины водоотбора, нормы полива при орошении и т. п. Сюда же относятся и сведения о планируемых на ближайшее время (10—15 лет) изменения в характере и величине источника возмущения.

2. Сведения о природных и нарушенных условиях исследуемого гидрогеологического объекта — данные о геологических условиях, гидрогеологических свойствах и структуре ГГС и всех ее подсистем (см. тему 2), гидрогеологических параметрах, данные о естественном и нарушенном режиме, информацию о реакции ГГС на воздействие.

3. Дополнительную информацию о естественных и нарушенных гидрологических характеристиках рек (изменение условий поверхностного стока, расходов, уровней рек, качества поверхностных вод), характере метеорологических элементов (атмосферные осадки, испарение), климате, изменении рельефа, инженерно-геологических процессах (оползни, карст), характере растительности, почв.

Исходная априорная информация, в том числе и данные по режиму подземных и поверхностных вод, содержится в фондах изыскательских организаций Мингео и других ведомств, в фондах и опубликованных справочниках Гидрометслужбы, на предприятиях и в проектных организациях, проводящих исследование недр или строительство сооружений.

Помимо обобщения уже имеющихся данных, источниками информации служат результаты специальных полевых исследований по замерам измененных уровней, родников, температур, по химическому и биологическому составу подземных вод, почв, грунтов, по изменениям рельефа и его новообразованиям, проявлениям суффозионно-карстовых, оползневых и других инженерно-геологических и экзогенных процессов и т. п. Особое внимание при обследовании уделяется гидрометрической съемке, так как состав, расходы и режимы поверхностных вод отражают также изменения гидрогеологической обстановки и, в свою очередь, влияют на состояние окружающей среды. В содержание полевых обследований входят данные о характере связи подземных и речных вод, расходах реки и их внутригодовом изменении (особенно в меженный и паводковый периоды), качестве поверхностных вод, наличии участков сбросов в реки и составе и объемах этих сбросов. По окончании полевого обследования производится камеральная и лабораторная обработка полученных данных. Одной из специальных задач является постановка лабораторных физико-химических исследований взаимодействия загрязненных подземных вод с подземными водами и породами для выяснения возможных изменений фильтрационных свойств пород, особенно слабопроницаемых отложений, при новых градиентах напора, создаваемых в процессе техногенеза, и для оценки активной пористости и миграционных параметров в условиях, свойственных техногенным процессам.

Уровень обработки первичной информации и оценка влияния инженерных сооружений зависят от объема этой информации. Для объектов первой категории обработка состоит в написании заключения о наблюдаемых современных изменениях гидрогеологической обстановки, которое должно заканчиваться предложениями о содержании специальных обследований, размещении режимных наблюдений и т. п. Оценка изменений проводится на качественном уровне; дается приближенная характеристика изменений уровней, напоров, температуры подземных вод, их минерализации и состава, уклонов пьезометрической поверхности, величины водоотбора; условно характеризуются размеры воронки депрессии исходя из литературных данных по объекту-аналогу.

Для объектов второй категории обработка материалов состоит в сравнении данных исходной информации и полученных при обследовании или при наблюдениях, проведенных в процессе техногенеза: вычисляются величины изменения уровней, напоров, температур, минерализации подземных вод и т. п. на отдельные периоды обследований (ΔH, Δh, ΔT, ΔC и т. д.), оцениваются темпы изменения этих показателей, т. е. определяются величины $\Delta H/\Delta t$; $\Delta h/\Delta t$ и т. д. При наличии стационарных наблюдений составляют хронологические графики изменения названных характеристик во время наблюдений (см. тему 8, рис. 101, 103, 105). Таким образом, устанавливаются тенденции изменений этих показателей во времени, в плане и по глубине. Наилучшие результаты могут быть получены при одновременном изучении изменений по максимально возможным показателям. За этот же период учитываются соответствующие изменения основных характеристик инженерного сооружения, оказывающего воздействие. (Так, например, при изучении формирования во времени и пространстве воронки депрессии при водоотборе необходимо иметь информацию о изменении величины расхода водоотбора во времени, размещении водозаборных сооружений.) Вся обработанная информация наносится на карты, профили, графики и в специальные таблицы. Обычно они строятся не в абсолютных значениях, а в величинах изменений от первоначального значения: например, изменение уровня показывается не абсолютными значениями H_1', H_2' и т. д., а $\Delta S_1 = H_2' - H_1'$. Темпы снижения уровня или напора во времени определяют за отдельные периоды наблюдений Δt_1, Δt_2 или суммарно за весь период эксплуатации. При водоотборе по данным наблюдений в плане и разрезе выясняется рост воронки депрессии, изменения характера колебаний уровня по сравнению с естественным, изменение минерализации или содержания отдельных компонентов, появление новых элементов как характерных источников загрязнения. В итоге дается качественное и количественное описание изменений; на основании выявленных тенденций высказываются предположения о возможных дальнейших изменениях изучаемого объекта. При

наличии достаточных данных наблюдений за темпом изменения гидрогеологических характеристик при известных изменениях техногенных нагрузок могут быть определены (с той или иной достоверностью) ожидаемые прогнозные изменения гидрогеологической обстановки при известном режиме работ источника возмущения.

Если имеются данные наблюдений за режимом поверхностных и подземных вод в нарушенный и ненарушенный периоды, то характер изменения сравнивается как во внутригодовом, так и в многолетнем периодах, выявляются сроки наступления нарушений, темпы изменения и т. д. (см. тему 8).

Гидрологи широко используют данные по большому числу рек опорных наблюдательных створов для восстановления естественного стока реки, в бассейне которой имеется антропогенное воздействие. Для этого наблюдения по стоку на этой реке сопоставляются со стоком реки-аналога, находящейся в естественных условиях, если, конечно, имеется длинный ряд совместных наблюдений, охватывающих как естественный, так и нарушенный периоды. Сопоставление выполняется нахождением коэффициента корреляции между характеристиками стока двух рек (см. тему 3) [3, 50]. Теснота связи характеризуется значением коэффициента корреляции. При его значениях более 0,8 связь считают тесной; по отклонениям точек на графиках связи от его общего направления выделяется нарушенный период. Таким образом, восстанавливается (ретрансформируется) естественный сток исследуемой реки, а по разнице восстановленного и естественного уровней устанавливается величина изменения речного стока. Если метод парной корреляции показывает слабую тесноту, т. е. его значение менее 0,8, прибегают к методу множественной корреляции с несколькими реками-аналогами [50]. Аналогичные методы парной и множественной корреляции используются при обработке наблюдений за режимом подземных вод в нарушенных и естественных условиях.

К методам количественной оценки влияния техногенных процессов относится водно-балансовый метод (метод совместного баланса подземных и поверхностных вод), который основан на определении каждого из элементов баланса независимым путем. Степень достоверности обосновывается точностью оценки элементов баланса (см. темы 3 и 8). Сравнение структуры (элементов) баланса в естественных и нарушенных условиях показывает степень реакции исследуемого объекта и позволяет установить, какие элементы баланса изменились. Так, баланс подземных вод в долине реки, где работает водозабор (см. рис. 141), в начальный период работы водозабора состоит из перехвата только части естественных ресурсов подземных вод, о чем свидетельствуют положение кривой депрессии и наличие подземного водораздела (кривая II) между рекой и водозабором. В этих условиях баланс подземных вод на участке изменился лишь количественно — уменьшился расход потока в реку на

величину водоотбора. Однако поток подземных вод по-прежнему направлен к реке, которая является дреной. В последующий период, когда увеличился дебит водоотбора (кривая *III*), произошло качественное изменение элементов баланса, о чем можно также судить по форме кривой депрессии на участке от реки до водозабора: произошло общее изменение направления потока подземных вод, он уже направлен от реки, которая вместо зоны разгрузки стала областью питания и формирует основную статью баланса водозабора. В этих условиях техногенеза возможно сокращение речного стока, при малых расходах которого водоотбор может вызвать значительное снижение уровня грунтовых вод и нежелательные экологические последствия (обмеление реки, высыхание стариц на пойме, изменение видового состава травяной растительности). Зная гидрогеологические параметры пласта (коэффициент фильтрации, мощность обводненной толщи и ее изменение при водоотборе, уклон потока в естественных и нарушенных условиях), можно приближенно оценить расход потока из реки по формуле Дарси (см. темы 2 и 3). Если известны дебит водозабора и среднегодовой расход реки, можно оценить и ущерб речному стоку.

В сложных гидрогеологических и технологических условиях и при наличии информации влияние оценивается аналитически или математическим моделированием.

В общем курсе гидрогеологии оценка антропогенного воздействия ограничивается, как правило, качественным или полуколичественным описанием, включающим:

1) характеристику технологического воздействия, т. е. вид воздействия, площадь, характер размещения (локальный, площадной, линейный) и глубину, продолжительность (разовое, длительное) и его режим (эпизодический, периодический, постоянный), величину (т. е. величины водоотбора, водоотлива, изменение уровня, поливных норм и т. п.);

2) описание ненарушенных гидрогеологических условий ГГС или ее участка, в зоне априорно оцененной площади развития техногенеза;

3) оценку реакции ГГС, выражающуюся в изменении ее показателей: гидрогеодинамической структуры (изменение уровней и напоров подземных вод, уклонов, снижение или их рост во времени, наличие и развитие депрессионных воронок в районе, изменение режима подземных и поверхностных вод); гидрогеохимической структуры (изменение минерализации, основного состава подземных и поверхностных вод по компонентам, характеристика загрязняющих веществ, положение площадей и участков химического загрязнения и описание гидрохимических аномалий); гидрогеотемпературных характеристик в плане и разрезе. Для объектов, подземные воды которых связаны с поверхностными водами, описывают изменения уровней и расходов воды в реках, создание и режим работ водохранилищ, изменение рельефа, образование насыпей, отвалов, хвостохрани-

лищ, активизацию или возникновение инженерно-геологических процессов.

Таким образом, влияние оценивается в несколько этапов: на начальных этапах техногенные процессы и явления оценивают качественно; на последующих этапах по мере накопления сведений проводится приближенная оценка существующих изменений и выявляются тенденции изменения гидрогеологических условий в будущем; затем на базе постановки специальных полевых, опытных и режимных наблюдений проводятся их более обоснованная качественная и количественная оценка и прогноз развития техногенеза путем составления водохозяйственных балансов или с помощью аналитических методов и математического моделирования. Последний этап оценки позволяет рассмотреть и выбрать вариант с наименьшим негативным воздействием на гидрогеологические условия и окружающую среду, а также дать гидрогеологическое обоснование мероприятий, уменьшающих нежелательное воздействие.

Задача 10.1. [*36*].

В долине р. Волги, в пределах высоких террас и сыртовой равнины саратовского Заволжья планируется орошение земель при наличии и отсутствии дренажа. Орошение будет производиться 150 дней в году. Водоносный горизонт на исследуемом участке заключен в толще хазарских песчаных отложений, перекрытых суглинками (см. рис. 102). На основе проектных данных и изучения природных условий проведен прогноз изменения гидрогеологической обстановки при орошении на участке между скв. 305 и 309 с наличием и отсутствием дренажа. Требуется: оценить влияние проектируемого орошения на гидрогеологические условия междуречья, охарактеризовать процессы техногенеза.

Решение: 1. Характеристика ненарушенных условий: используя данные о естественных уровнях (см. рис. 102), отметим, что в природных условиях уровень грунтовых вод залегал на глубинах от 10 до 40 м (от скв. 301 до скв. 312), уменьшаясь к оврагу (скв. 311 — 10 м). Уклон грунтовых вод формировался под дренирующим влиянием р. Волги (средние уклоны порядка 0,001), от скв. 312 до реки овражная сеть не влияла.

2. Технологическая характеристика воздействия — орошение проводится на участке от скв. 301 до 309 в течение 45 лет. Технологическое воздействие от орошения носит площадной характер, размеры его определяются по подъему уровня, который через 45 лет орошения распространится за пределы скв. 312 (см. рис. 102); по времени воздействие длительное, продолжительность составляет 45—55 лет, по режиму воздействия — периодическое (150 дней в году). Орошение является основным источником питания, на площади орошаемых земель значительно превосходящим инфильтрацию атмосферных осадков, так как вызывает постоянный рост уровня.

3. Качественная и количественная характеристики техногенеза: при орошении (при отсутствии дренажа) фиксируется неуклонный рост уровней грунтовых вод. Отсутствие данных регулярных режимных наблюдений не позволяет охарактеризовать внутригодовые изменения уровня, однако среднегодовой рост уровня показывает, что через 15 лет он достигнет днищ крутых балок (см. положение уровней через 15 лет в районе скв. 301 и 311) и в последующие годы балки превратятся в дрены вновь созданных потоков грунтовых вод. Дренирующее значение р. Волги возрастает, о чем свидетельствует увеличение уклонов поверхности грунтовых вод к реке, но оно ограничено участком от реки до скв. 301, а единый грунтовый поток, существовавший в естественных условиях, будет благодаря изменившейся роли балок разбит на три более мелких потока с местными водоразделами подземных вод — у скв. 301, 302, 307. На участках «скв. 301 — балка первая»,

«скв. 302 — балка вторая» изменится направление грунтовых вод на противоположное естественному, т. е. в сторону от реки. Хотя область питания грунтовых вод по-прежнему совпадают с областью их распространения, само питание значительно возросло из-за полива, а условия естественного дренирования изменились из-за указанной роли балок. Влияние балок на грунтовый поток сравнительно ограничено, о чем свидетельствуют довольно крутые формы депрессионных кривых в бортах балок. Уровень грунтовых вод будет подниматься со скоростью от 0,7 до 1,2 м/год. Учитывая большую начальную глубину подземных вод и скорости подъема уровня, можно считать, что на большей части территории в течение ближайших 10—15 лет орошения подъем уровня грунтовых вод будет составлять от 14 до 18 м и не достигнет тех критических (2,5—3 м) глубин, на которых происходит испарение с поверхности грунтовых вод и засоление грунтов. Повышение уровня грунтовых вод распространяется за пределы массива орошения — на участке скв. 309—312. Можно сделать вывод, что благоприятные условия для орошения, когда ГТС в целом не испытывает коренных нарушений природной обстановки, составляют 10—15 лет, т. е. ГТС является в этот период эвритопной. В последующие 15 лет произойдет дальнейшее повышение уровней на участке скв. 301—311, а на участке между скв. 311—309 — через 10 лет, уровни достигнут критических глубин, что вызовет засоление грунтов и снижение урожайности. ГТС перейдет из эвритопной в стенотопную (начнутся необратимые негативные явления техногенеза).

4. Предложения об улучшении нарушенных гидрогеологических условий: необходимо устойчивое снижение уровня грунтовых вод ниже критического, т. е. устройство водопонизительных установок — дренажа в районе скв. 305.

Задача 10.2.

Рассмотреть воздействие дренажа при орошении на гидрогеологические условия того же участка, что и в задаче 10.1, используя данные, приведенные на рис. 102. Дренаж планируется в районе скв. 305 в виде двух рядов скважин на расстоянии около 1,5 км. Описания провести в указанной выше последовательности. Оценить источники, которые формируют приток в дренажные скважины.

Задача 10.3.

В долине р. Ахангарана заложены наблюдательные скважины на грунтовые воды в толще валунно-галечниковых и песчаных отложений. Даиные наблюдений приведены на рис. 101. Определить, под влиянием каких факторов формировался режим в скв. 4, 5, 6, и дать характеристику техногенных изменений. По каким показателям можно оценить степень воздействия антропогенных факторов на режим подземных вод? Определить влияние расходов реки у пос. Турк, расходов подземного водозабора на многолетние колебания уровня по скважинам. Объяснить причину различия режима по скв. 5 и 6.

Задача 10.4 *.*

Сопоставив графики многолетних колебаний уровня по скв. 68, 189 и 309 (см. рис. 105), назвать технологические процессы, воздействующие на гидрогеологические условия участка. Дать характеристику показателей техногенеза. Оценить экологическую валентность ГТС.

Задача 10.5 **.*

Сопоставить графики колебаний уровней подземных вод по скв. 69, 73 и 74 и водомерному посту (см. рис. 103). Назвать технологические процессы, оценить характер и масштаб техногенеза, если известно, что до сооружения канала 1952 г. среднегодовой уровень грунтовых вод составлял в скв. 69 — 21 м, в скв. 73 — 22,8 м; в скв. 74 — 23,1 м. Преобладающая глубина уровня подземных вод в толще аллювиальных песков (в районе наблюдательного поста) составляла от 7 до 8 м, воды по составу пресные с минерализацией от 1 до 3 г/л. Положение уровня по данным 1957 г. показаны на рис. 103; минерализация подземных вод на значительных участках вблизи канала составляет 3—5 г/л, а в отдельных понижениях рельефа достигает

---

* По материалам В. И. Просенкова (1971 г.).

** По материалам Э. Д. Кац (1960 г.).

Таблица 98. Измененне уровня грунтовых вод в скважинах после сооружения водохранилища

Номер скважнны	Отметка устья, м	Глубина до воды, м	Номер скважнны	Отметка устья, м	Глубина до воды, м
45	131,9	3,6	47	136,7	8,3
40	121,6	1,4	50	125,3	2,0
48	134,2	5,8	46	139,1	10,1
51	123,5	1,5	41	127,4	2,2
42	137,2	9,6			

Таблица 99. Изменение уровня грунтовых вод в скважинах у оврага Козловка

Номер скважнны	Уровень до подпора, м	Изменение уровня после подпора, м	Номер скважнны	Уровень до подпора, м	Изменение уровня после подпора, м
26	120,19	9,31	49	122,20	5,30
27	122,10	7,40	29	124,24	5,26

10 г/л. Сравнить годовую амплитуду колебаний уровней и их внутригодовой режим в канале и скважинах. Описать характерные периоды колебания уровней, среднюю скорость их подъема и объяснить причины его стабилизации.

Задача 10.6.

На участке руч. Терновский — овраг Козловка построен гидрогеологический разрез (см. табл. 83) и карта гидроизогипс в естественных условиях на 1977 г. (см. рис. 125). На руч. Терновском, имеющем временный водо-

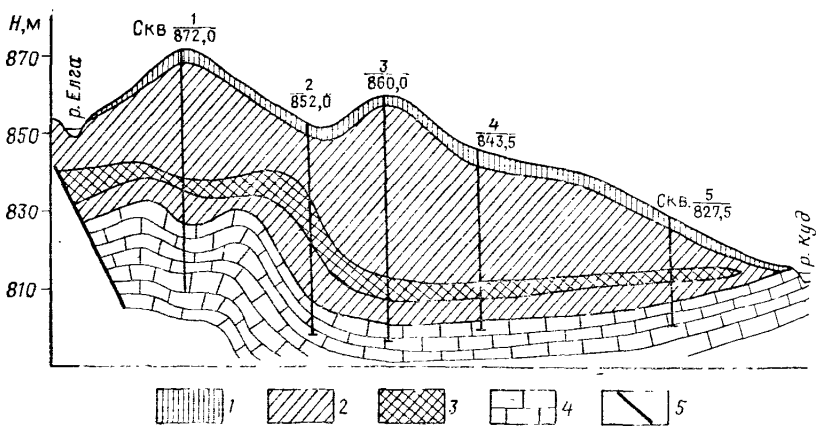


Рис. 144. Геологический разрез через междуречье:

1 — четвертичные суглинки; *2* — глинистые сланцы и алевролиты; *3* — рудная залежь; *4* — трещиноватые известнякн; *5* — зона тектонического разлома; цифры у скважины — номер н глубина до забоя, м

Таблица 100. Уровни подземных вод по скважинам участка

Номер скважины	Отметка, м		Номер скважины	Отметка, м	
	появления воды	установившегося уровня		появления воды	установившегося уровня
1	817	817	4	803	816
2	805	805	5	808	813
3	801	821			

ток. в 1979 г. сооружена плотина для создания водохранилища и в 1981 г. проведены наблюдения за уровнями грунтовых вод (табл. 98, 99). По данным наблюдений построить кривую депрессии на разрезе и новую карту гидроизогипс с учетом влияния водохранилища. Оценить изменения зеркала грунтовых вод, изменение мощности подземных вод, уклонов и направления потока, сравнив нарушенные условия с естественными. Определить изменения условий питания и дренирования. Уровень воды в водохранилище на 1/X 1981 г. составлял 129,5 м.

Задача 10.7.

Пользуясь геологическим разрезом (рис. 144) и данными появления и установления уровней подземных вод при бурении (табл. 100), показать на разрезе положение водоносных горизонтов, описать условия их залегания, питания и дренирования. Оценить возможные изменения гидрогеологической обстановки при разработке рудного тела на участках: 1) между первой и второй скважинами; 2) между третьей и четвертой. Урез р. *К.* находится на отметке 115,0 м.

Задача 10.8.

На участке долины реки проведена разведка подземных вод для водоотбора (рис. 145). Данные о положении уровней в естественных и нарушенных условиях показаны в табл. 101. Требуется построить на разрезе кривую депрессии в естественных и нарушенных условиях, выяснить, из каких скважин осуществляется водоотбор, оценить величины сработки уровней, изменение уклона подземных вод. Описать техногенные явления, возникающие при водоотборе, оценить характер валентности ГГС к этому технологическому процессу.

Отметка уровня в реке на 1/V 1969 г. составляла 146,0 м, в период эксплуатации — 144,8 м.

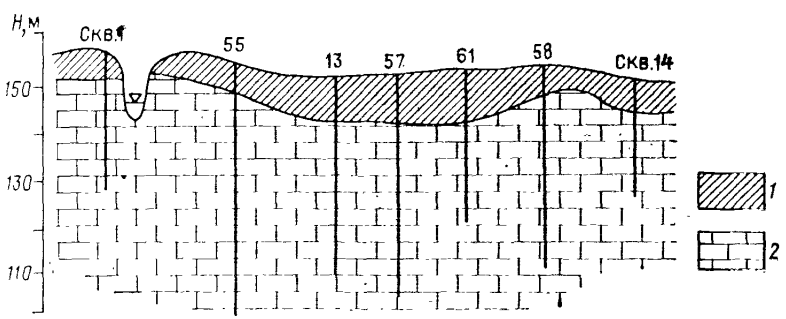


Рис. 145. Схема размещения скважин в долине реки:
1 — суглинок лёссовидный; *2* — известняк слаботрещиноватый

Таблица 101. Данные наблюдений в скважинах

Номер скважины	Отметка уровня подземных вод		Номер скважины	Отметка уровня подземных вод	
	в период разведки (1969 г.)	при водоотборе (1979 г.)		в период разведки (1969 г.)	при водоотборе (1979 г.)
1	— 148,5	148,0	67	140,0 148,8	144,6
55	— 148,0	139,5	58	— 150,0	144,1
13	141,0 148,3	143,6	14	— 150,4	144,8
57	140,5 148,4	146,5			

Примечание. В числителе приведен появившийся уровень воды, в знаменателе — установившийся.

Задача 10.9.

На участке междуречья р. Пласкуша — р. Грязнуша (см. задачу 8.18 и рис. 115) проектируется проведение орошения из поверхностных вод водохранилищ, сооружаемых на реках. Орошение проводится с 15/V по 26/VII и за этот период дополнительная инфильтрация от поливных вод составляет 27,4 мм (22 % от среднегодовой естественной величины инфильтрации атмосферных осадков). На основании этих данных, а также сведений о величине подпора дан прогноз ожидаемого уровня грунтовых вод (рис. 146). Рассчитать, используя данные, приведенные на рис. 146, величину подъема уровней поверхностных вод после сооружения водохранилищ и уровней грунтовых вод в конце первого и второго года (по сечениям), суммарный подъем уровня на междуречье при наивысшем подъеме (НПГ) водохранилищ. Оценить состояние ГТС междуречья по отношению к технологическому процессу воздействия; доказать эвритопность ГТС на этой стадии воздействия.

Таблица 102

Номер скважины	Отметка уровни подземных вод после сооружения канала, м		Номер скважины	Отметка уровня подземных вод после сооружения канала, м	
	I горизонт	II горизоит		I горизонт	II горизонт
1	188,0	181,0	4	181,0	189,5
2	—	—			
3	185,0	184,2	5	183,0	186,0

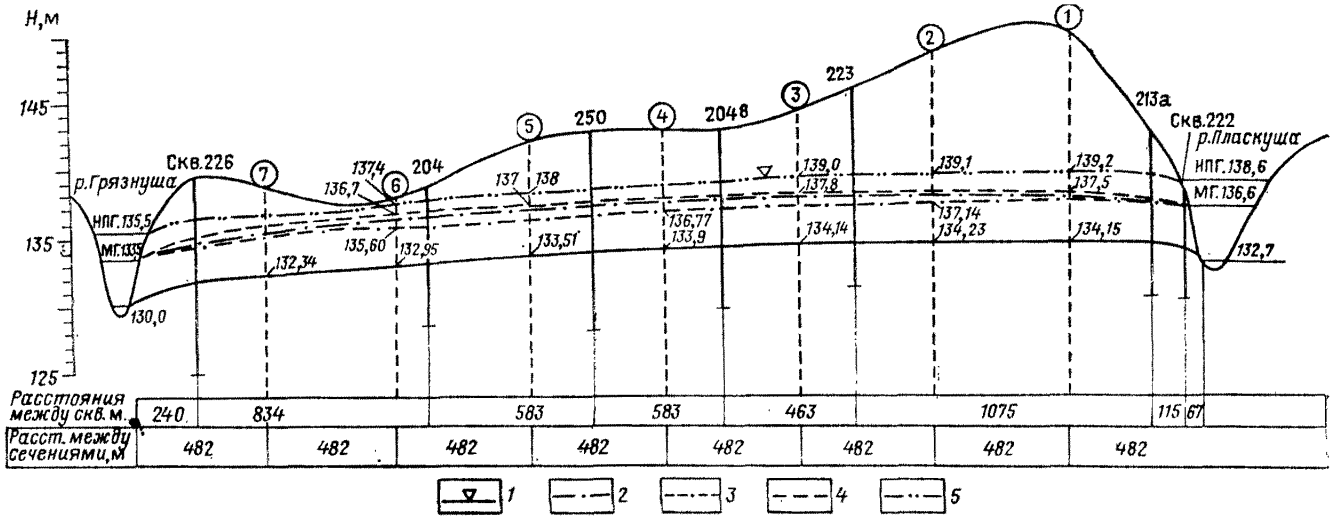


Рис. 146. Расчетный гидрогеологический профиль:

1 — начальное положение уровня грунтовых вод (на 16/VI 1951 г.); *2* — положение уровня грунтовых вод в конце первого года орошения; 3 — положение уровня грунтовых вод в конце третьего года орошения; *4* — предельная кривая депресии при меженных горизонтах (МГ) водохранилищ; *5* — предельная кривая депрессии при наивысших подпорных горизонтах (НПГ) водохранилищ. Цифры в кружках — номера расчетных сечений

Задача 10.10.

На междуречье заложен канал, который оказывает влияние на гидрогеологические условия изучаемого участка. Используя данные задачи 9.4, оценить влияние канала на водоносные комплексы. Сведения о положении уровня подземных вод содержатся в табл. 102. Дать оценку техногенеза и области его развития.

Задача 10.11.

Пользуясь хронологическими графиками изменения амплитуд колебания уровней в реке и в скважинах для водосбора р. Бобрик (рис. 147), оценить влияние мелиорации на изменение амплитуд колебания в подземных водах.

Задача 10.12.

Используя данные графика (рис. 148), описать влияние мелиорации на изменение доли подземного стока $У_п$ в составляющей речного стока $У_0$ после мелиорации по рекам Орессе и Меречанке.

*Задача 10.13 *.*

Водоснабжение города и промышленных предприятий основано на использовании подземных вод современных и древнеаллювиальных отложений, представленных песчано-гравийными отложениями, заполняющими древнюю и современную долины реки (рис. 149, *а*). Борта долины представлены плотными глинами (см. рис. 149, *б*). Положение водозаборов для питьевого и технического водоснабжения показано на том же рисунке. В естественных условиях поток подземных вод был направлен вдоль долины с укло-

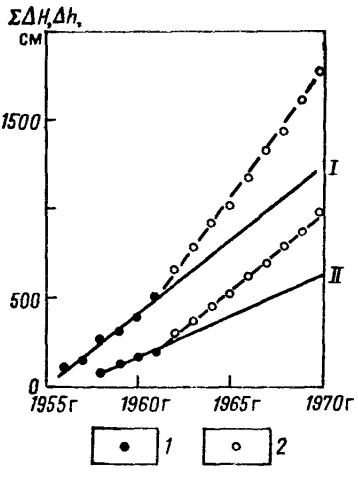


Рис. 147. Изменение амплитуд колебания уровней речных *(I)* и подземных вод *(II)* на водосборе р. Бобрик (по В. В. Дрозду):

1 — до мелиорации; *2* — после мелиорации

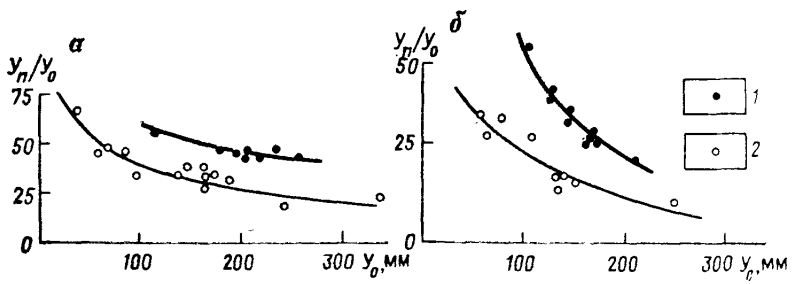


Рис. 148. Изменение доли подземной составляющей речного стока по р. Орессе-Вертухино *(а)* и р. Меречанке-Ставок *(б)* (по В. В. Дрозду)

1 — до мелиорации; *2* — после мелиорации

* По материалам А. Е. Орадовской (1979 г.).

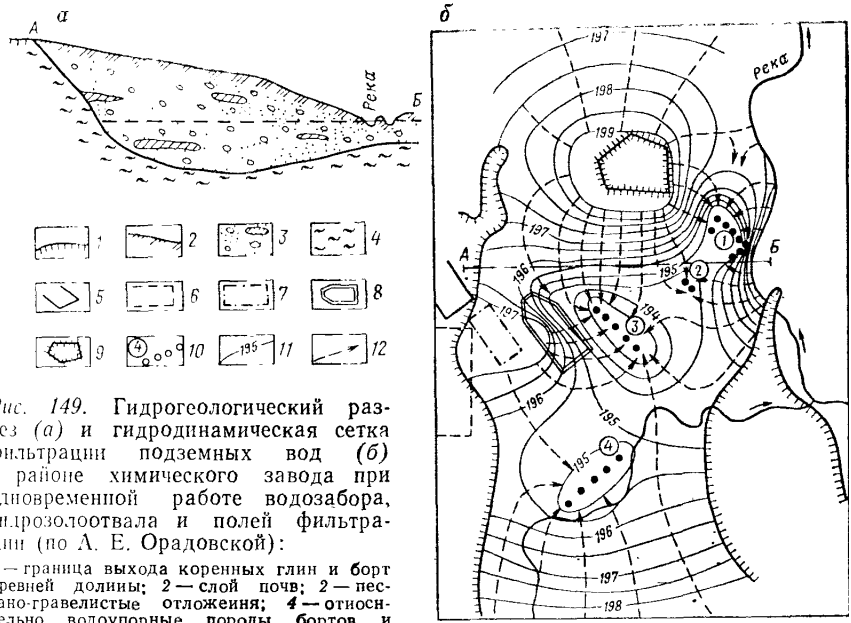


Рис. 149. Гидрогеологический разрез *(а)* и гидродинамическая сетка фильтрации подземных вод *(б)* в районе химического завода при одновременной работе водозабора, гидрозлоотвала и полей фильтрации (по А. Е. Орадовской):

1 — граница выхода коренных глин и борт древней долины; *2* — слой почв; *3* — песчано-гравелистые отложения; *4* — относительно водоупорные породы бортов и ложа древней и современной долии; *5* — новый действующий шламонакопнтель химического завода; *6* — поля фильтрацнн мясокомбината; *7* — старый шламонакопитель химического завода; *8* — территорня химического завода; *9* — гидрозолоотвал; *10* — водозабор подземных вод и его номер; *11* — гидроизогипсы, м; *12* — линии тока

ном поверхности 0,006—0,0007. В период половодья и выпадения дождей река питает водоносный горизонт; в летнюю и зимнюю межень река является дреной. Мощность водоносного горизонта в современной долине (см. рис. 149, *а*) составляет 2—15 м и возрастает до 30 м в древней долине. Средний коэффициент фильтрации составляет 70 м/сут. В районе промышленной зоны 20 лет существует химический завод, заложены шлаконакопители и располагаются поля фильтрации мясокомбината и гидрозолоотвал (см. рис. 149). На основе анализа гидродинамической сетки, составить описание технологического воздействия, описать реакцию ГТС на это воздействие, дать характеристику изменений гидрогеологических условий, выявить основные источники загрязнения подземных вод, сравнить условия работы 1, 2, 3 и 4-го водозаборов. Определить экологическую валентность различных участков, примыкающих к водозаборам. Какие мероприятия могут способствовать: 1) локализации загрязненных вод, поступающих с территории химического завода; 2) предотвращению поступления загрязненных вод из шлаконакопителей; возможно ли поступление загрязнителей в реку?

Задача 10.14.*

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения создано водохранилище, в 1,5 км от него было заложено хвостохранилище, которое собирает жидкие отходы и сточные воды промывочной и магнитно-обогатительной фабрики железного рудника (рис. 150). Подаваемая пульпа содержит 6—7 % твердых веществ. Общая минерализация сточных вод в среднем равна 2,5 г/л, но они содержат комплекс загрязняющих веществ. Хвостохранилище заложено в трещиноватых кварцевых диоритах, прикрытых сверху дресвяно-щебнистым суглинистым элювием. Преобладающая трещиноватость направ-

* По материалам А. Е. Орадовской (1979 г.).

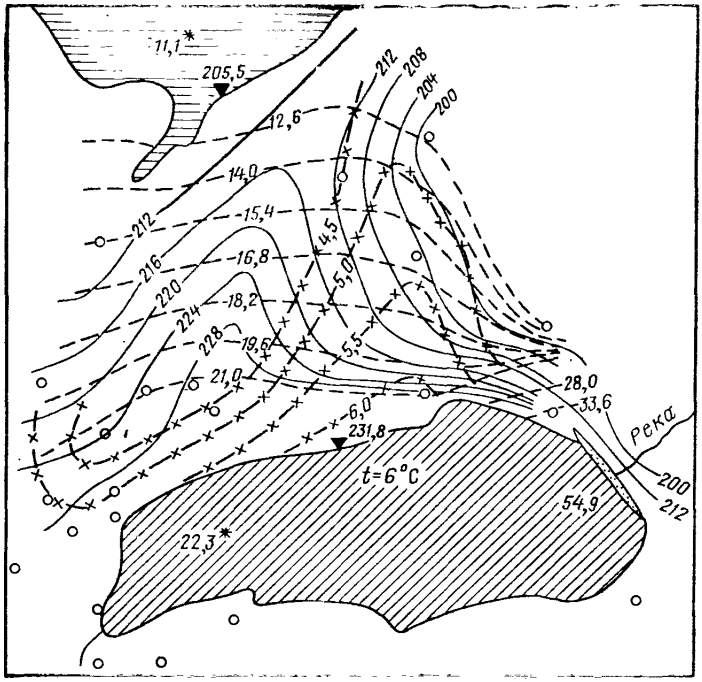


Рис. 150. Фильтрация промышленных сточных вод из хвостохранилища магнитно-обогатительной фабрики железного рудника (по А. Е. Орадовской): *1* — хвостохранилище; *2* — плотина; *3* — водохранилище; *4* — гидроизогипсы, м; *5* — изолиинии значений жесткости грунтовых вод, ммоль/л; *6* — изолиинии температуры грунтовых вод, °С; *7* — наблюдательные скважины. Цифры со звездочкой — значение жесткости в водоемах

лена с северо-запада на юго-восток. Геологические условия между хвосто- и водохранилищем не изменяются. Мощность элювия 10—30 м; коэффициент фильтрации 4—5 м/сут. Хвостохранилище частично заполнено шлаком, максимальная мощность которого у плотин достигает 30 м. Построить схематический гидрогеологический разрез от хвосто- до водохранилища, определить средние уклоны потока, ориентировочную величину единичного расхода, изменение температур и жесткости грунтовых вод. Проанализировав представленную карту, описать нарушения гидрогеологических условий исследуемого участка между хвосто- и водохранилищем.

Задача 10.15.

На территории Терско-Кумского артезианского бассейна проведены исследования для оценки эксплуатационных запасов подземных вод [25]. Район сложен мощной многослойной толщей терригенных отложений верхнемиоценового и четвертичного возраста, в которой заключены этажно расположенные водоносные комплексы (см. рис. 117), разделенные слабопроницаемыми глинистыми пластами. На основании полевых и фондовых материалов был построен комплект карт и проведено моделирование, при котором установлено, что проектируемый крупный водоотбор вызовет изменение гидрогеологических условий — сработку напоров в эксплуатируемых горизонтах и образование воронок депрессии (см. рис. 118), охватывающих значительные площади бассейна. В связи с уменьшением напоров происходит снижение уровней грунтовых вод, связанных перетеканием через слабопроницаемые

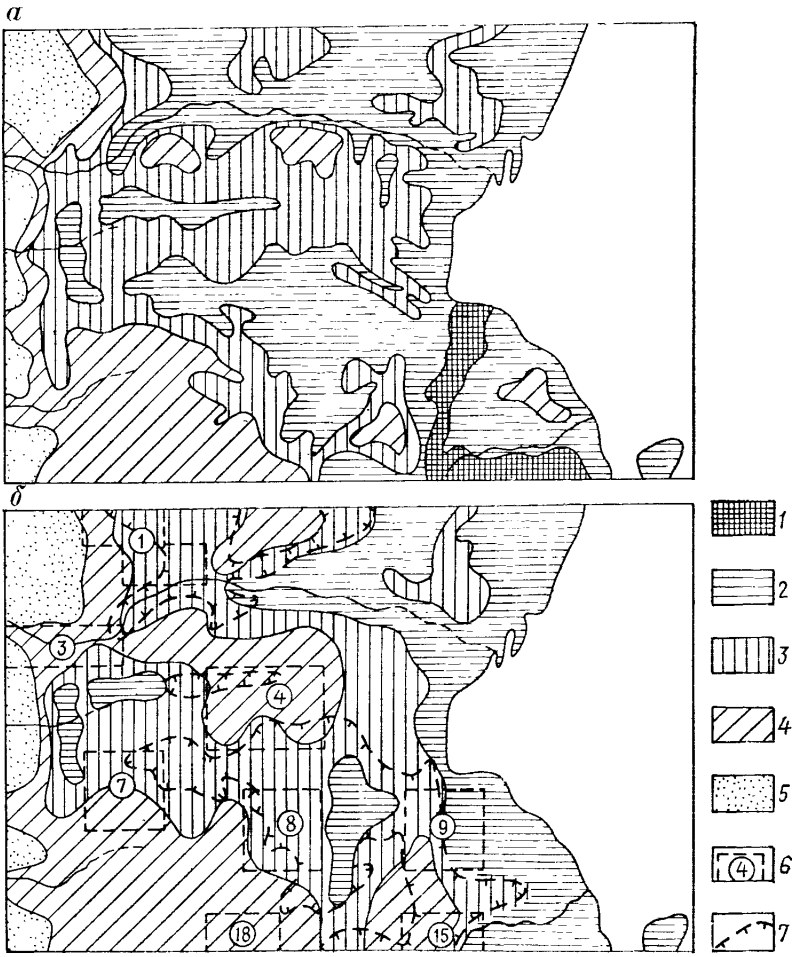


Рис. 151. Карта глубины залегания уровня грунтовых вод Терско-Кумского междуречья:

а — естественные условия; *б* — в условиях проектируемой эксплуатации подземных вод (суммарный водоотбор 983 тыс. м³/сут, расчетный срок 27 лет); *1—5* — глубина залегания уровня грунтовых вод, м: *1* — от 0 до 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 5; *4* — от 5 до 10; *5* — >10); *6* — участки водозаборов; *7* — контур зоны активного влияния водоотбора на растительный покров

глинистые экраны. В итоге произойдет увеличение мощности зоны аэрации и ухудшение питьевых качеств напорных эксплуатируемых горизонтов за счет минерализованных грунтовых вод. Увеличение глубин залегания грунтовых вод (рис. 151, *а*, *б*) вызывает изменение влажностного режима почв и ухудшение условий жизнедеятельности растительности. Опытами показано, что в этом регионе небольшая продуктивность пастбищ наблюдается при глубине 1—3 м, наихудшая — при 5—6 м. В соответствии с этим была построена прогнозная карта активного влияния водоотбора на растительный покров (см. рис. 151, *б*). Используя данные, приведенные на рис. 151, *а*, *б*,

Таблица 103. Шкала оценки основных процессов, вызванных крупным водоотбором

Характеристика процессов	Масштаб изменения процесса (оценка в баллах)		
Оседание земной поверхности, см	0—10 (1)	10—20 (2)	>30 (3)
Ухудшение качества эксплуатируемого водоносного горизонта, г/л	До 1,0 (1)	1,0—1,5 (2)	>1,5 (3)
Ухудшение продуктивности пастбищ, %	20 (1)	20—50 (2)	>50 (3)

определить (в %), на какой части площади территории произойдет снижение уровня напорных и грунтовых вод и какова площадь, на которой высокопродуктивные пастбища попадут в разряд низкопродуктивных.

Задача 10.16.

Для территории, описанной в задаче 10.15, помимо площадей, на которых отмечается ухудшение продуктивности пастбищ, выявлены участки возможного оседания поверхности в результате консолидации сравнительно молодых глинистых толщ, внедрения морских вод в водоносные комплексы, изменения качественного состава вод эксплуатируемого горизонта за счет перетекания подземных вод повышенной минерализации, уменьшения речного стока за счет его фильтрации в подземные воды в районе действия водозаборов. Каждый из перечисленных процессов в зависимости от интенсивности его проявления оценивался приближенно по трехбалльной системе (табл. 103). Суммарная оценка реакции геологической среды проводилась по блокам, на которые (по условной сети) была разбита исследуемая территория. Относя интегральную величину изменений в баллах к центру блока, проводят систему изолиний, характеризующих размещение по площади суммарной величины техногенных изменений. Площади проявления этих процессов показаны на рис. 152. Требуется дать региональное описание размещения процессов и явлений, вызывающих изменение окружающей среды, выделить районы с наибольшей степенью этих изменений.

Таблица 104. Элементы водного баланса зоны использования стока р. Кубани у г. Краснодара за различные периоды, км³/год

Период, годы	$\Sigma Y_{пр}$	X	$\Sigma Y_{ст}$	$E=E_{и}+U_{хоз}$	ΔE	$Y_{кан}$
1926—1948	11,9	21,3	13,0	20,2	0	0
1949—1958	11,9	21,4	12,5	20,8	0,6	1,3
1959—1968	12,0	22,4	13,0	21,4	1,2	1,6
1969—1972	11,8	20,4	10,0	22,2	2,0	2,1
1949—1972	11,9	21,6	12,3	21,2	1,0	1,5
1969—1975	11,8	20,5	9,6	22,7	2,5	2,1
1973—1975	11,8	20,8	8,9	23,7	3,5	2,0

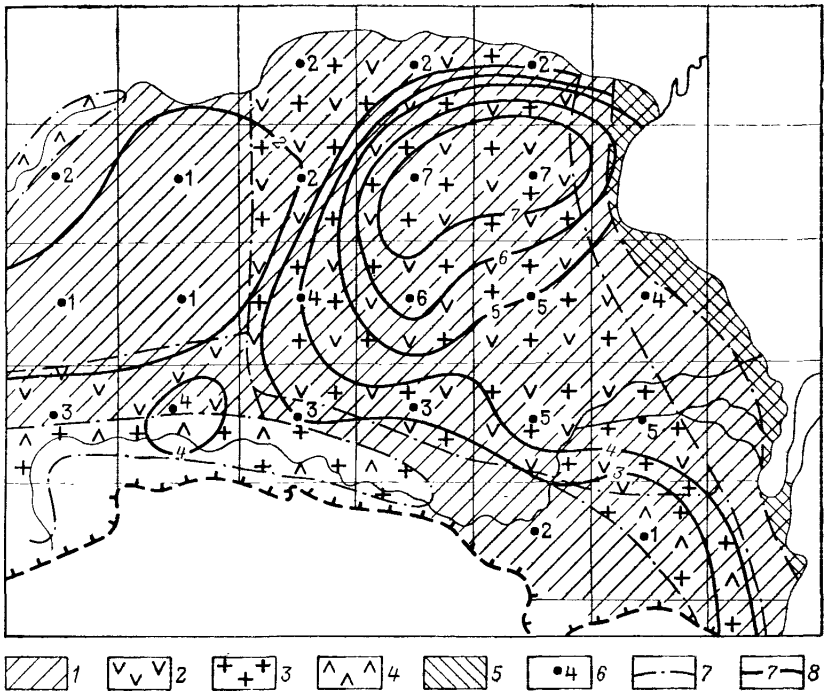


Рис. 152. Карта-схема прогнозного развития антропогенных процессов (техногенеза) при крупном водоотборе (Терско-Кумское междуречье):

1—5 — процессы (*1* — оседания земной поверхности; *2* — изменения продуктивности пастбищ; *3* — изменения качества вод эксплуатируемых горизонтов за счет перетекания; *4* — изменения речного стока; *5* — внедрения морских вод); *6* — центр блока и сумма баллов, оценивающих суммарные изменения окружающей среды; *7* — границы районов с различными процессами; *8* — изолинии суммарных величин техногенных изменений

Задача 10.17.

Рассмотреть изменение стока р. Кубани у г. Красиодара под влиянием хозяйственной деятельности *.

В табл. 104 приведены элементы водного балаиса. $\Sigma У_{пр}$ подсчитаиа по 10 водосборам, составляющим 93 % всей площади использования; осадки X — по 23 метеостанциям.

Р е ш е н и е. Для зоны интенсивного использоваиия стока за многолетний период применяется метод водного баланса в виде следующего уравнения:

$$\Sigma Y_{пр} + X - \Sigma Y_{ст} = E, \tag{10.1}$$

$$E = E_{н} + U_{хоз}, \tag{10.2}$$

где $\Sigma У_{пр}$ и $\Sigma У_{ст}$ — соответствеино суммариый объем для зои притока и стока; X — объем осадков в зоне использования; E — объем потерь стока иа естественное (непродуктивное) испарение ($E_{н}$) и на хозяйственные нужды ($U_{хоз}$).

* Материал использован из работы [50].

Случайная погрешность расчета потерь стока в зоне использования σ_E как остаточного члена уравнения (10.1) вычисляется по формуле

$$\sigma_E = \frac{1}{\sqrt{n}} \sqrt{\sigma^2_{\Sigma Y_{пр}} + \sigma^2_X + \sigma^2_{\Sigma Y_{ст}}}, \qquad (10.3)$$

где $\sigma_{\Sigma Y_{пр}}$, σ_X и $\sigma_{\Sigma Y_{ст}}$ — средние квадратические погрешности элементов водного баланса; n — число лет наблюдений.

Бассейн р. Кубани у г. Краснодара площадью приблизительно 45 900 км² характеризуется интенсивной хозяйственной деятельностью двух видов: 1) создание крупных водозаборов, переброска части стока рек за пределы бассейна, сооружение водохранилищ и прудов; 2) агролесомелиоративные мероприятия, оросительные мелиорации.

Равнинная часть бассейна интенсивно используется под сельское хозяйство, где развивается главным образом орошаемое земледелие.

На рис. 35 выделена площадь приблизительно 28 тыс. км² зоны использования стока, ограниченная линией, проходящей через гидростворы на левых притоках в бассейне р. Кубани у г. Краснодара.

Переброска части стока для орошения и обводнения осуществляется по каналам: Невинномысскому (с 1948 г.) и Большому Ставропольскому (с 1966 г.). К настоящему времени суммарная площадь водного зеркала водохранилищ и прудов в бассейне составляет 400 км².

Рассмотрим соотношение элементов уравнения водного баланса за период 1926—1975 гг., приведенных в табл. 104.

Для периода 1969—1975 гг. согласно уравнению (10.1) имеем $\Sigma Y_{пр} + X - \Sigma Y_{ст} = 11{,}8 + 20{,}5 - 9{,}6 = 22{,}7$ км³/год. За период 1926—1948 гг. — 11,9 + 21,3 — 13,0 = 20,2 км³/год. Следовательно, потери стока за период 1926—1975 гг. равны $\Delta E = 20{,}2 - 22{,}7 = -2{,}5$ км³/год. Следует отметить, что за период 1969—1975 и 1973—1975 гг. потери ΔE увеличились до 3,5 км³/год или на 17 %, по сравнению с условно естественным периодом 1926—1948 гг. В среднем за период 1949—1972 гг. при примерно одинаковых притоке и осадках потери увеличились на 1 км³/год, или на 5 %, что произошло за счет хозяйственной деятельности.

Переброска стока по каналам $Y_{кан}$, как видно из табл. 104, за период 1949—1972 гг. составляла 1,5 км³/год, а за период с 1969—1975 гг. — 2,1 км³/год (причем наибольшая часть в период 1973—1975 гг.). Как видно из приведенных данных, изменение стока к 1975 г. произошло вследствие отвода части стока по каналам за пределы бассейна. Следует отметить, что изменение суммарных потерь обусловлено кроме хозяйственной деятельности колебаниями естественного испарения в результате изменения метеорологических условий.

Тема 11

Задачи для контрольного опроса с применением технических средств обучения (ТСО)

11.1. НАЗНАЧЕНИЕ И СОДЕРЖАНИЕ КОНТРОЛЬНЫХ ТЕСТОВ

Контрольные тесты предназначены для проверки степени усвоения различных разделов курса «Общая гидрогеология» с помощью ТСО и без них. Они могут быть использованы студентами для проверки знаний, приобретенных во время подготовки к семинарским и итоговым занятиям, к коллоквиумам. Тесты дают возможность не только контролировать знания, но и содержат некоторые элементы обучения.

Контроль знаний студентов с помощью тестов может быть осуществлен преподавателями во время очередного занятия в течение 10—15 мин в подгруппе, состоящей из 13—15 чел. Вопросы составлены таким образом, что позволяют проверить: а) знания студентов, полученные на лекциях и лабораторных занятиях; б) умение пользоваться полученными знаниями для решения несложных задач.

Вопросы тестов сгруппированы по темам настоящего учебного пособия. Из карточек можно формировать варианты, включающие до 10—12 тестов из различных разделов курса.

Каждый вопрос в тестах имеет от трех до четырех вариантов ответов, что определяется техническими возможностями используемых ТСО и здравым смыслом. В МГРИ используются ТСО — КИСИ-5 и «Консультант». Только один из вариантов ответов наиболее полно и точно отвечает на заданный вопрос. Перед студентами ставится задача найти этот наиболее полный и правильный ответ.

11.2. ПРАВИЛА ПОЛЬЗОВАНИЯ КОНТРОЛЬНЫМИ ТЕСТАМИ

А. При использовании ТСО на карточку-тест выносятся рисунок и содержание вопроса с пронумерованными вариантами ответов.

Карточки имеют определенные размеры в зависимости от технического устройства ТСО. Для машины КИСИ-5 на полях карточек делаются по два отверстия с каждой стороны. Местоположение нижнего отверстия на всех карточках одинаково, расстояние же от нижнего до верхнего — различно и зависит от номера правильного ответа. Карточки вставляются в машину, на которой имеются экран и клавиши с нумерацией ответов — 1, 2, 3, 4 и с обозначением «не знаю».

Машина может работать в режиме контроля знаний и режиме обучения.

При работе на КИСИ-5 в режиме обучения студент читает вопрос теста и содержание вариантов ответов, из которых он выбирает путем нажатия на соответствующий номер клавиши правильный, по его мнению, ответ. В этом режиме работы следующий тест на экране освещается только после нахождения полного и правильного ответа.

На следующем этапе КИСИ-5 переводится в режим контроля знаний, при котором студент, используя машину, оценивает уровень своей подготовки. В этом режиме работы следующий тест освещается на экране при любом ответе. Машина суммирует неправильные ответы и дает оценку знаний по пятибалльной системе. После получения оценки можно увидеть на экране те тесты, по которым дан неправильный ответ.

Преподаватель осуществляет собственно контроль знаний студентов на машине в режиме контроля во время занятий с использованием набора тестов по отдельной теме или разделу и оценивает степень усвоения студентами этого материала.

Б. Без применения ТСО используются карточки, на которых вынесены содержание вопроса, варианты ответов и рисунок. Размеры их могут быть произвольными. Карточки нумеруются, составляется таблица номеров карточек и номеров ответов, хранящаяся у преподавателя.

Студенты, получив набор карточек-тестов, ищут правильный ответ на каждый вопрос и записывают номера карточки и правильного ответа. Во время самоподготовки студенты могут проверить правильность ответов у преподавателя и выявить допущенные ошибки.

Во время контроля знаний преподавателем оцениваются результаты по количеству правильных и ошибочных ответов.

11.3. КОНТРОЛЬНЫЕ ТЕСТЫ К ТЕМАМ 2 И 3

11.3.1. Какая точка на гидрогеологическом разрезе находится в зоне аэрации? Варианты ответов:

1 — т. 1; 2 — т. 2; 3 — т. 3 (рис. 153, *а*).

11.3.2. Какая точка на гидрогеологическом разрезе находится в зоне капиллярной каймы? Варианты ответов:

1 — т. 1; 2 — т. 2; 3 — т. 3 (см. рис. 153, *а*).

11.3.3. Какая точка на гидрогеологическом разрезе находится в зоне насыщения? Варианты ответов:

1 — т. 1; 2 — т. 2; 3 — т. 3 (см. рис. 153, *а*).

11.3.4. Мощность водоносного горизонта по скв. 1 равна. Варианты ответов:

1 — 1,5 м; 2 — 3,5 м; 3 — 5 м (см. рис. 153, *б*).

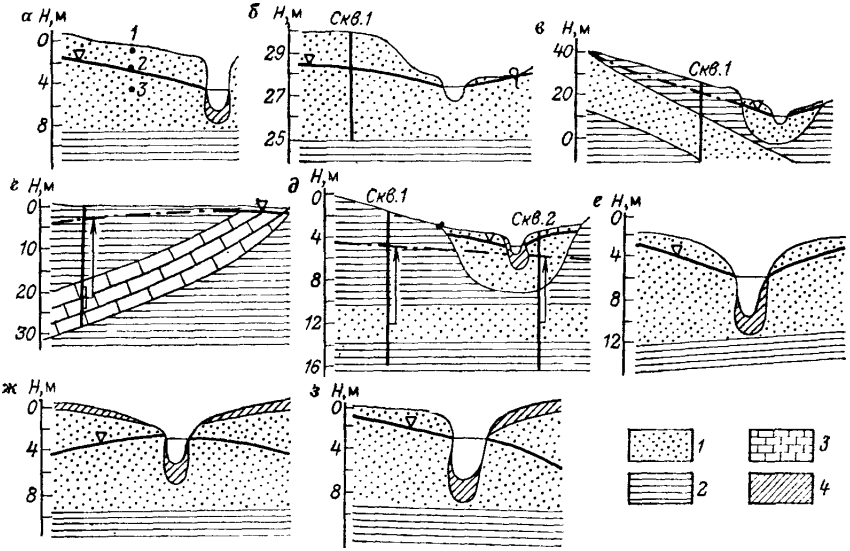


Рис. 153. Схемы к тестам разд. 11.3:
а — 11.3.1—11.3.3; *б* — 11.3.4; *в* — 11.3.5; *г* — 11.3.6; *д* — 11.3.7; *е* — 11.3.8; *ж* — 11.3.8; *з* — 11.3.8; *1* — песок; *2* — плотная глина; *3* — трещиноватые известняки; *4* — суглинок

11.3.5. Мощность водоносного горизонта по скв. 1 равна.
Варианты ответов:
1 — 8 м; 2 — 15 м; 3 — 20 м (см. рис. 153, *в*).
11.3.6. Мощность напорного водоносного горизонта в разрезе.
Варианты ответов:
1 — меняется значительно; 2 — меняется незначительно; 3 — постоянна (см. рис. 153, *г*).
11.3.7. Для получения воды из напорного горизонта скв. 1 нужно пробурить на глубину. Варианты ответов:
1 — 8,5 м; 2 — 2 м; 3 — 1 м (см. рис. 153, *д*).
11.3.8. Определить роль реки по отношению к грунтовому водоносному горизонту. Варианты ответов:
1 — область питания; 2 — область дренирования; 3 — область питания и дренирования (см. рис. 153, *е, ж, з*).

11.4. КОНТРОЛЬНЫЕ ТЕСТЫ К ТЕМЕ 4

11.4.1. Для характеристики какой зоны температурного режима в земной коре строятся графики термоизоплет? Варианты ответов:
1 — внешней; 2 — зоны постоянных температур; 3 — внутренней.

11.4.2. Для характеристики какой зоны температурного режима в земной коре строятся графики колебания годовых температур на различных глубинах? Варианты ответов:

1 — внешней; 2 — зоны постоянных температур; 3 — внутренней.

11.4.3. В какой зоне температурного режима земной коры температура близка к среднегодовой температуре на поверхности и не меняется в течение года? Варианты ответов:

1 — во внешней; 2 — в зоне постоянных температур; 3 — во внутренней.

11.4.4. Какую зону температурного режима земной коры характеризуют величиной геотермического градиента и геотермической ступени? Варианты ответов:

1 — внешнюю; 2 — зону постоянных температур; 3 — внутреннюю.

11.5. КОНТРОЛЬНЫЕ ТЕСТЫ К ТЕМЕ 5

11.5.1. Для определения весовой влажности в лаборатории термическим методом какой нужно воспользоваться формулой? Варианты ответов:

$$1 — \frac{nw}{n}; \quad 2 — \frac{q_1 - q_2}{q_2 - q_0}; \quad 3 — \frac{\gamma - \delta}{\gamma}.$$

11.5.2. Какую влажность определяют в лаборатории термическим методом? Варианты ответов:

1 — объемную; 2 — весовую; 3 — относительную.

11.5.3. Степень влажности горной породы определяют по сопоставлению величин какой влажности? Варианты ответов:

1 — объемной; 2 — весовой; 3 — относительной.

11.5.4. Если взять образцы пород в разных точках гидрогеологического разреза, когда нет инфильтрации атмосферных осадков, и определить относительную влажность породы, то где она наименьшая? Варианты ответов:

1 — в т. 1; 2 — в т. 2; 3 — в т. 3 (рис. 154, *а*).

11.5.5. Если взять образцы пород в разных точках гидрогеологического разреза и определить их относительную влажность, то где она равна единице? Варианты ответов:

1 — в т. 1; 2 — в т. 2; 3 — в т. 3 (см. рис. 154, *а*).

11.5.6. Для определения максимальной молекулярной влагоемкости песка методом высоких колонн в каждой исследуемой точке определяют влажность породы. Варианты ответов:

1 — относительную; 2 — объемную; 3 — весовую.

11.5.7. Для определения капиллярной влагоемкости песка методом высоких колонн в каждом образце породы какую нужно определить влажность? Варианты ответов:

1 — весовую; 2 — относительную; 3 — объемную.

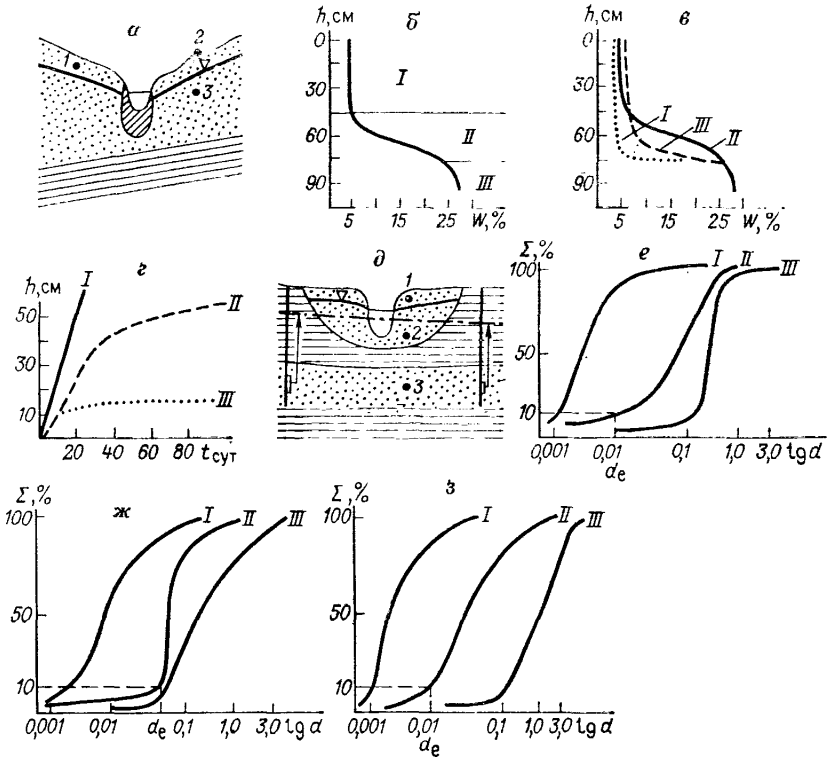


Рис. 154. Схемы к тестам разд. 11.5:
а — 11.5.4—11.5.5; *б* — 11.5.9—11.5.10; *в* — 11.5.11; *г* — 11.5.12; *д* — 11.5.17—11.5.19; *е* — 11.5.23; *ж* — 11.5.24; *з* — 11.5.25. Условные обозначения см. на рис. 153

11.5.8. Максимальную молекулярную влагоемкость в лаборатории можно определить. Варианты ответов:

1 — термическим методом; 2 — методом высоких колонн; 3 — на приборе Биндемана.

11.5.9. В какой зоне определяют значение максимальной молекулярной влагоемкости на эпюре распределения весовой влажности песка, полученной методом высоких колонн? Варианты ответов:

1 — I; 2 — II; 3 — III (см. рис. 154, *б*).

11.5.10. В какой зоне определяют по эпюре распределения весовой влажности песка, полученной методом высоких колонн, значение капиллярной влагоемкости? Варианты ответов:

1 — I; 2 — II; 3 — III (см. рис. 154, *б*).

11.5.11. Эпюры распределения весовой влажности для разных песков по данным высоких колонн. Какая эпюра характеризует более однородные пески? Варианты ответов:

1 — I; 2 — II, 3 — III (см. рис. 154, *в*).

11.5.12. Какая кривая изменения высоты капиллярного поднятия во времени характерна для крупнозернистых песков? Варианты ответов:

1 — I; 2 — II; 3 — III (см. рис. 154, *г*).

11.5.13. Какие пески имеют наибольшую высоту капиллярного поднятия? Варианты ответов:

1 — крупнозернистые; 2 — среднезернистые; 3 — мелкозернистые.

11.5.14. У каких песков скорость капиллярного поднятия больше?

Варианты ответов:

1 — крупнозернистых; 2 — среднезернистых; 3 — мелкозернистых.

11.5.15. Для каких песков характерна высота капиллярного поднятия 10 см? Варианты ответов:

1 — крупнозернистых; 2 — среднезернистых; 3 — мелкозернистых.

11.5.16. Для каких пород характерна высота капиллярного поднятия 4 м? Варианты ответов:

1 — песка; 2 — супеси; 3 — глины.

11.5.17. На участке проведены опытно-фильтрационные работы. В какой точке гидрогеологического разреза определили коэффициент гравитационной водоотдачи? Варианты ответов:

1 — в т. 1; 2 — в т. 2; 3 — в т. 3 (см. рис. 154, *д*).

11.5.18. На участке проведены опытно-фильтрационные работы. В какой точке гидрогеологического разреза определили коэффициент упругой водоотдачи? Варианты ответов:

1 — в т. 1; 2 — в т. 2; 3 — в т. 3 (см. рис. 154, *д*).

11.5.19. На участке проведены опытно-фильтрационные работы. В какой точке гидрогеологического разреза определили коэффициент недостатка насыщения? Варианты ответов:

1 — в т. 1; 2 — в т. 2; 3 — в т. 3 (см. рис. 154, *д*).

11.5.20. Для каких песков характерно значение коэффициента гравитационной водоотдачи 0,25—0,35? Варианты ответов:

1 — мелкозернистых; 2 — среднезернистых; 3 — крупнозернистых.

11.5.21. Для каких песков характерно значение коэффициента гравитационной водоотдачи 0,1—0,15? Варианты ответов:

1 — мелкозернистых; 2 — среднезернистых; 3 — крупнозернистых.

11.5.22. Для каких пород характерно значение коэффициента гравитационной водоотдачи 0,05—0,1? Варианты ответов:

1 — крупнозернистых песков; 2 — среднезернистых песков; 3 — супесей.

11.5.23. Какая из интегральных кривых механического состава пород построена для более крупнозернистых пород? Варианты ответов:

1 — I; 2 — II; 3 — III (см. рис. 154, *е*).

11.5.24. На какой из кривых механического состава пород представлена более однородная порода? Варианты ответов:
1 — I; 2 — II; 3 — III (см. рис. 154, *ж*).

11.5.25. У какой из пород, представленных в виде кривых механического состава, больший коэффициент фильтрации? Варианты ответов:
1 — I; 2 — II; 3 — III (см. рис. 154, *з*).

11.5.26. На каких приборах производится определение коэффициента фильтрации в лаборатории в условиях установившегося движения? Варианты ответов:
1 — в трубке Каменского; 2 — приборе КФЗ; 3 — приборе ПВ.

11.5.27. Какой необходимо воспользоваться расчетной формулой для определения коэффициента фильтрации на приборе КФЗ? Варианты ответов:

$$1 — k = \frac{Q}{IF}; \quad 2 — k = \frac{l}{T} f\left(\frac{S}{h_0}\right); \quad 3 — k = C\tau d_e^2.$$

11.5.28. Для каких пород характерно значение коэффициента фильтрации 100 м/сут? Варианты ответов:
1 — гравия; 2 — песка; 3 — глины.

11.5.29. Для каких пород характерно значение коэффициента фильтрации 5 м/сут? Варианты ответов:
1 — гравия; 2 — песка; 3 — глины.

11.5.30. Для каких пород характерно значение коэффициента фильтрации 0,001 м/сут? Варианты ответов:
1 — гравия; 2 — песка; 3 — глины.

11.6. КОНТРОЛЬНЫЕ ТЕСТЫ К ТЕМЕ 6

11.6.1. По какой формуле можно определить напорный градиент при инфильтрации? Варианты ответов:

$$1 — \frac{H_1 - H_2}{l}; \quad 2 — H_1 — H_2; \quad 3 — \frac{\Delta h + H_к}{l}.$$

11.6.2. По какой формуле можно определить напорный градиент при фильтрации? Варианты ответов:

$$1 — \frac{H_1 - H_2}{l}; \quad 2 — H_1 — H_2; \quad 3 — \frac{\Delta h + H_к}{l}.$$

11.6.3. В какой зоне гидрогеологического разреза можно наблюдать свободное просачивание? Варианты ответов:
1 — в I; 2 — во II; 3 — в III (рис. 155, *а*).

11.6.4. В какой зоне гидрогеологического разреза можно наблюдать нормальную инфильтрацию? Варианты ответов:
1 — в I; 2 — во II; 3 — в III (см. рис. 155, *а*).

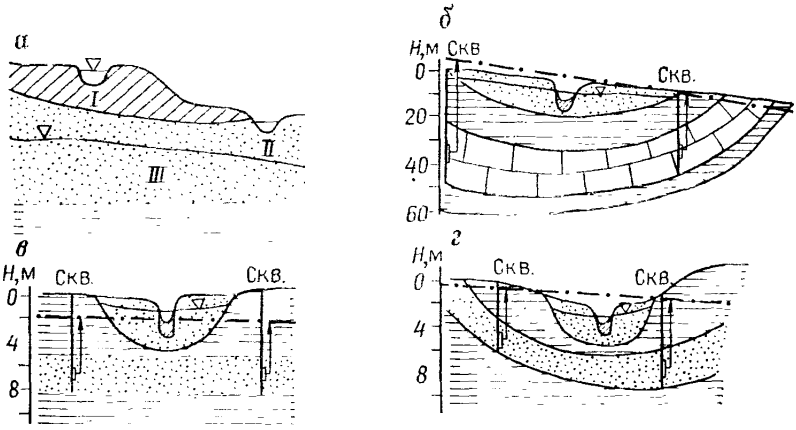


Рис. 155. Схемы к тестам разд. 11.6:
а — 11.6.3—11.6.5; *б* — 11.6.6; *в* — 11.6.6; *г* — 11.6.6. Условные обозначения см. на рис. 153

11.6.5. В какой зоне гидрогеологического разреза можно наблюдать процесс фильтрации? Варианты ответов:
1 — в I; 2 — во II; 3 — в III (см. рис. 155, *а*).
11.6.6. Оценить взаимосвязь грунтовых и напорных вод. Варианты ответов:
1 — возможен переток грунтовых вод в напорные; 2 — возможен переток напорных вод в грунтовые; 3 — не возможен существенный переток (см. рис. 155, *б, в, г*).

11.7. КОНТРОЛЬНЫЕ ТЕСТЫ К ТЕМЕ 7

11.7.1. Подземная вода, у которой минерализация 0,5 г/л, относится по степени минерализации. Варианты ответов:
1 — к пресной; 2 — к слабоминерализованной; 3 — к среднеминерализованной.
11.7.2. Подземная вода, у которой минерализация 55 г/л, относится по степени минерализации. Варианты ответов:
1 — к пресной; 2 — к солоноватой; 3 — к соленой; 4 — к рассолам.
11.7.3. При изображении химического состава подземных вод в виде формулы химического состава (или формулы Курлова) анионы и катионы водного раствора должны быть выражены в какой форме? Варианты ответов:
1 — в массовых долях растворенных веществ; 2 — в эквивалентном содержании, ммоль; 3 — эквивалентном содержании, %.
11.7.4. Для представления химического состава подземных вод в виде графика-прямоугольника анионы и катионы водного

раствора должны быть выражены в какой форме? Варианты ответов:

1 — в массовых долях растворенных веществ; 2 — эквивалентном содержании, ммоль; 3 — эквивалентном содержании, %.

11.7.5. Жесткость воды выражают в каких единицах? Варианты ответов:

1 — мг/л; 2 — мг · экв/л; 3 — % мг · экв.

11.7.6. Соли ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} определяют какую жесткость?

Варианты ответов:

1 — общую; 2 — устранимую, 3 — постоянную.

11.7.7. Соли, образованные ионами Ca^{2+} и Mg^{2+}, соединенные с HCO_3, определяют какую жесткость? Варианты ответов:

1 — общую; 2 — устранимую; 3 — постоянную.

11.8. КОНТРОЛЬНЫЕ ТЕСТЫ К ТЕМЕ 9

11.8.1. Положение водораздела грунтового потока находится в районе... Варианты ответов:

1 — р. *А*; 2 — скв. 1; 3 — р. *Б* (рис. 156, *а*).

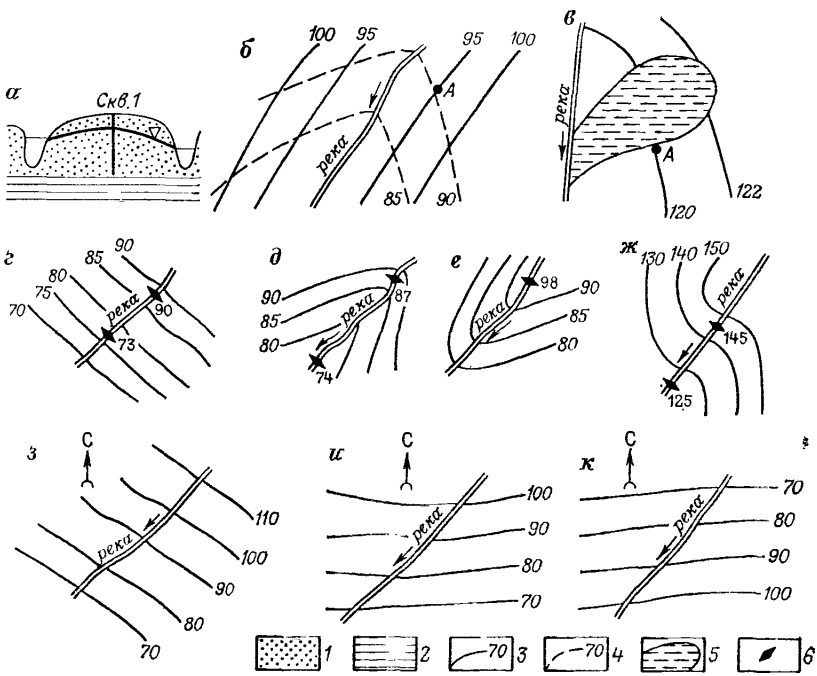


Рис. 156. Схемы к тестам разд. 11.8:

а — 11.8.1; *б* — 11.8.2; *в* — 11.8.3; *г* — 11.8.4; *д* — 11.8.4; *е* — 11.8.4; *ж* — 11.8.4; *з* — 11.8.5; *и* — 11.8.5; *к* — 11.8.5; *1* — песок; *2* — плотная глина; *3* — гидро- или пьезоизогипса и ее отметка; *4* — горизонталь поверхности и ее отметка; *5* — болото; *6* — водомерный пост

11.8.2. По карте гидроизогипс в точке *А* глубина до воды равна...

Варианты ответов:

1 — 90 м; 2 — 95 м; 3 — 5 м (см. рис. 156, *б*).

11.8.3. По карте гидроизогипс в точке А глубина до воды равна...

Варианты ответов:

1 — 100 м; 2 — 20 м; 3 — 0 м (см. рис. 156, *в*).

11.8.4. По карте гидроизогипс определить соотношение грунтовых и поверхностных вод. Варианты ответов:

1 — гидравлическая связь отсутствует; 2 — река питает грунтовые воды; 3 — грунтовые воды питают реку; 4 — река дренирует грунтовые воды, с одной стороны, и питает — с другой (см. рис. 156, *г*, *д*, *е*, *ж*).

11.8.5. По карте пьезоизогипс определить, в каком направлении находится основная область разгрузки напорного горизонта. Варианты ответов:

1 — на юге; 2 — на севере; 3 — на северо-западе; 4 — на юго-востоке (см. рис. 156, *з*, *и*, *к*).

Ординаты кривой обеспеченности при $C_s = 2C_v$

P, %	Коэффициент изменчивости C_v											
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,2	1,4
0,01	1,42	1,92	2,52	3,20	3,98	4,85	5,81	6,85	7,98	9,21	11,8	14,7
0,05	1,36	1,79	2,29	2,85	3,48	4,18	4,95	5,77	6,66	7,60	9,65	11,9
0,1	1,34	1,73	2,19	2,70	3,27	3,89	4,56	5,30	6,08	6,91	8,65	10,6
0,5	1,28	1,62	1,94	2,43	2,74	2,39	3,68	4,00	4,74	5,30	6,50	7,80
1	1,25	1,52	1,82	2,16	2,51	2,89	3,29	3,71	4,15	4,60	5,53	6,55
5	1,17	1,35	1,54	1,74	1,94	2,15	2,36	2,57	2,78	3,00	3,40	3,80
10	1,13	1,26	1,40	1,54	1,67	1,80	1,94	2,06	2,19	2,30	2,50	2,64
20	1,08	1,16	1,24	1,31	1,38	1,43	1,50	1,54	1,58	1,61	1,63	1,61
30	1,05	1,09	1,13	1,16	1,19	1,21	1,22	1,22	1,22	1,20	1,14	1,08
50	0,997	0,996	0,970	0,948	0,918	0,886	0,846	0,800	0,748	0,693	0,580	0,460
60	0,972	0,938	0,898	0,852	0,803	0,748	0,692	0,632	0,568	0,511	0,330	0,283
70	0,945	0,886	0,823	0,760	0,691	0,622	0,652	0,488	0,424	0,357	0,250	0,155
80	0,915	0,830	0,745	0,656	0,574	0,496	0,419	0,352	0,280	0,223	0,130	0,065
90	0,874	0,754	0,640	0,532	0,436	0,352	0,272	0,208	0,154	0,105	0,049	0,016
95	0,842	0,696	0,565	0,448	0,342	0,256	0,181	0,120	0,082	0,051	0,016	0,004
99	0,782	0,594	0,436	0,304	0,206	0,130	0,076	0,040	0,019	0,010	0,002	$0{,}2 \cdot 10^{-3}$
99,9	0,719	0,492	0,319	0,192	0,107	0,052	0,027	0,008	0,002	0,001	0,0015	0,000

Пересчетные значения единиц измерения

Наименование единиц	Метрические (внесистемные) единицы	Значения в единицах СИ
Длина	1 мк (микрон)	1 мкм (микрометр) = 10^{-6} м
Масса	1 т	10^3 кг
Сила	1 кгс	9,80666 Н
	1 дина	10^{-5} Н
Плотность	1 кг/дм^3	1000 кг/м^3
	1 г/см^3	
Удельный объем	1 м^3/т	
	1 дм^3/кг	10^{-3} м^3/кг
Давление	1 кгс/см^2	98066,5 Н/м^2 = 98066,5 Па
		1 Н/м^2 = 1 Па (Паскаль)
Динамическая вязкость	1 пз (пуаз)	0,1 Н·с/м^2 = 0,1 Па·с
	1 спз (сантипуаз)	10^{-3} Н·с/м^2 = 1 мПа·с
Кинематическая вязкость	1 ст (стокс)	1 см^2/с = 10^{-4} м^2/с
Работа и энергия	1 кгс·м	9,80665 Дж
	1 эрг	10^{-7} Дж
	1 кал	4,1868 Дж
	1 ккал	4186,8 Дж
Мощность	1 кгс·м/с	9,80665 Вт
	1 лс	735,499 Вт
	1 ккал/ч	1,163 Вт
	1 кал/с	4,1868 Вт
Поверхностное натяжение	1 эрг/см^2	10^{-3} Дж/м^2 = 1 мДж/м^2
	1 дин/см	10^{-3} Н/м = 1 мН/м
Удельная массовая теплоемкость	1 ккал/(кг·градус)	4186,8 Дж/(кг·К)
	1 кал/(г·градус)	4,1868 кДж/(кг·К)
Коэффициент теплопроводности	1 ккал/(м·градус)	1,163 Вт/(м·К)
	1 кал/(см·с·градус)	418,68 Вт/(м·К)
Проницаемость	1 Д (Дарси)	10^{-12} м^2 = 1 мкм^2

Основные требования, предъявляемые к питьевым водам ГОСТ 2874—82

1. Запах и привкус при 20 °С не более 2 баллов.
2. Сухой остаток не должен превышать 1000 мг/л.
3. Общая жесткость не более 1 мг·экв. (в исключительных случаях до 14 мг·экв.).
4. Содержание N_2O_5 до 29 мг/л.
5. Содержание NO_2 — следы.
6. Содержание NO_3 до 10 мг/л.
7. Содержание NH_4 — следы.
8. Содержание Cl^- не более 25—50 мг/л.
9. Содержание SO_4^{2-} не более 100 мг/л.
10. Содержание окисного и закисного железа ($Fe^{2+}+Fe^{3+}$) до 0,3 мг/л.
11. Суммарное содержание железа и марганца (Fe+Mn) не более 0,5—1,0 мг/л.
12. Окисляемость: по O_2 до 2,5—3 мг/л;
по $KMnO_4$ до 10 мг/л.
13. Содержание свинца Pb не более 0,1 мг/л.
14. Содержание мышьяка As не более 0,05 мг/л.

15. Содержание меди Cu не более 3 мг/л.
16. Содержание фтора F не более 1,5 мг/л.
17. Содержание цинка Zn не более 5 мг/л.
18. Не должно быть ртути, шестивалентного хлора, бария и других ядовитых веществ.
19. Присутствие газа H_2S недопустимо.
20. Активная реакция pH от 6,5 до 9,5.
21. Титр кишечной палочки должен быть не ниже 100 в 1 $см^3$ воды.
22. Коли/тест должен быть не более 3 (3 палочки в 1 л воды).

В засушливых районах при отсутствии пресных вод могут использоваться для питья воды с сухим остатком до 2500—3000 мг/л, содержанием Cl^- до 400—800 мг/л, SO_4^{2-} до 1000—1500 мг/л, общей жесткостью до 21—40 мг·экв. (нормы Н. И. Лисицына).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Альтовский М. Е.* Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1 : 100 000—1 : 500 000 и 1 : 200 000—1 : 100 000. М., Госгеолтехиздат, 1960. 49 с.
2. *Бондарик Г. К.* Общая теория инженерной (физической) геологии. М., Недра, 1981. 256 с.
3. *Владимиров А. М.* Сток рек в маловодный период года. Л., Гидрометеоиздат, 1976. 296 с.
4. *Временное* методическое руководство по автоматизированной системе обработки материалов наблюдений за режимом подземных вод. Вып. 1, 2. М., ВСЕГИНГЕО, 1976.
5. *Гавич И. К.* Основы гидрогеологической стратификации. М., МГРИ, 1983. 115 с.
6. *Гавич И. К.* Теория и практика применения моделирования в гидрогеологии. М., Недра, 1980. 330 с.
7. *Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М.* Сборник задач по общей гидрогеологии. М., Высшая школа, 1964. 252 с.
8. *Гавич И. К., Семенова С. М., Швец В. М.* Методы обработки гидрогеологической информации с вариантами задач. М., Высшая школа, 1981. 160 с.
9. *Гидрогеологические* основы изучения режима грунтовых вод/ Г. Н. Каменский, И. К. Гавич, Н. А. Мясникова, С. М Семенова. — Труды Лабор. гидрогеол. проблем, т. XXVI. М., 1960, 186 с.
10. *Геологическая* деятельность и охрана окружающей среды. М., Изд-во МГУ, 1979. 164 с.
11. *Геологический* словарь. Т. 2. М., Недра, 1973. 455 с.
12. *Геотермические* методы исследований в гидрогеологии. Под ред. Н. М. Фролова. М., Недра, 1979. 285 с.
13. *Гольдберг В. М.* Методические рекомендации по гидрогеологическим исследованиям и прогнозам для контроля за охраной подземных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1980. 85 с.
14. *Исследование* взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Под ред. С. М. Семеновой-Ерофеевой. М., 1982. 53 с. (ВНИИ экон. минер. сырья и геол.-разв. работ ВИЭМС).
15. *Каменский Г. Н.* Основы динамики подземных вод. 1-е изд. М.— Л., Геолразведиздат, 1933. 152 с.; 2-е изд. М., Госгеолиздат, 1943. 243 с.
16. *Каменский Г. Н., Гавич И. К., Семенова С. М.* Гидродинамическая характеристика различных видов потоков подземных вод.— Гидрогеология и разведка, 1960, № 10, с. 45—49.
17. *Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1979. 198 с.
18. *Карта* геотемпературного поля европейской части СССР, масштаб 1 : 800 000. Под ред. Н. М. Фролова. М., Недра, 1980.
19. *Климентов П. П., Богданов Т. М.* Общая гидрогеология. М., Недра, 1977. 358 с.
20. *Коноплянцев А. А., Семенов С. М.* Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод. М., Недра, 1979. 193 с.
21. *Корякин Н. И., Быстров К. Н., Киреев П. С.* Краткий справочник по физике. М., Высшая школа, 1969. 588 с.
22. *Лебедев А. В.* Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Недра, 1976. 223 с.
23. *Лучшева А. А.* Практическая гидрология. Л., Гидрометеоиздат, 1976. 440 с.
24. *Лучшева А. А.* Основы гидравлики и гидрометрии. М., Недра, 1980. 166 с.

25. *Методические* обоснования гидрогеологических моделей многослойных систем. М., Недра, 1982. 146 с.
26. *Методические* рекомендации по гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000. Под ред. Г. В. Куликова. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1983. 104 с.
27. *Методические* указания по изучению баланса и режима подземных вод в условиях взаимосвязи водоносных горизонтов/ А. В Лебедев, С. М. Семенова, Н. Н. Фрейдина. М., ВСЕГИНГЕО, 1971. 161 с.
28. *Методические* указания по производству наблюдений за режимом температуры подземных вод. Под ред. В. И. Лялько. М., ВСЕГИНГЕО, 1982. 43 с.
29. *Мировой* водный баланс и водные ресурсы Земли. Под ред. В. И. Корзуна и др. Л., Гидометеоиздат, 1974. 638 с.
30. *Овчинников А. М.* Гидрогеохимия. М., Недра, 1970. 200 с.
31. *Овчинников А. М.* Общая гидрогеология. М., Недра, 1955. 372 с.
32. *Овчинников А. М.* Типы очагов разгрузки напорных вод. — Сов. геология, 1968, № 7, с. 136—142.
33. *Основы* гидрогеологии: Гидрогеодинамика. Под ред. И. С. Зекцера. М., Наука, 1983. 238 с.
34. *Основы* гидрогеологии: Гидрогеохимия. Под ред. С. Л. Шварцева. М., Наука, 1983. 282 с.
35. *Основы* гидрогеологии: Общая гидрогеология. Под ред. Е. В. Пиннекера. М., Наука, 1980. 232 с.
36. *Оценка* изменений гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности. Под ред. В. М. Фомина. М., Недра, 1978, 178 с.
37. *Павлов А. Н.* Геологический круговорот воды на земле. Л., ЛПИ, 1977. 143 с.
38. *Подземный* сток и методы его исследования. Под ред. Б. И. Куделина, Н. А. Огильви. М., Наука, 1972. 136 с.
39. *Роговская Н. В.* Гидрогеологическое картирование. М., Наука, 1981. 131 с.
40. *Ситников А. Б.* Динамика воды в ненасыщенных и насыщенных грунтах зоны аэрации. Киев, Наукова думка, 1976, 156 с.
41. *Словарь* по гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра, 1971. 97 с.
42. *Соколов И. Ю.* Таблицы и номограммы для расчета результатов химических анализов природных вод. М., Недра, 1974. 160 с.
43. *Справочное* руководство гидрогеолога. Под ред. В. М. Максимова. Л., Недра, 1979, т. 1, 312 с., т. 2, 294 с.
44. *Толстихин О. Н.* Геологические аспекты охраны природы. Л., ЛГИ, 1977. 38 с.
45. *Уемов А. И.* Системный подход и общая теория систем. М., Мысль, 1978. 272 с.
46. *Фролов Н. М.* Основы гидрогеологической стратификации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 9—21.
47. *Фролов Н. М.* Гидрогеотермия. М., Недра, 1976. 280 с.
48. *Чаповский Е. Г.* Лабораторные методы по грунтоведению и механике грунтов. М., Недра, 1975. 275 с.
48. *Чеботарев А. И.* Гидрологический словарь. Л., Гидрометеоиздат, 1979. 306 с.
50. *Шикломенов И. А.* Антропогенные изменения водности рек. Л., Гидрометеоиздат, 1979. 302 с.

Атмосфера 7, 10, 71
Агрессия:
  кислородная 228
  сульфатная 228
  углекислая 228

Бассейн:
  гидрогеологический 49
  поверхностных вод 84

Вероятность превышения 106
Влагопроводность 23
Влагоперенос 31, 217
Вода:
  артезианская 61
  грунтовая 13
  гравитационная 19, 60
  инфильтрационная 22, 60
  капиллярная 20
  подвешенная 19
  напорная 13, 61
  свободная 19
  субартезианская 61
  физически связанная 15, 60
  химически связанная 15, 60
Водонасыщенность 25, 174
Водопроводимость 24
Высота:
  всасывания 217
  капиллярного поднятия 167
  пьезометрическая 8

Геоизотерма 132
Геотермическая ступень 132
Гидротермоизоклины 133
Горизонт водоносный 46
Градиент:
  инфильтрации 32
  напора 28, 31
  геотермический 132
  концентрации 250

Давление:
  всасывания 217
  геостатическое 30
  гидростатическое 8, 168
  капиллярное 167
Дефицит влажности 82

Емкость гравитационная 188

Жесткость 228

Закон Дарси 194
Зона:
  водоносная 51
  неводоносная 52
  трещиноватая 50
  геотермическая 128

Изомина 249
Испарение 82
Испаряемость 82

Классификация:
  по водопроницаемости 173
  по гидрогеологическому состоянию 26
  по гравитационной емкости 188
  по коллекторским свойствам 189
Коллектор 27, 182
Комплекс водоносный 48
Корреляция 98
Коэффициент:
  асимметрии 109
  влагопереноса 196, 218
  водообмена 293
  корреляции 102
  неоднородности 150
  относительной влажности 25
  подземного питания 91

подземного стока 86, 92
проницаемости 172
объемного сжатия 163
регрессин 103
сжимаемости 165
стока 86
теплопроводности 134
упругоемкости пласта 163
уплотнения породы 163
фильтрации 171
Критерий Пекле 134

Линия:
тока 341
напора 340

Массив гидрогеологический 52
Модуль стока 85

Напор:
геостатический 31
гидростатический 28
гидродинамический 8
избыточный 13, 341
Нейтральный слой 132

Обеспеченность 104
Область:
питания 33
разгрузки 34
создания напора 33
Объемная теплоемкость 134
Осадки 79

Перенос:
молекулярный 249
конвективный 249
кондуктивный 134
Перетекание глубинное 41
Питание:
инфильтрационное 41
глубинное 39
сосредоточенное 38, 39
рассеянное 39
Период температурной волны 130
Повторяемость 105
Показатели гидрохимических свойств 228
Порода:
водоносная 25
водонасыщенная 25
водоупорная 26
относительно проницаемая 26
относительно водоупорная 25
неводонасыщенная 25
непроницаемая 25
проницаемая 25
Пояс постоянных температур 132
Проницаемость:
абсолютная 173
относительная 174
эффективная 173
фазовая 173
Поверхность пьезометрическая 29, 35
Пористость:
динамическая 153
общая 153
открытая 153
Пьезопроводность 24
Пьезоизогипса 340

Расход:
воды 84
потока подземных вод 29, 194
Разлом:
водоносный 51, 52
локальный 51, 52
неводоносный 52
региональный 52
Репрезентативный ряд наблюдений 106

Связи 7
Свойства:
емкостные 187
коллекторские 187
фильтрационные 187
системы 6
Система:
стенотопная 365
геотехнологическая 368
Слой:

стока 86
осадков 79
Скорость:
действительная 195
инфильтрации 195
фильтрации 29, 194
Стратиграфо-гидрогеологический подход 45
Структура гидрогеологическая 11

Термограмма 132, 146
Термоизоплеты 132
Типы взаимосвязи 71
Трещиноватость 50
Техногенез 364
Уравнение Дарси 194
Уровнепроводность 24

Факторы:
гидрологические 262, 263
метеорологические 262
режимообразующие 262
Фильтрация подземных вод 29

Эвритопная система 365
Экологическая валентность 365
Энергия:
внутренняя 8
кинетическая 8
полная 8
потенциальная 8

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Тема 1. Гидрогеологические системы, их свойства и процессы 5

1.1. Понятие о гидрогеологической системе 5
1.2. Понятие о гидролитосфере 9
1.3. Границы ГГС 13
1.4. Виды воды и условия ее движения в гидролитосфере 15
1.5. Геологическая среда и ее гидрогеологические свойства 22
1.6. Основные гидрогеологические состояния системы ГП⇄ПВ 24
1.7. Основные гидрогеологические процессы и их характеристика . . . 28
1.8. Основные элементы ГГС 33
1.9. Особенности ГГС с грунтовыми и напорными водами 35
1.10. Основные виды областей питания и разгрузки 36

Тема 2. Основы гидрогеологической стратификации 44

2.1. Понятие о гидрогеологической стратификации 44
2.2. Принципы гидрогеологической стратификации 45
2.3. Исходные элементы гидрогеологической стратификации 46
2.4. Распознавание ИЭГГС на основе гидрогеологического анализа . . 53
2.5. Выделение ГГС по условиям их залегания 56
Тема 3. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод 71
3.1. Понятие о взаимосвязи поверхностных и подземных вод 71
3.2. Методы изучения взаимосвязи 77
3.3. Основные метеорологические элементы 79
3.4. Расчет основных характеристик поверхностного и подземного стоков 84
3.4.1. Оценка поверхностного стока при наличии данных наблюдений 84
3.4.2. Оценка поверхностного стока при отсутствии данных наблюдений 86
3.4.3. Оценка подземного стока при наличии данных наблюдений . 91
3.4.4. Оценка подземного стока при отсутствии данных наблюдений 92
3.5. Статистические методы обработки данных наблюдений 98
3.5.1. Расчет подземного стока различной обеспеченности при наличии и отсутствии данных наблюдений 104
3.6. Расчленение гидрографа поверхностного стока 111
3.7. Гидрометрический метод оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод 117
3.8. Оценка взаимосвязи поверхностных и подземных вод методом водного баланса речного бассейна 120

Тема 4. Геотермия 128

4.1. Геотермические условия пород и подземных вод 128
4.1.1. Температурный режим земной коры 128
4.1.2. Роль подземных вод в переносе тепла 133
4.1.3. Виды переноса тепла в земной коре 134
4.2. Термометрические наблюдения и их обработка 135
4.3. Изучение взаимосвязи подземных вод геотермическимн методами . 146

Тема 5. Водно-физические свойства горных пород. Коллекторские свойства водоносных горизонтов 150

5.1. Гранулометрический состав горных пород 150
5.2. Пористость и трещиноватость горных пород 152
5.3. Влажность 154
5.4. Влагоемкость 156
5.5. Водоотдача 159

5.6. Недостаток насыщения пород (водопоглощение) 166
5.7. Капиллярные свойства горных пород 167
5.8. Водопроницаемость горных пород 171
5.8.1. Проницаемость и методы ее изучения 171
5.8.2. Определение коэффициента фильтрации горных пород . . . 175
5.8.3. Определение коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам 185
5.9. Коллекторские свойства пластов 187
5.10. Обработка лабораторных данных 191

Тема 6. Виды и законы движения подземных вод в горных породах и пластах 194

6.1. Основные виды движения и методы их изучения 194
6.2. Опытное изучение процесса фильтрации подземных вод 197
6.3. Опытное изучение пределов применимости закона Дарси 199
6.4. Опытное изучение нестационарной фильтрации 202
6.5. Применение уравнения Дарси для определения естественного расхода потока 204
6.6. Определение интенсивности инфильтрационного водообмена грунтовых вод на основе уравнения Дарси 206
6.7. Определение модуля подземного стока на основе уравнения Дарси 208
6.8. Определение интенсивности глубинного водообмена подземных вод на основе уравнения Дарси 209
6.9. Определение коэффициента фильтрации разделяющего глинистого слоя с использованием уравнения Дарси 212
6.10. Оценка на основе уравнения Дарси влияния на фильтрацию геолого-структурных, литолого-фациальных и физико-географических факторов 212
6.11. Изучение процесса инфильтрации и определение его параметров . 217
6.11.1. Опытное изучение инфильтрации 217
6.11.2. Опытное изучение параметров влагопереноса 220

Тема 7. Гидрогеохимические свойства ГГС 226

7.1. Физические свойства и химический состав подземных вод 226
7.2. Основные показатели химических свойств воды 228
7.3. Виды и формы отображения химических анализов воды, их обработка 229
7.3.1. Виды и формы химических анализов 229
7.3.2. Обработка химических анализов подземных вод 229
7.3.3. Графическое изображение анализов 231
7.3.4. Классификация подземных вод по химическому и газовому составу 233
7.3.5. Графическая систематизация химических анализов подземных вод 235
7.4. Оценка пригодности вод для различных целей 237
7.5. Изучение гидрогеохимических систем и построение гидрогеохимических профилей и карт 248
7.5.1. Понятие о гидрогеохимической системе 248
7.5.2. Внешние гидрогеохимические границы 248
7.5.3. Простейшие типы гидрогеохимических систем 249
7.5.4. Виды внешних гидрогеохимических границ и связей 250
7.5.5. Особенности построения гидрогеохимических профилей и карт 252
7.5.6. Построение гидрогеохимических профилей 253
7.5.7. Построение гидрогеохимических карт 257

Тема 8. Изучение режима и баланса подземных вод гидрогеологических систем 262

8.1. Понятие о режиме подземных вод и режимообразующих факторах . 262
8.2. Особенности режима грунтовых и напорных вод 266
8.3. Основные параметры или характеристики режима 267

8.4. Обработка данных наблюдений за режимом подземных вод 268
8.4.1. Задачи изучения режима подземных вод 268
8.4.2. Принципы обработки данных наблюдений 269
8.4.3. Первичная обработка данных наблюдений 270
8.5. Основные типы режима подземных вод и специальная обработка данных наблюдений 273
8.5.1. Типы режима подземных вод 273
8.5.2. Специальная обработка наблюдений 276
8.6. Водный баланс подземных вод 285
8.6.1. Понятие о водном балансе 285
8.6.2. Составление и анализ уравнения водного баланса подземных вод 287
8.6.3. Определение типа водообмена 292
8.7. Изучение естественного режима грунтовых вод на основе анализа их внутригодового водного баланса 296

Тема 9. Гидрогеологические карты, их построение и анализ 305

9.1. Гидрогеологическая карта и ее назначение 305
9.2. Типы гидрогеологических карт и их содержание 306
9.2.1. Типы карт по масштабу 306
9.2.2. Типы карт по назначению 306
9.2.3. Типы карт по целевому содержанию 308
9.3. Требования к гидрогеологическим картам 309
9.4. Построение и анализ гидрогеологических разрезов 310
9.4.1. Виды и назначение разрезов 310
9.4.2. Принципы и последовательность построения разрезов . . . 311
9.4.3. Чтение и анализ гидрогеологических разрезов 312
9.5. Построение карт гидрогеологических параметров и показателей . . 317
9.5.1. Принципы построения карт показателей и выбор сечений изолиний и зон 318
9.5.2. Последовательность построения карт 319
9.6. Построение и анализ карт гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод 320
9.6.1. Виды карт гидроизогипс и их назначение 321
9.6.2. Построение карт гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод 321
9.6.3. Чтение и анализ карт гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод 324
9.7. Построение и анализ карт пьезоизогипс 339
9.7.1. Виды пьезометрических карт и их назначение 340
9.7.2. Построение карты пьезоизогипс 342
9.7.3. Анализ и чтение карт пьезоизогипс 343
9.8. Построение и анализ карт гидрогеологических параметров . . . 357
9.8.1. Гидрогеологические параметры 357
9.8.2. Виды карт и их практическое назначение 358
9.8.3. Особенности построения карт 358
9.8.4. Построение карты водопроницаемости 359
9.8.5. Построение карт изопахит 362
9.8.6. Построение карт водопроводимости 362

Тема 10. Влияние хозяйственной деятельности на изменение гидрогеологических условий 364

10.1. Техногенное воздействие на окружающую среду 364
10.2. Характеристика влияния хозяйственной деятельности на изменение гидрогеологических условий 367
10.3. Методы сбора и обработки информации для оценки влияния хозяйственной деятельности на гидрогеологические условия 372

Тема 11. Задачи для контрольного опроса с применением технических средств обучения (ТСО) 391

11.1. Назначение и содержание контрольных тестов 391

11.2. Правила пользования контрольными тестами 391
11.3. Контрольные тесты к темам 2 и 3 392
11.4. Контрольные тесты к теме 4 393
11.5. Контрольные тесты к теме 5 394
11.6. Контрольные тесты к теме 6 397
11.7. Контрольные тесты к теме 7 398
11.8. Контрольные тесты к теме 9 399

Приложения

I. Ординаты кривой обеспеченности при $C_s = 2C_v$ 401
II. Пересчетные значения единиц измерения 402
III. Основные требования, предъявляемые к питьевым водам ГОСТ 2874—82 402

Список литературы 404

Предметный указатель 406

Ирина Константиновна Гавич,
Александра Анатольевна Лучшева,
Солнышко Михайловна Семенова-Ерофеева

СБОРНИК ЗАДАЧ ПО ОБЩЕЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Редактор издательства *С. Г. Бароянц*
Переплет художника *Т. Н. Погореловой*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л. Я. Голова*
Корректор *М. В. Чаплыгина*

ИБ № 5187

Сдано в набор 01.02.85. Подписано в печать 07.05.85. Т-10924. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 26,0. Усл. кр.-отт. 26,0. Уч.-изд. л. 29,0. Тираж 5400 экз. Заказ № 283/9123—2. Цена 1 р. 30 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.