[illegible]

В. Л. ШУЛЬЦ

РЕКИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД · 1965

551.48
Ш 95

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

*СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ*

В. Л. ШУЛЬЦ

Описано

РЕКИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Части I и II

БИБЛИОТЕКА
ИНВ. № 4764
Упр. Гидрометслужбы

ГИМИЗ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1965

УДК 551.482

Отв. редактор Е. М. КОЗИК

В первой части книги рассмотрены основные закономерности процессов стока и распределения его характеристик по территории горной области Средней Азии.

Во второй ее части дается характеристика наиболее крупных и хозяйственно важных рек Средней Азии. Главное внимание уделено водному режиму рек и отчасти стоку взвешенных наносов как наиболее важным элементам режима при проектировании водохозяйственных мероприятий.

Книга предназначена для гидрологов, инженеров-гидротехников, научных работников, преподавателей вузов соответствующих специальностей. Может служить учебным пособием для студентов-гидрологов.

ЧАСТЬ I

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая вниманию читателей книга представляет собой второе издание работы В. Л. Шульца «Реки Средней Азии», опубликованной Географизом в 1949 г. Для второго издания книга подверглась существенной переработке. Особенно значительные изменения внесены в главы II, VII и VIII. Впервые рассмотрены температура воды и ледовые образования. Несмотря на значительные дополнения, некоторые черты режима рек Средней Азии остаются еще мало изученными. Так, например, в главе VII, посвященной максимальным расходам воды, весьма схематично рассмотрены факторы дождевого стока и отсутствуют рекомендации по расчету дождевых максимальных расходов, так как исследования последних требуют организации длительных стационарных наблюдений.

Температура воды рек (глава IX) рассмотрена в самом общем виде, поскольку для детального освещения термического режима необходима еще обобщающая работа.

Ледовые образования довольно хорошо изучены на реках Аму-Дарье и Сыр-Дарье, на сравнительно малых реках они слабо освещены, что и сказалось на недостаточно детальном описании ледовых образований и т. д.

Во втором издании книги усилена ее расчетная сторона, что позволило лучше обосновать основную географическую направленность работы. Автор уже давно придерживается точки зрения, что, только рассматривая водные объекты во взаимодействии с географическим ландшафтом и хозяйственной деятельностью человека, возможно сделать широкие гидрологические обобщения. В частности, в книге, вышедшей в свет в 1936 г. [4], автор писал: «В то время как, например, в почвоведении еще со времени В. В. Докучаева мы имеем прочно утвердившееся понятие о почве как о географическом объекте, т. е. учение о закономерном распределении почв на земной поверхности, в гидрологии до самого последнего времени такое понятие отсутствовало почти совершенно», а несколько выше: «Между

тем в Средней Азии, как ни в одном, может быть, другом месте земного шара, обусловленность гидрологических явлений и их связь с географической средой выступают четко и определенно».

В связи со сказанным было бы ошибочно искать в книге описание техники расчетов. Для некоторых характеристик стока она приведена в «Указаниях к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии» [3]. В настоящей же книге дано только физическое обоснование способов расчетов. Таким образом, обе книги как бы дополняют одна другую.

В Указаниях, помимо расчетных формул и схем, приведены некоторые характеристики речного стока по возможности за период 1933—1952 гг. Включение последующих лет, как это показано в главе III, мало сказывается на значениях характеристик. Поэтому можно без большой погрешности пользоваться приведенными в Указаниях значениями среднего многолетнего стока, изменчивости годового стока и его внутригодового распределения.

В данной книге, как и в первом ее издании, большое внимание уделено влиянию рельефа на гидрологические процессы, главным образом на процессы стока. Это вполне понятно, так как роль рельефа в гидрологических явлениях чрезвычайно велика. Поэтому, несмотря на то что рельеф является неотъемлемой частью ландшафта, органически входящей в понятие последнего, вполне рационально рассматривать воздействие рельефа самостоятельно.

Влияние рельефа, как известно, весьма значительно даже на равнинных и холмистых территориях (Валдайская, Среднерусская и другие возвышенности, Казахский мелкосопочник и т. п.). В горных странах для не очень малых водосборов (с площадью более 100 км^2) влияние рельефа на гидрологические явления становится главенствующим, оно особенно велико в горных странах засушливых областей, к которым относится рассматриваемая территория.

Наиболее велико влияние рельефа на отдельные элементы водного баланса речных бассейнов — осадки и испарение, а также на изменение запасов влаги в бассейнах. Влияние рельефа проявляется не только в изменении количества осадков, значений температуры и других метеорологических элементов, но и в изменении их режима: во времени наступления положительных температур воздуха весной, отрицательных — осенью, а следовательно, и в продолжительности аккумуляции снега, в неодновременности начала и конца снеготаяния и т. п. Все это приводит к тому, что в каждый данный момент таяние происходит лишь на части водосбора. Площадь одновременного снеготаяния изменяется во времени и, постепенно поднимаясь по водосбору, значительно увеличивает продолжительность снеготаяния на нем и, следовательно, половодья.

Все сказанное обусловливает своеобразные особенности питания и режима горных рек: разный характер питания рек в зависимости от высотных условий водосбора, ориентировки хребтов, слагающих его, и т. п., в частности, отсутствие или наличие ледникового питания; разную изменчивость годового стока, разное внутригодовое распределение стока и разную его зарегулированность; разнообразие в характере и режиме температур воды, ледовых образований, твердого стока, русловых процессов и т. п.

Влияние рельефа на гидрологические явления в горных странах особенно засушливых областей земного шара настолько велико, что региональные различия обычно отступают на второй план, а в некоторых странах становятся исчезающе малыми, хотя структура вертикальной поясности в отдельных частях горной страны безусловно несколько отлична, что и создает некоторые различия в характере формирования и протекания процессов стока. Достаточно вспомнить хотя бы, что дождевое питание на реках северо-восточной части Средней Азии больше, чем на остальной ее части.

Однако все эти различия отступают на второй план, если представить себе, что стало бы с юго-восточной частью Средней Азии с ее сложным горным рельефом, если бы на ее месте была равнина. Не надо обладать большой фантазией, чтобы представить на месте горной области с ее водоносными и разнообразными по облику и режиму горными реками пустыню или полупустыню, лишенную постоянных водных потоков.

В географической и, в частности, гидрологической литературе косвенное влияние рельефа на гидрологические явления часто принято сводить к вертикальной поясности. Это не совсем верно. Воздействие рельефа более многообразно, хотя закон вертикальной поясности и остается основным для горных стран. Действительно, помимо создания вертикальной поясности в климате, растительности, почвах и т. д., рельеф оказывает исключительное влияние на условия увлажнения атмосферными осадками, а следовательно, и на другие элементы ландшафта. Достаточно напомнить, что на южном склоне Гиссарского хребта годовая сумма осадков местами превышает 2000 мм. Наоборот, Восточный Памир нередко имеет менее 100 мм осадков.

Многообразие форм воздействия рельефа на гидрологические процессы ставит гидрологов перед необходимостью введения понятия «горная гидрология». Данная книга, как и ее первое издание, является опытом характеристики гидрологических процессов с этой точки зрения.

Если в горной области Средней Азии решающее значение для облика рек и вообще гидрологических явлений имеет рельеф, то для понимания многих гидрологических процессов в равнинной области необходимо рассмотрение хозяйственной

деятельности человека. Особенно велико воздействие на сток ирригации. Освещение этих вопросов может составить предмет нового раздела гидрологии — гидрологии орошаемых территорий или, более широко, гидрологии территорий, преобразуемых хозяйственной деятельностью человека. Такой раздел гидрологии только начинает создаваться и здесь не может рассматриваться детально.

Поскольку воздействие рельефа на гидрологические явления чрезвычайно велико, естественно, что все приемы гидрологических расчетов и прогнозов должны строиться с учетом влияния рельефа. Наиболее простые способы расчета ряда гидрологических величин, например характеристик стока, можно получить исходя из высотных особенностей водосборов и условий их доступности влагоносным воздушным массам[1]. Несмотря на известную примитивность таких методов, они еще долго будут использоваться в гидрологических расчетах, так как пока остается неясным, когда появится возможность определения с необходимой точностью количества осадков, выпадающих в водосборах горных рек Средней Азии[2], без чего будет затруднено практическое использование генетических методов расчетов. Нет никаких сомнений, что использование только показателей рельефа при создании эмпирических расчетных приемов является слишком узким подходом, и призывы некоторых гидрологов учитывать другие факторы ландшафта безусловно правильны. Однако эти призывы остаются далекими от осуществления, так как учет хотя бы почвенно-геологических факторов чрезвычайно затруднен, в особенности при современной их изученности в горной области Средней Азии. В связи с этим возникает мысль об учете их при помощи показателей зарегулированности стока рек, имея в виду, что почвенно-геологические факторы воздействуют в значительной мере именно на степень зарегулированности стока. Опыт в этом направлении уже имеется. В качестве примера можно привести работу А. Н. Важнова [1], в которой связывается изменчивость годового стока с отношением $\frac{Q_{min}}{Q_0}$, являющимся в какой-то мере показателем именно зарегулированности стока. Несомненно, что такого рода исследования должны получить дальнейшее развитие.

* * *

Монография «Реки Средней Азии» состоит из двух частей. В первой части описываются режим рек Средней Азии, воздей-

[1] Заметим, что подавляющее большинство расчетных приемов автора, излагаемых в книге, разработано в 1940—1941 гг. и впервые опубликовано в 1947 г. [5]. В дальнейшем они уточнялись.

[2] Для гидрологических прогнозов достаточно получить индекс увлажнения, а не запасы воды в снеге.

ствие на него различных факторов и закономерности распределения характеристик стока по территории. Во второй части дано описание наиболее крупных и хозяйственно важных рек, основываясь на закономерностях, установленных в первой части.

Территория, рассматриваемая в книге, ограничена: на юге — южной водораздельной линией бассейнов рек Аму-Дарьи, Теджена, мелких водотоков Копет-Дага и притоков Атрека; на западе — восточным побережьем Каспийского моря, чинками плато Устюрт и западным побережьем Аральского моря; на севере — северными границами бассейнов рек Сыр-Дарьи, Чу и южным побережьем озера Балхаш; на востоке — восточной водораздельной линией бассейнов рек Лепсы, Или, Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи и озера Иссык-Куль.

В первой части книги не рассматриваются характеристики рек, режим которых сильно изменен хозяйственной деятельностью человека еще в пределах горной области (реки Туркменской ССР и некоторые другие).

Во избежание недоразумений автор должен отметить, что он не ставил перед собой цель дать библиографию по стоку рек горных стран или, тем более, излагать историю воззрений на тот или иной вопрос. Обзор литературы по стоку рек горных стран, правда, далеко не полный, приводится в работе Л. А. Владимирова «К истории исследований закономерностей стока в горных областях» [2]. Кроме того, автор не использовал всей литературы по Средней Азии, ограничившись ссылками на те литературные источники, которые ему были необходимы при изложении того или иного вопроса.

Автор приносит глубокую благодарность всем гидрологам, участвовавшим в обсуждении некоторых разделов данной книги, а также научному сотруднику Института водных проблем и гидротехники АН УзбССР Н. Мавлянбердыевой, оказавшей помощь в подсчетах некоторых характеристик стока и оформлении ряда рисунков.

Особенно признателен автор Е. М. Козику, по замечаниям которого в текст книги внесен ряд существенных улучшений.

Принятые обозначения

$C_в$ — коэффициент вариации;
F — площадь бассейна;
$F_в$ — площадь водосбора;
$H_{ср}$ — средняя взвешенная высота водосбора или бассейна реки;
L — длина реки или участка реки;
Q — расход воды;
R — расход взвешенных наносов;
W — сток воды за месяц, период, год;
δ — отношение стока за период июль—сентябрь к стоку за период март—июнь;
φ — коэффициент внутригодовой неравномерности стока;
ρ — мутность воды.

Глава I

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

При знакомстве с гидрографической сетью Средней Азии в первую очередь поражает крайне неравномерное распределение водных объектов по ее поверхности, в том числе речной сети. На обширных равнинах, занимающих около 70% общей территории Средней Азии (включая плато Устюрт), водотоков очень мало, буквально единицы, причем реки на всем своем пути от выхода их из гор до устья не принимают ни одного притока.[1] Выходя на равнины, где они являются как бы «пришлыми», реки теряют свои воды на испарение, орошение, фильтрацию и, постепенно иссякая, часто кончаются слепыми устьями. Только крупнейшие реки Средней Азии — Аму-Дарья, Сыр-Дарья и Или — в состоянии преодолеть многие сотни километров пустынных пространств и достичь наиболее значительных бессточных водоемов Средней Азии — Аральского моря и озера Балхаш.

В противоположность равнинным пространствам горы Средней Азии изрезаны сильно разветвленной речной сетью, насчитывающей более десятка тысяч водотоков.

Разветвленная речная сеть наблюдается также и в пределах предгорных равнин, окаймляющих горы Средней Азии, однако здесь она носит весьма своеобразный характер: большей частью это искусственные ирригационные каналы, которые не концентрируют сток в русла основных рек, а, наоборот, отводят его из речной сети и распыляют на прилегающей местности в пределах своей «площади командования».

Столь неравномерное распределение речной сети на территории Средней Азии целиком объясняется климатическими и гидрологическими особенностями этого края. Средняя Азия, зани-

[1] По подсчетам Н. Л. Корженевского [3], на 1 км² равнин приходится 0,002 км речной сети. Небезынтересно напомнить, что средняя густота речной сети европейской части СССР, по данным Б. П. Панова, составляет 0,37 км/км², а всей территории СССР, по данным ГГИ,— 0,14 км/км².

мающая огромную территорию (2 млн. км²) [1], расположена глубоко внутри Евразийского материка, почти на равном расстоянии от Атлантического и Тихого океанов (около 4000 км). На севере она доходит до 47° с. ш., на юге — до 34° с. ш.[2], т. е. занимает самые южные широты умеренного пояса, а на юге вклинивается в полосу субтропиков.

Глубокоматериковое положение Средней Азии и незащищенность ее с севера обусловливают большую сухость и резкую континентальность климата: сухое, безоблачное и жаркое лето сменяется относительно влажной зимой, иногда с сильными морозами, в особенности на севере.

Вследствие этого бóльшая часть Средней Азии занята внутриконтинентальными пустынями. Громадное влияние на природную обстановку, а значит, и на процессы стока оказывают многочисленные, собирающие на себе атмосферную влагу горные поднятия с их вертикальной поясностью природных условий.

Неоднородность строения поверхности приводит к тому, что Средняя Азия является областью резких контрастов. Здесь причудливо сочетаются крайняя засушливость и обильное увлажнение[3], нередко снеговые поля отделены от знойных пустынь расстоянием, не превышающим 100 км.

Только благодаря наличию высоких горных цепей становится возможным появление в пустынных пространствах мощных рек. Однако сток этих рек, несмотря на свою значительность, все же не может вырваться из пределов Средней Азии. Пустыня, бессильная воспрепятствовать их образованию, оказывается в состоянии перевести сток этих рек при помощи испарения снова в атмосферу, что часто происходит в непосредственной близости от места их возникновения. В результате Средняя Азия представляет собой замкнутый, отрезанный от океанов бассейн: никакого стока извне она не получает, но вместе с тем и образованный здесь сток не выходит из ее пределов, испаряясь обратно в атмосферу.

Влагообмен здесь протекает крайне интенсивно: значительное образование стока в горах сопровождается усиленным рассеиванием его в атмосферу на равнинах.

Сказанное свидетельствует об огромном значении для гидрологических условий края рельефа, воздействующего как непосредственно, так и главным образом косвенно посредством физико-географических (в особенности климатических) факторов на процессы жидкого стока.

---

[1] Исключая площади плато Устюрт, бассейна озера Каракуль (Памир) и бассейнов озер Алакуль и Сасыккуль.

[2] Наиболее южная точка советской территории Средней Азии расположена на широте 35°08′ сев.

[3] Годовая сумма осадков в некоторых местах горной области Средней Азии превышает 1000 и даже 2000 мм.

И по геологическому строению и по устройству поверхности Средняя Азия делится на две неравные части: бóльшую северо-западную и меньшую юго-восточную. Граница между ними довольно хорошо совпадает с 700-метровой изогипсой, снижаясь в одних районах до отметок 500 м и поднимаясь в других до 1000 м. В северо-западной части преобладают равнины (отметки которых большей частью не превышают 300 м, а у Каспийского моря даже ниже уровня океана), лишь кое-где прерванные невысокими горами и горными хребтами или повышенными плато. В юго-восточной части сосредоточены мощные горные поднятия, многие из которых, являясь величайшими в мире, достигают 5000 м; отдельные вершины превышают 6000 и даже 7000 м (пик Коммунизма 7495 м, пик Ленина 7127 м, пик Победы 7439 м).

В северо-западной равнинной части Средней Азии, как уже указывалось, климат характеризуется очень жарким летом. Средние июльские температуры здесь достигают 25—30°, т. е. превышают температуру тропиков (где июльские температуры равны 24—28°). Температурные различия между севером и югом минимальны летом: так, средняя июльская температура в Термезе на широте 37°12′ равна 31,4°, а в Муйнаке на широте 43°48′ — 26,3°. Следовательно, на протяжении 6°36′ температура июля падает всего на 5,1°. Приведем еще один пример. Средняя июльская температура на метеорологической станции Или равна 24,7°, в Ашхабаде 31,0° и на Аральском море 26,3°. Падение температур между первым и вторым пунктами, т. е. на расстоянии почти 6° широты, составляет 6,3°, а между вторым и третьим, на расстоянии почти 9° широты, не достигает 5°.

Летом над равнинами Средней Азии формируется тропический воздух, а притекающие из северных широт более холодные воздушные массы быстро прогреваются, поэтому нет условий для возникновения контрастов температуры в нижней и средней тропосфере. Именно этими причинами объясняется горизонтальная температурная однородность летом.

Таким образом, на всей обширной среднеазиатской равнине в течение лета царит почти одинаковая высокая температура, являющаяся мощным фактором испарения.

Резче всего температурные различия выражены в январе, когда разность температур[1] между Термезом и Муйнаком достигает 10,2°. Это объясняется тем, что зимой территория Средней Азии вследствие ее незащищенности с севера находится под воздействием сухих, крайне холодных воздушных масс, формирующихся в Сибири и в Арктике. Чем ближе к месту зарождения этих масс, тем сильнее их влияние. Вторжение их и является причиной сильных морозов зимой. Однако зимние вторже-

[1] В январе разность температур между Ашхабадом и Аральским морем составляет 14,2°, а между Ашхабадом и Или 13,2°.

ния арктических и сибирских воздушных масс не всегда доходят до средних и южных районов Средней Азии. Кроме того, чем дальше на запад и особенно на юг проникает сибирский или арктический воздух, тем больше он прогревается и тем меньше

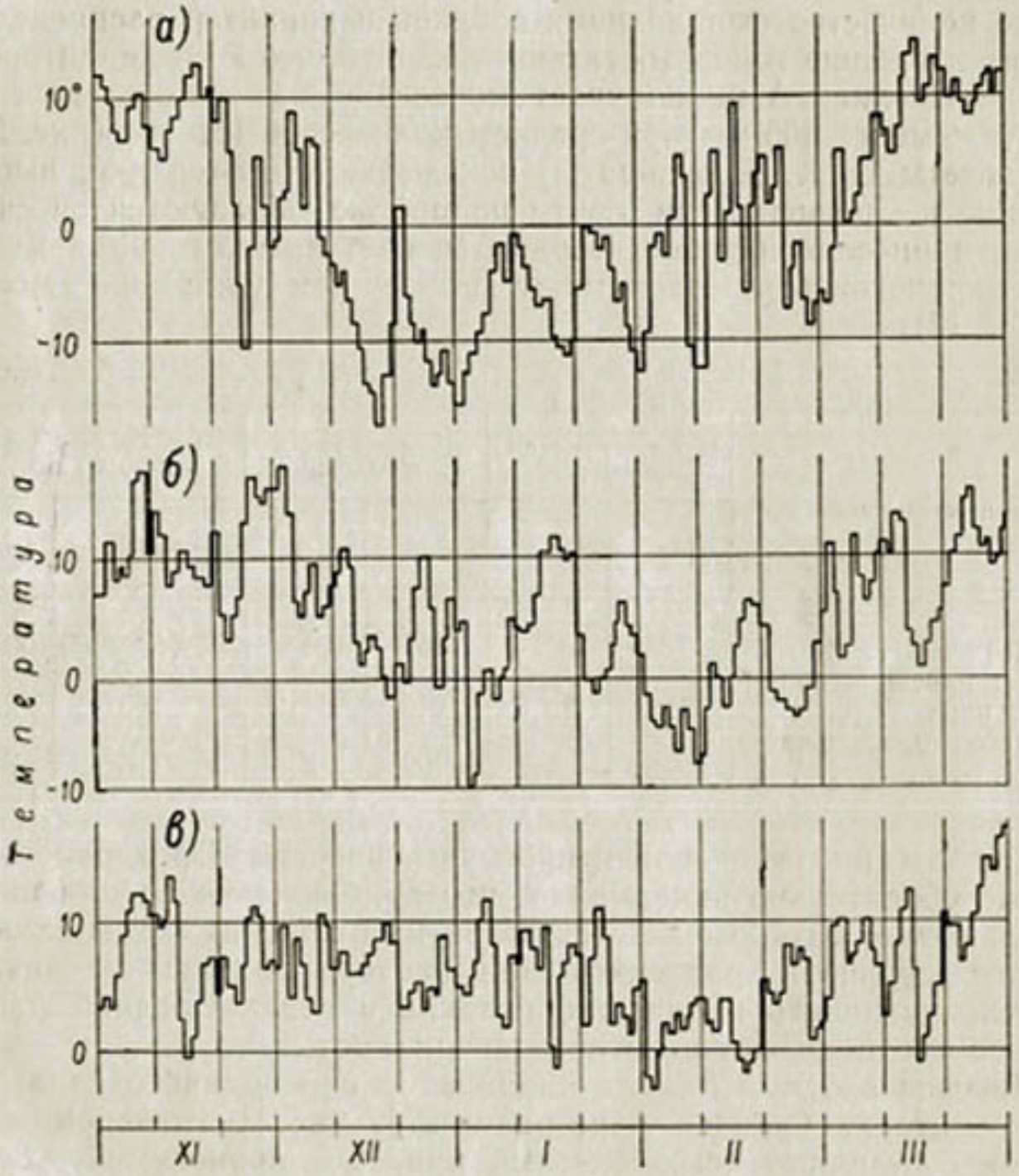


Рис. 1. Ход средних суточных температур воздуха зимой.
а — 1929-30 г. (суровая зима), *б* — 1915-16 г. (средняя), *в* — 1913-14 г. (мягкая).

понижает температуру воздуха; этим и объясняется резкое различие температуры зимой на юге и севере Средней Азии. Одновременно с северными вторжениями зимой часто бывают вторжения тропического воздуха с юга. Эти вторжения вызывают резкое повышение температур, в связи с чем морозы здесь неустойчивы: волны холода при северных вторжениях сменяются оттепелями при проникновении тропического воздуха (рис. 1).

Незначительность осадков (см. ниже) и неустойчивость морозов определяют маломощность и неустойчивость снежного покрова на равнинах Средней Азии.

Следующей весьма важной с гидрологической точки зрения особенностью климата равнин Средней Азии является крайне малое количество выпадающих осадков и характер распределения их в течение года. Достаточно указать, что 20% территории равнин Средней Азии получает менее 100 мм осадков за год, а 91% — менее 300 мм при среднем количестве 173 мм (рис. 2).

Расчеты О. А. Дроздова [1] показывают, что осадки, выпадающие в Средней Азии, почти полностью образуются за счет влаги, принесенной извне. Осадки за счет водяного пара местного происхождения занимают более чем скромное место (табл. 1[1]).

Таблица 1

Количество осадков	Равнинная область 1 936 000 км²		Горная область 484 000 км²		Вся Средняя Азия 2 420 000 км²	
	мм	%	мм	%	мм	%
Среднее	134	100	467	100	203 (489 км³)	100
За счет адвекции водяного пара	128	95,5	440	94,2	185	92,1
Местного происхождения	6	4,5	27	5,8	16	7,9

Как бы ни были ориентировочны расчеты Дроздова, они все же убедительно показывают, что приближение испаряющих поверхностей к горам (за счет развития орошения и тем самым за счет осушения Аральского моря и озера Балхаш) не может заметно увеличить количество осадков в горах Средней Азии, как это предполагают некоторые специалисты.

Интересно отметить, что общая адвекция водяного пара через территорию Средней Азии равна 2717 км³ [1], в то время как осадки составляют всего 489 км³, или 18% проносимой влаги. Следовательно, даже при наличии высоких горных хребтов только небольшая часть влаги, проносящейся над Средней Азией, осаждается на ней, еще меньше стекает с горной области и поступает на среднеазиатскую равнину (по подсчетам Дроздова, 4% проносимой влаги, по подсчетам автора, несколько больше, см. ниже).

[1] Дроздов северную границу Средней Азии принимал по р. Эмбе, Казахской складчатой стране и Тарбагатаю. Таким образом, у Дроздова территория Средней Азии больше, чем рассматриваемая в этой книге. В значительной мере этим обстоятельством объясняется расхождение в осадках по данным Дроздова и автора (см. ниже).

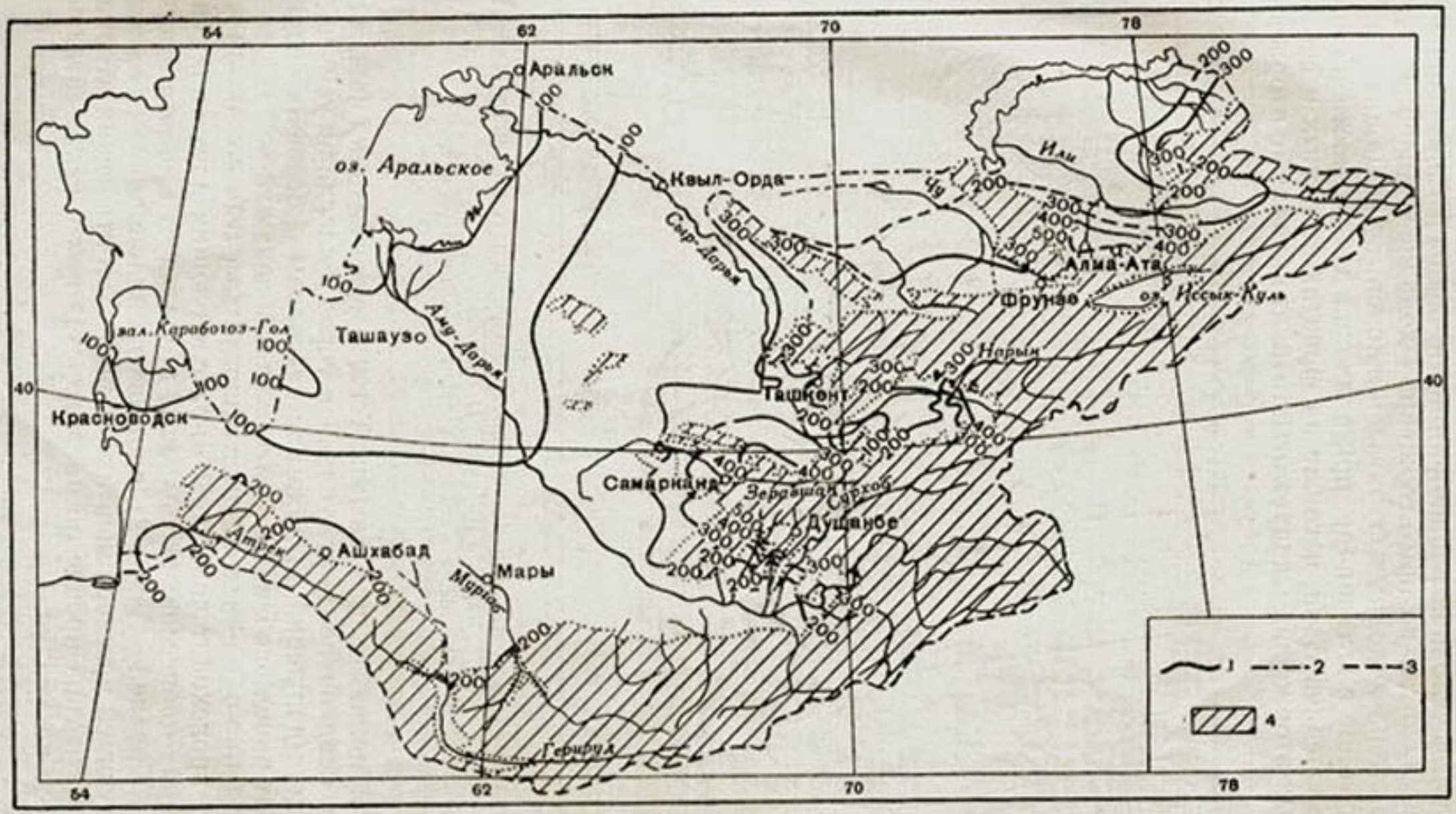


Рис. 2. Схематическая карта годового количества осадков (мм).

1 — изогиеты, *2* — северная граница рассматриваемой территории, *3* — водоразделы, *4* — горная область.

Осадки в условиях равнинной части Средней Азии выпадают почти исключительно при вторжениях холодного воздуха.[1] Это происходит на холодных фронтах циклонов, приходящих в зимнее полугодие с юго-запада, при волновой деятельности на юго-востоке Средней Азии, а также на фронтах западных и северо-западных вторжений. Следует отметить, что западные вторжения

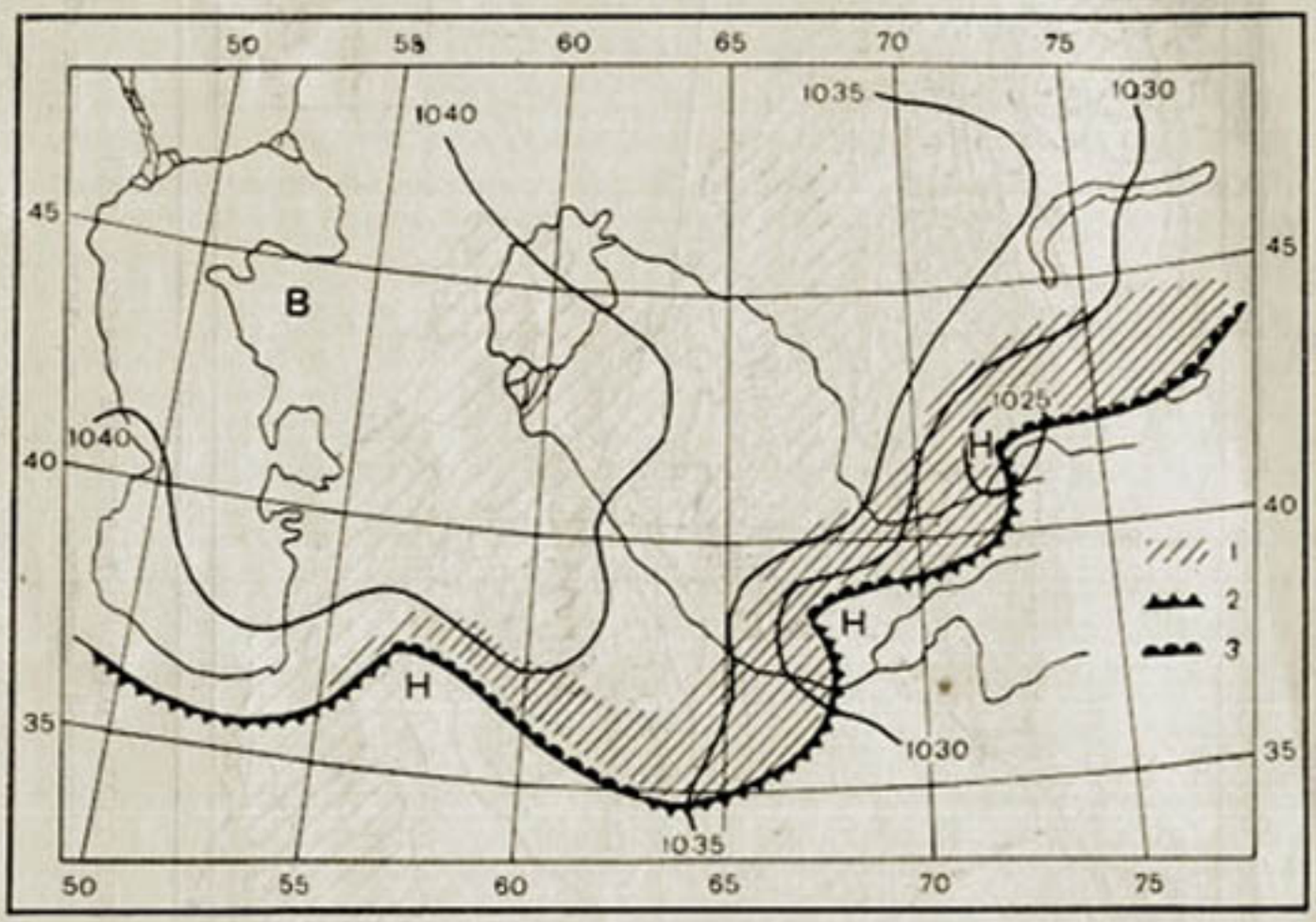


Рис. 3. Волновая деятельность на юго-востоке Средней Азии, синоптическая карта за 21 час 21/II 1954 г.

1 — зона осадков, *2* — холодный фронт, *3* — теплый фронт.

не всегда являются холодными. Теплые фронты циклонов, как правило, осадков не дают, только в горах благодаря усилению восходящих движений воздуха под действием орографии осадки выпадают чаще, особенно в более высоких зонах гор.

Выпадение обильных осадков (иногда за сутки до 30—40 мм и более) происходит чаще всего при следующих двух типах синоптических процессов: 1) волновой деятельности на юге и юго-востоке Средней Азии, 2) прорывах циклонов с юго-запада с последующей регенерацией их на фронте арктических вторжений. Оба эти типа процессов наблюдаются почти исключительно в холодное полугодие.

---

[1] Синоптические процессы описаны Е. М. Козиком.

Волновая деятельность характеризуется прохождением (иногда с интервалами в несколько часов) небольших циклонических образований на холодном фронте, пришедшем обычно с северо-запада (рис. 3). Эти циклонические образования (волны) медленно смещаются по горным районам юго-востока

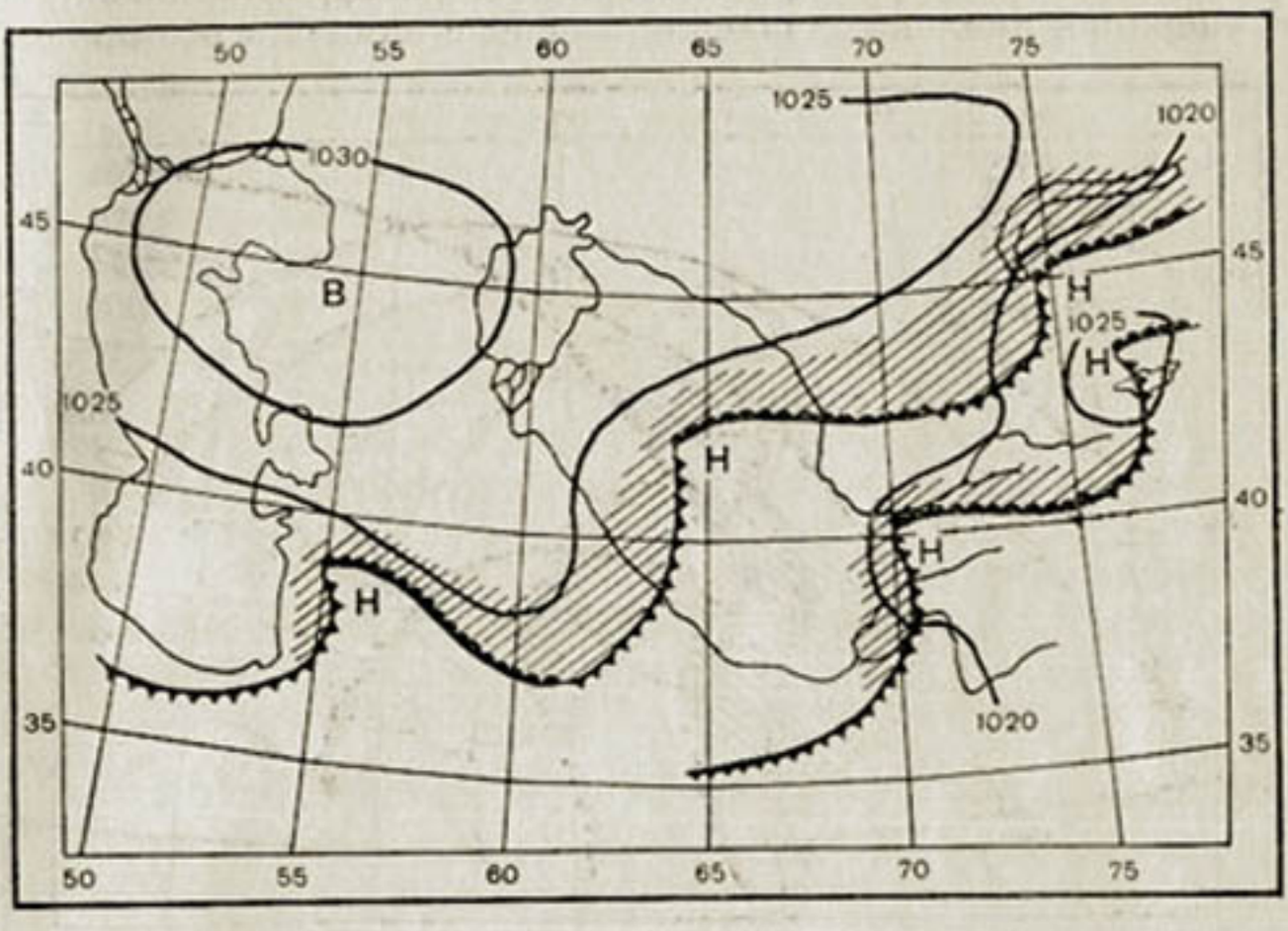


Рис. 4. Волновая деятельность на юго-востоке Средней Азии, синоптическая карта за 9 час. 24/I 1950 г.

Средней Азии, что создает здесь длительные периоды (до 5—7 дней и более) неустойчивой, преимущественно пасмурной погоды, сопровождающейся осадками. Если с юго-восточной стороны фронтального раздела находится влажный воздух тропического происхождения, то осадки могут быть очень обильными. Нередко вслед за одним холодным фронтом, на котором началась волновая деятельность, движется с северо-запада новый холодный фронт, за которым вторгается воздух арктического происхождения. При приближении этого фронта к горам волновая деятельность охватывает оба фронта и усиливается вследствие сближения арктических и тропических воздушных масс, имеющих большие различия в температуре (рис. 4). Такой процесс вызывает особенно обильные осадки.

Второй тип процессов характеризуется выходом с юго-запада довольно крупных циклонов, быстро смещающихся на восточные горные районы Средней Азии; нередко проходят друг за другом два-три таких циклона. В теплых секторах циклонов

4764

имеется тропический воздух, в холодных частях их — воздух умеренных широт. Такие циклоны сами по себе редко сопровождаются обильными осадками. Обильные осадки наблюдаются в тех случаях, когда в тылу циклона (или в тылу последнего из серии циклонов) с северо-запада приходит фронт арктического происхождения. При приближении этого фронта начинается регенерация циклона: давление в центре падает и все процессы

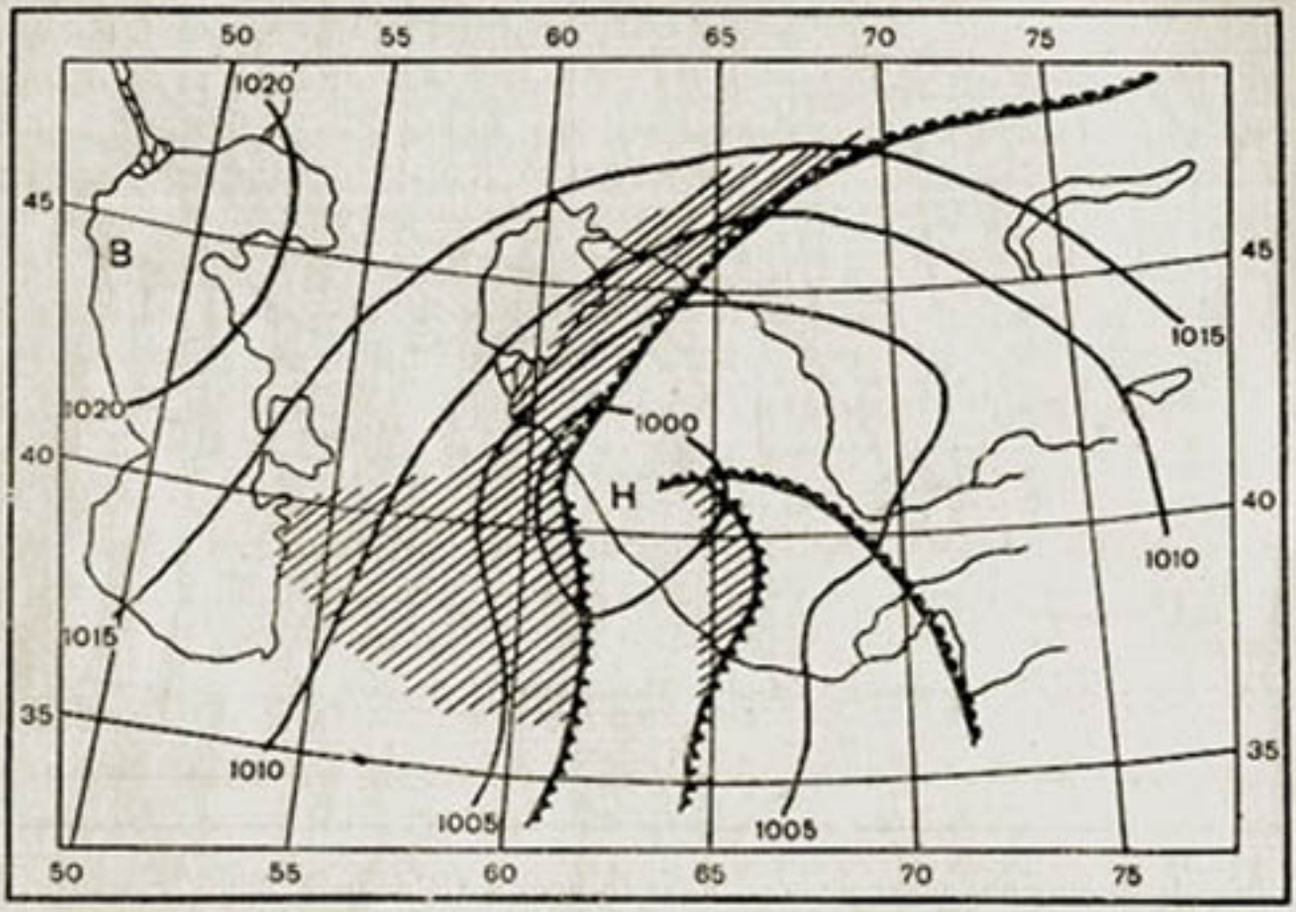


Рис. 5. Регенерация юго-западного циклона на арктическом фронте, синоптическая карта за 9 час. 9/II 1959 г.

становятся более интенсивными (рис. 5). Вторгающийся холодный арктический воздух сближается с тропическим, и разделяющая их зона, занятая воздухом умеренных широт, становится все более узкой. Происходит наслоение по вертикали всех трех воздушных масс. Вследствие большого контраста температур между арктическим и тропическим воздухом последний энергично вытесняется вверх, при этом, если тропический воздух содержит много влаги, происходит выпадение обильных ливневых осадков.

При прохождении юго-западных циклонов над ними до больших высот (7—10 км и более) господствуют интенсивные юго-западные потоки теплого тропического воздуха. Этот воздух приходит из районов Передней Азии и Аравийского моря и часто является влажным. Теплый воздух, затекая в долины, открытые к юго-западу, смещается по ним вверх. При этом он

охлаждается, что приводит к выпадению особенно больших количеств осадков в верхних частях таких долин. Юго-западные склоны хребтов являются наветренными при указанных теплых течениях, здесь происходит подъем воздуха и, как правило, осадков выпадает значительно больше, чем на подветренных северо-восточных склонах.

При волновой деятельности западные или юго-западные теплые воздушные течения значительной силы наблюдаются также до больших высот. Эти течения приходят из районов Средиземного моря и Передней Азии. Так как при волновой деятельности вторгающийся холодный воздух имеет небольшую вертикальную мощность (1,5—2 км), то теплые юго-западные потоки наблюдаются не только с юго-восточной стороны фронта, но также и северо-западнее над холодным воздухом.

При других типах синоптических процессов не бывает столь интенсивных теплых и влажных юго-западных потоков. Поэтому в холодном полугодии накопление осадков в верхних зонах гор в значительной мере зависит от числа и интенсивности прошедших юго-западных циклонов, а также от числа и длительности периодов волновой деятельности. Кроме того, естественно, большое значение для выпадения осадков при этих процессах имеет содержание влаги в тропическом воздухе. Из редка встречаются холодные сезоны, в которые, несмотря на значительное число циклонов и периодов волновой деятельности, осадков выпадает мало, так как юго-западные потоки оказываются сформированными главным образом из сухого тропического воздуха континентального происхождения.

Весной высокие температуры в тропическом воздухе циклонов, а также и при волновой деятельности обусловливают интенсивное таяние снега в горах. Кроме того, при этих синоптических процессах выпадают дожди, часто значительные. Талые и дождевые воды определяют начало прохождения половодья и больших паводков на реках. В некоторых случаях особенно интенсивные ливни могут вызывать сели в благоприятных для их образования районах.

В летний период циклоны и волновая деятельность не развиваются и общее количество осадков уменьшается. Однако могут наблюдаться интенсивные грозовые ливни на холодных фронтах, приходящих в Среднюю Азию преимущественно с северо-запада. Эти ливни не отличаются продолжительностью, но также могут, хотя и в редких случаях, вызывать сели.

Летом в Средней Азии наблюдается особый тип синоптического процесса — термическая депрессия. Этот тип характеризуется преимущественно ясной погодой и сопровождается значительным ростом температур воздуха в тропосфере до больших высот. Это вызывает интенсивное таяние снегов и ледников, вследствие чего на реках ледниково-снегового и снегово-ледни-

кового питания (см. главу V) проходят основные волны половодья.

Описанный характер циркуляции атмосферы определяет распределение осадков на протяжении года — сосредоточение их в холодном полугодии (октябрь—март) и весной. Подобное распределение осадков создает недостаток влаги летом, который в сочетании с высокими температурами и высоким испарением приводит к иссушению почвы уже к началу лета, поэтому здесь и наблюдаются типичные условия пустынь.

Некоторое исключение представляет северо-восточная часть равнинной области Средней Азии. Здесь зимние осадки незначительны, а летние несколько повышены. Такое распределение осадков вызвано тем, что зимой эта территория находится под воздействием сибирского антициклона, и поэтому зимой здесь преобладает сухая и морозная погода. Вторжение воздушных масс и, следовательно, выпадение значительных осадков возможны только тогда, когда давление снижается. Это наблюдается весной и летом.

Обилие солнечной радиации, высокие температуры, малое количество осадков, большой дефицит влажности, неустойчивый снежный покров, ничтожные уклоны, почвенно-геологическое строение (в частности, распространенность песчаных образований и лёссовидных пород, из которых первые отличаются большой проницаемостью, а вторые высокой влагоемкостью) и т. п. препятствуют образованию на равнинах Средней Азии стока, в особенности поверхностного, который совершенно незначителен, хотя и имеет в пустынных условиях большое народнохозяйственное значение [6, 7]. Наиболее интенсивен поверхностный сток на такырах, в меньшей степени — на такыровидных площадях. Согласно данным В. Н. Кунина [5], средний модуль стока на такырах может достигать при создании искусственной водосборной сети 0,5—1,0 л/сек. км^2.

Сток с такыров и с такыровидных площадей издавна широко используется местным населением для создания запасов пресной воды.

Но основная гидрологическая функция равнинной области Средней Азии заключается в испарении огромных масс воды там, где они имеются. Ареной преимущественного распространения этого процесса являются предгорные равнины, куда в первую очередь попадает сток с гор и где он, в частности благодаря наличию ирригационных каналов, широко распространяется по испаряющей поверхности земли и транспирируется растительностью. Эта часть равнинной территории является основным районом рассеивания стока в атмосферу; сток, по крайней мере поверхностный, здесь, как правило, расходуется полностью, и большая часть равнин остается совсем без руслового поверхностного стока.

В юго-восточной части Средней Азии на климатические особенности, как уже указывалось, мощное воздействие оказывает рельеф и в первую очередь абсолютная высота. Это влияние прежде всего проявляется в увеличении осадков и в снижении температуры, следствием чего является увеличение мощности снежного покрова и продолжительности его залегания.

В связи с этим горы выступают как важный климато-гидрологический фактор и в первую очередь как конденсаторы влаги, дающие начало речным артериям и подземным водам. При всей пестроте распределения осадков (60—2500 мм за год) горы получают в среднем значительно большее количество влаги, чем равнинные пространства (более чем в три раза), а низкие температуры благоприятствуют аккумулированию осадков в твердом виде.

Влияние рельефа на осадки сказывается и на распределении их в течение года. Оно выражается в том, что в горной области Средней Азии наблюдается более равномерное распределение осадков по месяцам, а во внутренних частях горных систем можно часто наблюдать даже преобладание летних осадков. Подобному распределению осадков во внутренних частях горных систем способствует более высокое положение уровня конденсации летом.

Областями с преобладанием летних осадков являются Центральный Тянь-Шань и Восточный Памир, где количество летних осадков может превышать 60% годового.

Кроме того что уровень конденсации повышен, летом над внутренними частями горных систем Средней Азии выпадают осадки, являющиеся результатом интенсивного испарения влаги с площадей, освобождающихся от снега, или, реже, с водной поверхности. Характерным примером воздействия местной влаги на распределение осадков в году может явиться бассейн озера Иссык-Куль. Там благодаря огромному испарению с поверхности озера, а также благодаря развитию термической конвекции во второй половине весны и летом количество осадков за период май—август в отдельных пунктах достигает 80% годовой суммы.

Преобладание в горах крутых склонов (15—35°) обеспечивает быстрый и обильный сток талых вод в понижения рельефа и концентрацию его в речную сеть. Именно благодаря большему количеству осадков, сравнительно малому испарению и крутым склонам в горах берут начало и питаются все реки Средней Азии, в том числе такие наиболее многоводные, как Аму-Дарья, Зеравшан, Сыр-Дарья, Или и др. Зарождаясь в высоких горных областях, эти реки питаются главным образом за счет таяния горных снегов, снежников и отчасти ледников, а также и обильными подземными водами, образованными в основном теми же талыми водами. Вследствие наличия вертикального термиче-

ского градиента наступление положительных температур воздуха и таяние снега и льда происходят не одновременно на всей площади водосбора реки, а постепенно передвигаются вверх. В результате этого, а также из-за наличия во многих районах мощных снежников снеготаяние в горах носит более затяжной характер, и поэтому половодье сильно растянуто и обычно невысоко. Этим реки Средней Азии выгодно отличаются от равнинных рек, питающихся сезонными снегами, например от рек европейской части СССР. Чем выше горы, тем позднее проходят половодья на реках, питающихся на горных склонах.

Наиболее поздно начинается таяние в зоне вечных снегов и ледников. Поэтому реки, в верхней части водосбора питающиеся талыми водами этой зоны, особенно важны для искусственного орошения, так как они отличаются наибольшим стоком вод в июле—августе, как раз тогда, когда на орошаемых ими равнинах царит жестокая засуха и хлопчатник ощущает наибольшую потребность в воде.

К описанной категории (рекам ледниково-снегового питания, по классификации автора) относятся, например, реки Пяндж, Вахш и образующаяся от их слияния Аму-Дарья, Зеравшан, Чу, Талас и Или, а также многие их притоки. Эти реки обладают важным в хозяйственном отношении свойством — весьма ограниченным колебанием годового стока, иногда даже меньшим, чем у коротких озерных рек европейской части СССР, как, например, у Невы[1]. Отличаясь небольшой изменчивостью годового стока, растянутым половодьем, крутым падением, все эти реки представляют особенно большую ценность не только для орошения, но и как источники гидроэлектроэнергии.

Реки, берущие начало в невысоких горах и питающиеся в основном за счет таяния сезонных снегов (реки снегового питания), отличаются ранним прохождением гребня половодья (март—май) и более резкими колебаниями годового стока, так как его величина почти полностью определяется запасами снега в горах, накопленными за предшествующий половодью холодный период года.

Наконец, для водотоков, берущих начало с самых нижних ярусов гор или низких гор (реки снегово-дождевого питания), в питании которых по сравнению с реками другого типа жидкие осадки принимают наибольшее участие, характерно прохождение в течение коротких отрезков времени огромных количеств воды, обычно насыщенных наносами. Это так называемые сели. Водотоки этого типа часто летом пересыхают в связи с истощением подземного питания.

---

[1] Незначительная амплитуда колебаний годового стока рек ледниково-снегового питания является отчасти результатом регулирующего действия зоны вечных снегов и ледников (см. главу IV).

Реки Средней Азии при выходе на равнину образовали обширные конусы выноса из принесенных ими с гор продуктов разрушения. Здесь реки обычно разбиваются на несколько русел, значительная часть вод которых фильтруется в эти наносы. Получающиеся таким образом обильные грунтовые воды конусов выноса выступают на поверхность по их периферии, давая начало речкам грунтового питания, так называемым карасу, также используемым для искусственного орошения.

Изложенное выше убедительно свидетельствует о чрезвычайно глубоком и многогранном воздействии рельефа на процессы жидкого стока. Это воздействие в основном осуществляется посредством климатических факторов, которыми определяются условия питания рек, процессы таяния снега и льда и т. п. В связи с этим и средняя водоносность, и устойчивость годового стока, и распределение стока внутри года, и другие характеристики речного стока не могут не зависеть от факторов рельефа, и в первую очередь от абсолютной высоты. Все это требует тщательного и всестороннего анализа воздействия рельефа на процессы стока.

Территориальное сопряжение пустынно-степных пространств и прорезающих их рек влечет за собой интенсивное использование человеком вод этих рек на орошение лишенных влаги земель. В связи с этим хозяйственная деятельность человека становится одним из основных стокопреобразующих факторов. В этом заключается одна из наиболее замечательных гидрологических особенностей Средней Азии.

Прежде всего в результате хозяйственной деятельности человека значительно расширяется территория с резким преобладанием испарения влаги в атмосферу над ее выпадением из атмосферы. Благодаря использованию воды на орошение эти территории выходят далеко за пределы самих речных долин, охватывая часть горной области и в особенности крупные участки равнин, как, например, Хорезмский и Бухарский оазисы, Голодную степь и т. п. Без ирригации бóльшая часть этих местностей была бы пустыней, лишенной руслового стока и, следовательно, испаряющей только незначительные атмосферные осадки. Таким образом, и в верхней и в нижней зонах граница территории с преобладанием испарения над осадками в значительной степени прочерчена рукой человека. Это указывает на изменчивость (историчность) пределов упомянутой территории и на бóльшую зависимость процессов стока от социально-экономических факторов. Расцвет и упадок хозяйственной деятельности человека, конкретные события исторического процесса находили в Средней Азии непосредственное отражение в изменении пределов распространения свойственных ей гидрологических режимов. Еще бóльших изменений приходится ожидать здесь в будущем.

Под влиянием хозяйственной деятельности человека меняется и гидрографическая сеть страны.

Разветвленная сеть ирригационных каналов Средней Азии безусловно может и должна рассматриваться как составной и своеобразный элемент общей речной сети. Своеобразие ее заключается в том, что вместо концентрации стока к руслу основного потока ирригационная сеть, наоборот, этот сток отводит из рек и распыляет его на прилегающей местности.

Многие реки Средней Азии сразу же по выходе из гор разбираются полностью или почти полностью в оросительные системы и не доходят до главной реки. В этом отношении особенно типичны «ирригационные веера» рек, например, Ферганской долины (Исфара, Сох и др.). Таким путем полупустынные по своей природе предгорные равнины становятся обладателями развитой и водоносной речной сети, которая порывает или в значительной степени ослабляет связь поверхностного стока горных участков рек со стоком их равнинных участков и тем самым с реками более высокого порядка. Взамен этого благодаря хозяйственной деятельности человека часто образуется новая связь водотоков, в естественных условиях отсутствующая. Те же ирригационные веера рек Ферганской долины, оторвавшие от Сыр-Дарьи воды ее притоков, в своих низовьях переплетаются и смешивают свой сток. Примером смешения вод разных рек крупного масштаба является Большой Ферганский канал, подпитывающий водами Нарына и Карадарьи притоки Карадарьи и Сыр-Дарьи. Вступивший в строй в 1942 г. Гиссарский канал перебрасывает воду из бассейна Кафирнигана в бассейн Сурхандарьи. Таких примеров легко привести множество. Следует отметить, что многие каналы приняли облик естественных водотоков (имеют террасы, меандры, острова, отмели и пр.).

Не менее велико влияние хозяйственной деятельности человека и на режим стока среднеазиатских рек. В самом общем виде изменение режима стока под воздействием социально-экономического фактора представляется в следующем виде.

Как только река выходит из гор, воды ее начинают интенсивно разбираться на орошение, в результате чего при продвижении вниз сток постепенно уменьшается. Так как максимальный водоразбор совпадает обычно с половодным периодом, то в наибольшей степени уменьшается сток именно этого периода.

Огромные массы воды, изъятые на орошение, инфильтруются в почво-грунты русел каналов и на полях, вызывая усиленное питание грунтовых вод. В свою очередь грунтовые воды выходят в русла каналов, рек и на поверхность земли, питая поверхностные водотоки, а местами вызывая заболачивание.

Особенностью режима этих грунтовых вод, часто называемых возвратными, является не только то, что они возвращаются в реку ниже того места, из которого они были забраны, но и

позже времени этого забора. В связи с этим возвратные воды не только перераспределяют сток между отдельными участками рек, но и изменяют распределение стока на протяжении года. Нередко основная часть возвратных вод поступает в реку уже тогда, когда в этой реке устанавливаются низкие расходы. Наоборот, в период прохождения половодья поступление возвратных вод обычно сводится к минимуму, а иногда даже изменяет знак (тогда, когда река питает грунтовые воды).

В результате величина меженного стока при продвижении вниз по реке относительно, а на некоторых участках даже абсолютно возрастает. Таким образом, размеры и границы территории с преобладанием испарения над осадками, речная сеть, направление стока, водоносность, распределение стока во времени и в пространстве зависят от хозяйственной деятельности человека. В Средней Азии благодаря своеобразию географических условий, требующих преобразования в первую очередь водных условий, эта деятельность выявляется особенно отчетливо и в таких крупных масштабах, как нигде в другом месте Советского Союза.

Как видно из сказанного, основная направленность процессов стока на территории Средней Азии схематично сводится к следующему.

Пустынная территория Средней Азии образует крупные артерии стока лишь в силу наличия в ее пределах мощных горных поднятий. Эти поднятия аккумулируют огромные количества атмосферной влаги, значительная часть которой, преобразуясь, быстро стекает в ниже лежащие равнинные пространства. Равнины при высоком возможном испарении получают ничтожное количество осадков и при малых уклонах поверхности земли почти не принимают участия в образовании стока. Наоборот, их гидрологической функцией является отдача в атмосферу пришедшего к ним из горной области стока. Этот процесс, усиленный хозяйственной деятельностью человека, осуществляется здесь с такой интенсивностью, что огромные пространства земли вообще лишаются руслового поверхностного стока и имеют исключительно подземный сток, который приходит с выше лежащих мест и проходит через них транзитом, не меняя существенно своей величины. Диаметрально противоположные гидрологические функции горной и равнинной областей Средней Азии наиболее ярко можно показать при помощи водного баланса.

Уравнение водного баланса для горной области в общем виде может быть написано так:

$$x = z + y_2 + w_2,$$

где x — среднее многолетнее количество осадков и конденсация

водяных паров из атмосферы, z — среднее многолетнее испарение, y_2 — средний многолетний поверхностный отток воды, w_2 — подземный отток воды.

Это уравнение показывает, что горная область получает влагу только из атмосферы, причем осадки, выпавшие в ее пределах, испаряются лишь частично, остальная часть их стекает в виде поверхностного и подземного стока. Резкое расчленение рельефа в горной области и как следствие этого глубокий естественный дренаж являются причиной того, что подземные воды почти целиком выходят в речную сеть еще в ее пределах.

Выходу подземных вод на поверхность горной области благоприятствуют также мезокайнозойские отложения, содержащие водоупорные горизонты и окаймляющие палеозойские массивы на границе с равнинной областью, что затрудняет отток подземных вод. Вследствие этого подземный приток в равнинную область составляет не более 10—15% поверхностного и им в первом приближении можно пренебречь.

Тогда уравнение водного баланса будет иметь следующий вид:

$$x = z + y_2.$$

Величина поверхностного оттока y_2 на основе имеющихся данных может быть установлена довольно точно — 155 млрд. м³, или 201 мм, что составляет около 4% годового стока со всей поверхности СССР, который, по оценке Б. Д. Зайкова [2], равен 3940 км³.

По отдельным бассейнам величины поверхностного стока приведены в табл. 2.

Таблица 2

Бассейн	Площадь водосбора, км²	Сток, образованный в пределах водосбора, м³/сек.	Сток, поступающий в равнинную область, м³/сек.	Средний многолетний модуль стока, л/сек. км²
Каспийского моря . .	29 700	22	12	0,74
Бессточных рек Туркменской ССР и Афганистана	193 300	180	155	0,93
р. Аму-Дарьи	227 300	2500	2500	11,0
р. Сыр-Дарьи	150 100	1200	1200	8,0
Рек Чу и Таласа . .	37 540	190	190	5,1
оз. Иссык-Куль . . .	12 660	115	—	9,1
Южной части оз. Балхаш	119 000	800	800	6,7
Всего	769 600	5007	4857	6,5

Количество аккумулированной в горах влаги (x) по непосредственным наблюдениям в настоящее время установить не-

возможно, поэтому приходится исходить из величины стока, для чего нужно знать значение коэффициента стока. Последний приближенно может быть принят равным 0,35 (см. главу II). Тогда $x=575$ мм и $z=575-201=374$ мм.

Следует отметить, что величина поверхностного притока воды на равнинные пространства меньше стока, образующегося в горной области, так как часть его расходуется в ее же пределах на орошение (в этом отношении особенно показательны реки Туркмении) и испаряется с поверхности озера Иссык-Куль и других более мелких озер.

Если из площади горной области исключить водосборы р. Атрек и бессточных рек Туркмении и Афганистана, которые, занимая большую площадь (29% всей горной области Средней Азии), отличаются ничтожным количеством осадков и исключительно низким стоком, то отдельные элементы водного баланса выразятся следующими величинами: $x=675$ мм[1], $y_2=270$ мм и $z=405$ мм.

В этом случае водный баланс горной области Средней Азии еще более ярко характеризует ее гидрологическую сущность.

Уравнение водного баланса для равнинной области может быть написано в виде

$$x+y_1=z,$$

где y_1 — поверхностный приток воды. Подземным оттоком из равнинной области пренебрегаем, так как если он и имеет место, то совершенно ничтожен.

Средняя величина осадков, полученная планиметрированием карты изогиет, равна 173 мм (рис. 6). Величина притока воды равна оттоку воды из горной области, т. е. $y_1=y_2=155\times10^9$ м^3. Относя его к площади равнинной области и включая в нее поверхность Аральского моря и озера Балхаш, получим $y_1=124$ мм, откуда испарение $z=x+y_1=173+124=297$ мм. Обращает на себя внимание то, что из общего количества влаги, поступающей в равнинную область, 58% приходится все же на долю атмосферных осадков, несмотря на их крайне незначительную величину.

Сопоставление уравнений водного баланса горной и равнинной областей показывает, что первая, получая из атмосферы 575 мм влаги, испаряет обратно в атмосферу 374 мм, а остальные 201 мм отдает в виде поверхностного стока ниже расположенной равнинной области. Последняя, получая из атмосферы и поверхностным путем 297 мм воды, целиком испаряет ее обратно в атмосферу.

Следует заметить, что только сравнительно небольшая

---

[1] В этом случае коэффициент стока принят равным 0,40 с учетом увеличения средней высоты горной области.

часть воды испаряется с орошаемых земель. Из общей величины стока, испаряемого равнинной областью, примерно 65×10^6 м³, или 43%, испаряется с поверхности Аральского моря и озера Балхаш. Только с поверхности наиболее крупных дельт Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи и Или потери стока на испарение равны примерно 15×10^9 м³, таким образом, общие потери составляют

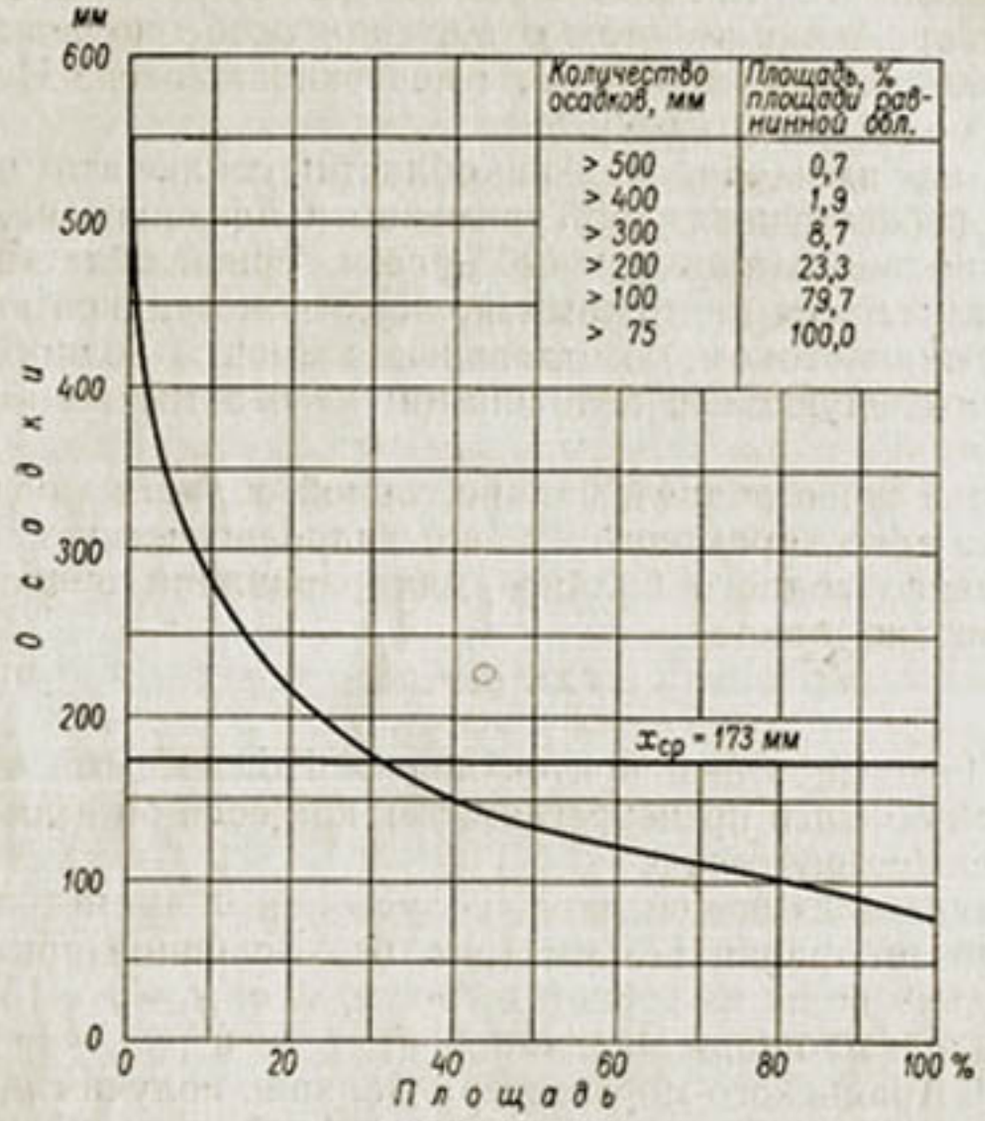


Рис. 6. Кривая обеспеченности годовых сумм осадков для равнинной области Средней Азии.

около $80 \times 10^9 \cdot м^3$, или почти 52% стока, поступающего на равнины Средней Азии. Если учесть потери стока на испарение с пойм рек и протоков, то можно прийти к заключению, что в настоящее время вряд ли более 30% стока рек Средней Азии используется на орошение. Сказанное свидетельствует об огромных возможностях дальнейшего использования водных ресурсов края, не прибегая к «займу» воды из других районов СССР.

Нужно также иметь в виду, что испарение стока, поступившего с гор, происходит не на всей территории, а только на части равнинных пространств Средней Азии, а именно в пределах речных долин и предгорных равнин, где развито орошение. Об-

щая площадь, рассеивающая в атмосферу сток, поступивший с гор, составляет примерно 270 тыс. км², или 23% площади равнинных (1 170 000 км²) пространств Средней Азии (без площадей Аральского моря и озера Балхаш). Средняя величина испарения с этой площади составляет уже 500 мм в год, а с включением водных поверхностей Арала и Балхаша — 600 мм.

Различная направленность процессов стока в горах и на равнинах дала основание автору еще в 1933 г. [8] выделить на территории Средней Азии область образования стока, соответствующую (схематично) горным поднятиям, область рассеивания стока, соответствующую той части равнин, которая испаряет обратно в атмосферу сток с гор, и область равновесия стока, т. е. область, лишенную поверхностного руслового стока. Обмен влагой между подземным стоком и атмосферой в пределах последней в более или менее значительных размерах происходит только в отдельных местах, там, где подземные воды близко подходят к поверхности земли и попадают в зону действия капиллярных процессов.[1] Классическим примером таких участков является, например, полоса шор в пустыне Каракумы, но такие участки уже относятся к области рассеивания стока.

На остальной части равнин, лишенных поверхностного руслового стока, подземный сток движется к базисам эрозии, мало изменяя свою величину, в связи с чем области и было дано название равновесия стока. Ясно, что в области образования стока $x > z$, в области рассеивания стока $x < z$ и в области равновесия стока $x \approx z$.

---

[1] Наблюдения Веймейера [9] в США показали резкое снижение испарения с увеличением глубины залегания грунтовых вод. Достаточно указать, что испарение с поверхности почвы при глубине уровня грунтовых вод 1,5 м в 20 раз меньше, чем испарение, когда грунтовые воды располагаются в непосредственной близости к поверхности земли. Несмотря на резкое снижение интенсивности испарения с увеличением глубины залегания грунтовых вод, преобладание испарения над питанием грунтовых вод в пустынях Средней Азии даже при залегании их на глубине нескольких десятков метров может считаться в настоящее время доказанным весьма интересными исследованиями В. Н. Кунина [4]. Таким образом, область равновесия стока принципиально должна быть включена в состав области рассеивания стока, а последняя разбивается на две подобласти: 1) рассеивания поверхностного и подземного стока и 2) рассеивания только подземного стока. Однако испарение с поверхности грунтовых вод при глубоком их залегании все же остается, по-видимому, малым и практически для области, лишенной руслового поверхностного стока и с глубоким залеганием грунтовых вод (за пределами капиллярного поднятия), без большой погрешности можно считать, что в среднем величина испарения с ее поверхности равна величине атмосферных осадков. Действительно, по подсчетам Кунина [5, 6], средняя величина внутригрунтового испарения в Каракумах составляет 5—10 мм в год, тогда как годовое количество осадков несколько превышает 100 мм. Другими словами, до получения новых данных целесообразно сохранить три гидрологические области.

Понятно также, что при сохранении внутри каждой области одной и той же направленности процессов стока его происхождение, распределение во времени и по территории, а также интенсивность процессов могут быть различны. Так, в зависимости главным образом от рельефа местности (в основном от абсолютной высоты, ориентации и доступности водосбора влажным воздушным массам) удельная водоносность, устойчивость годового стока и распределение его на протяжении года, а также другие характеристики речного стока могут резко различаться в отдельных местах области образования стока, как уже об этом говорилось выше. С другой стороны, интенсивность рассеивания стока, распределение его в году и т. п. в пределах области рассеивания стока в значительной мере зависят от хозяйственной деятельности человека и особенностей климатических условий.

Глава II

РОЛЬ ТАЛЫХ ВОД В ПИТАНИИ РЕК СРЕДНЕЙ АЗИИ

Когда в 1946 г. автор писал аналогичную главу первого издания монографии, работы, в которых делались попытки количественно оценить роль различных источников питания рек Средней Азии, исчерпывались статьями Н. Л. Корженевского [10], М. И. Львовича [12] и Г. Р. Юнусова [32]. В работах Э. М. Ольдекопа [15] и Л. К. Давыдова [5] такой оценки не давалось: оба они исходили из положения, что основным источником питания среднеазиатских рек являются талые воды, оба преувеличивали роль ледникового питания. Так, например, Ольдекоп [15] о реках с высоко расположенными водосборами писал следующее: «Реки первого типа с наиболее поздним наступлением максимума являются реками с бассейнами питания, расположенными выше линии вечного снега, в которых запасы „сезонных" снегов исчезают по сравнению с запасами вечных снегов; очевидно, это будут в громадном большинстве случаев чисто ледниковые реки (разрядка наша. — *В. Ш.*), ибо, как известно, расходование запасов вечного снега происходит главным образом через посредство таяния ледников». Аналогичны высказывания и Давыдова [5]: «К ледниковому типу принадлежат реки, питание которых происходит за счет таяния вечных снегов и льдов. Они характеризуются высоко расположенными областями питания, находящимися выше линии вечного снега. В их бассейнах запасы „сезонных снегов" ничтожны по сравнению с запасами вечного снега и льда».

Представление о доминирующей роли ледникового питания благодаря высокому и вполне заслуженному авторитету Оль-

декопа и Давыдова сохранилось на долгие годы. О преобладающей роли ледников в питании рек особенно настойчиво говорил Корженевский. Таким образом, создавалось впечатление, что талые воды сезонных снегов, во всяком случае для рек с высоко расположенными водосборами, играют весьма скромную роль в общем стоке. Что касается дождевого питания, то Ольдекоп [15] писал следующее: «Конечно, помимо таяния снегов, некоторую роль в питании рек играют еще и грунтовые воды, а также летние дожди в горах, причем влияние дождей сильнее всего должно сказаться на питании рек Северного Туркестана. Все же нужно думать, что влияние этих двух факторов, по крайней мере для рек южной половины Туркестана, в общем отступает далеко на задний план».

Из перечисленных выше статей с попыткой количественной оценки различных источников питания только работа Львовича [12] охватывает сравнительно большое число рек и рассматривает все источники питания. Статья Корженевского [10] представляет собой опыт определения роли ледникового питания в стоке р. Зеравшан на основе очень кратковременных наблюдений за ее расходами воды близ Зеравшанского ледника. Статья Юнусова [32] посвящена оценке различных источников питания Малой Алмаатинки.

Ограничимся только кратким рассмотрением работы Львовича, в которой этот вопрос освещается наиболее всесторонне. Проанализировав при помощи вертикального расчленения гидрографы 20 рек Средней Азии, Львович пришел к выводу, что, за исключением юго-запада Средней Азии (реки Атрек, Теджен и Мургаб), дождевое питание играет ничтожную роль. Что касается ледникового питания, то для таких рек, как Сох и Зеравшан, оно было установлено в размере 62—64%, для рек Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи с небольшим округлением составляет 50%, а для р. Чирчик — 55%. Снеговое питание р. Сох составляет всего 2%, р. Чу — 4%, р. Зеравшан — 10% и т. д.

Знатоку среднеазиатских рек чрезвычайно трудно представить себе, чтобы ледниковое питание у Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи было одинаковым, а у Чирчика даже превышало ледниковое питание Аму-Дарьи. Для ясности здесь необходимо указать, что Львович под ледниковым питанием понимает питание за счет таяния ледников и высокогорных снегов совместно, причем под высокогорными снегами он, по-видимому, понимает только вечные снега, поскольку об этом можно судить по следующей фразе: «. . . к снеговому питанию отнесен сток, являющийся результатом таяния снега в пониженных частях горных бассейнов и на невысоких горах, т. е. период от начала таяния до срока, наступающего несколько позднее исчезновения снега за пределами распространения вечных снегов». Нужно также отметить, что методика, примененная Львовичем, не дает, как отмечает и

сам автор, объективных критериев для разделения ледникового и сезонного снегового питания. Переход температуры воздуха на высоте снеговой линии через 0° в сторону положительных значений принимался им как переход от сезонного снегового к ледниковому питанию. Очевидно, что такой критерий ведет к преувеличению ледникового питания, так как к этому моменту ниже снеговой линии остается еще много сезонного снега. Дело,

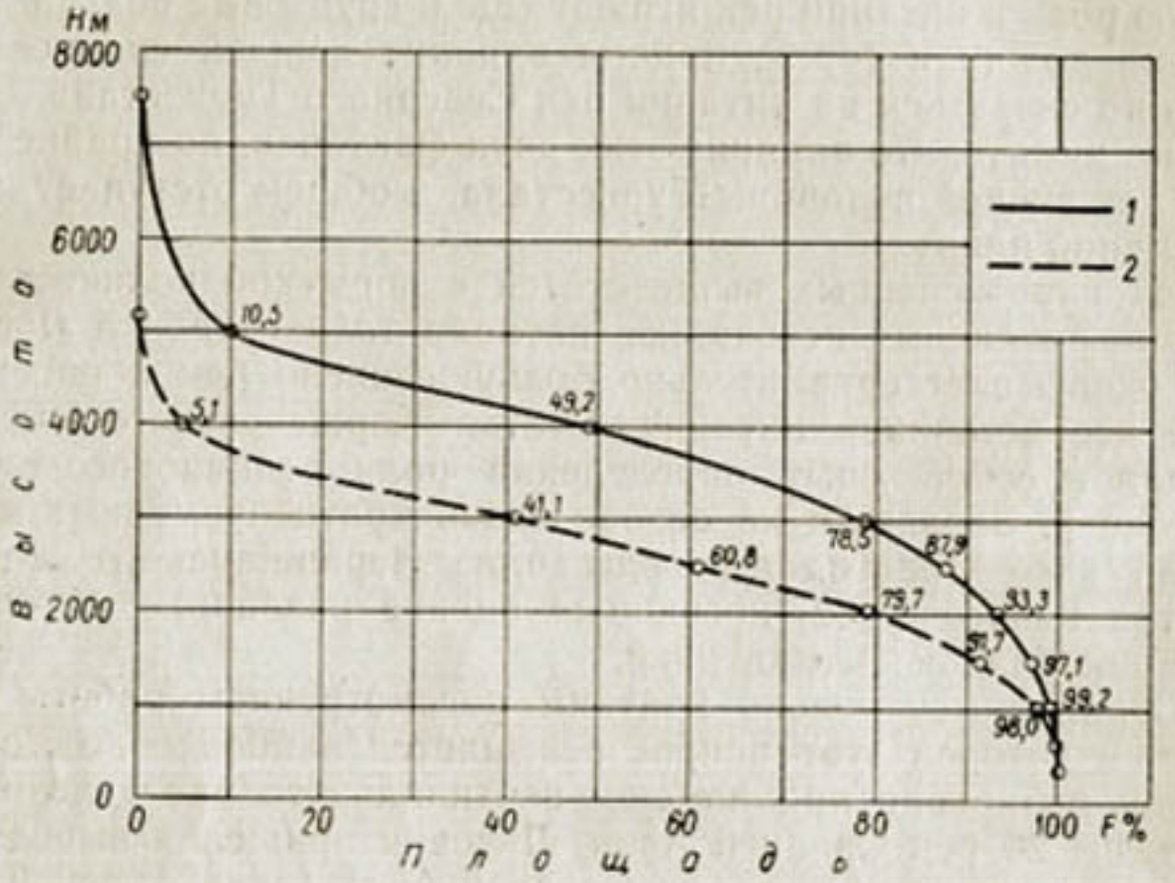


Рис. 7. Гипсометрические кривые водосборов Вахша и Пянджа (*1*), водосборов Нарына и Карадарьи (*2*).

однако, не только в преувеличении ледникового питания, но и в неверной оценке его роли в питании отдельных рек, как об этом было сказано выше. В качестве примера сопоставим только условия питания Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. О неодинаковой роли ледникового питания в общем стоке названных рек можно судить хотя бы по результатам сравнения высотных характеристик водосборов Вахша и Пянджа, с одной стороны, и Нарына и Карадарьи — с другой (рис. 7). Действительно, если у первых двух водосборов высоты, превышающие 5000 м, занимают 10,5% их площади, а высоты свыше 4000 м — 49,2%, то у водосборов вторых двух рек высоты, превышающие 5000 м, занимают менее 1% их площади, а высоты свыше 4000 м — всего 5,1%. Если даже учесть, что на водосборах Пянджа и Вахша снеговая линия в среднем расположена на высоте 4600—4500 м, а на водосборах Нарына и Карадарьи — 4000—3900 м, и тогда выше снеговой линии у водосборов Пянджа и Вахша будет располагаться 24—29% площади, а у водосборов Нарына и

Карадарьи всего 5—6%. В результате во внутригодовом распределении стока Аму-Дарьи роль ледников и высокогорных снегов сказывается значительно сильнее, чем во внутригодовом распределении стока Сыр-Дарьи. Это можно видеть из следующего. Сток Аму-Дарьи у г. Керки за период март—июнь, т. е. период несомненного преобладания сезонно-снегового питания, составляет 37,2% годового, а за период июль—сентябрь, т. е. период преобладания ледникового питания, равен 43,7%. Сток Сыр-Дарьи при выходе из Ферганской долины за первый период равен 42,9% годового, а за второй — 30,7%, т. е. почти в полтора раза меньше. Таким образом, одинаковая роль ледникового питания в стоке Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи становится более чем сомнительной. Приведенный пример лишний раз свидетельствует о том, что в условиях горных стран легко прийти к неправильным выводам, если не обращаться к анализу высотных характеристик водосборов.

Отсутствие единых взглядов на роль различных источников питания в стоке рек побудило автора в 1945—1946 гг. произвести (сначала совместно с О. П. Щегловой и З. В. Джорджио) оценку роли дождевого и ледникового питания.

После опубликования первого издания книги «Реки Средней Азии» (1949 г.) автор считал, что в вопрос о роли некоторых источников питания внесена известная ясность, в том числе и в вопрос о роли ледникового питания. Первые годы после выхода в свет названной книги так приблизительно и было. В последующем, однако, появилось много работ, в первую очередь О. П. Щегловой [26, 27, 28, 29, 30, 31], Н. Н. Пальгова [18, 19], Г. А. Авсюка [2, 3], П. М. Машукова [13], Т. С. Абальян [1], А. Т. Ильясова [8], И. А. Ильина [6] и др. В некоторых из этих исследований сделанные автором выводы прямо или косвенно были взяты под сомнение.

Как это будет видно из последующего, принципиальные выводы автора все же остались в силе, в частности выводы о подчиненности дождевого питания и в общем небольшой роли ледникового питания. В последующем будем рассматривать вопрос о роли различных источников питания так, как он был изложен в предыдущем издании, освещая новые проработки в этом направлении.

Как и в первом издании, рассмотрим в основном роль дождевых и талых вод в стоке рек Средней Азии, поскольку, по мнению автора, подземное питание представляет собой сток в основном тех же твердых осадков. Такое убеждение основано на том факте, что поступление талых снеговых вод на водосбор происходит, как правило, в течение более длительного времени и с меньшей интенсивностью, чем дождевых. Этим обеспечивается фильтрация вод в глубокие слои грунта. Кроме того, жидкие осадки в большом количестве могут транспирироваться

растительностью. Поэтому пополнение подземных вод жидкими осадками большей частью осуществляется сразу после схода снега или осенью, когда влажность грунтов высокая. Установив роль жидких осадков в питании среднеазиатских рек, мы тем самым определим и величину стока талых вод. Затем выскажем некоторые соображения о ледниковом и подземном стоке.

Установить роль жидких осадков в общем питании рек Средней Азии можно разными путями.

Величину дождевого питания можно определить при помощи вертикального расчленения гидрографа, т. е. тем же путем, который применял, например, Львович. Однако, в отличие от предыдущих исследователей, при выделении дождевого питания Джорджио, Щеглова и автор в 1946 г. учитывали ряд факторов, обычно не рассматривавшихся ранее, а именно: а) суточный ход расходов воды, б) синоптическую обстановку за период выпадения дождей, в) осадки и температуру воздуха. Для этой цели гидрографы строились не по средним суточным расходам воды, а по срочным. Там, где это было возможно, привлекались и лимниграммы. Сокращение периода осреднения расходов воды, как отмечает Щеглова [31], способствует выявлению дождевых паводков, тогда как его увеличение создает угрозу потери дождевого пика на гидрографе. Именно поэтому М. И. Львович [12], пользовавшийся средними декадными расходами воды, преуменьшил дождевое питание.

Анализ гидрографов срочных расходов воды показал, что даже на реках снегового питания в те отрезки времени, когда реки получают воду за счет стока талых вод, ярко выражен суточный ход расходов воды (рис. 8); только в моменты выпадения большого количества жидких осадков или питания в основном за счет подземных вод он исчезает[1]. Суточный ход расходов воды может иметь различный характер. В начальный период половодья он имеет волнообразный вид. При интенсивном таянии основных запасов снега на водосборе, когда резко увеличиваются расходы воды, в течение суток может наблюдаться только бóльшая или мéньшая интенсивность нарастания расходов. Здесь следует подчеркнуть, что лишь обложные обильные дожди могут создавать на относительно больших водосборах дождевые пики; сравнительно небольшие слои жидких осадков не только не вызывают повышения расходов воды, но обусловливают даже их снижение в связи с понижением температуры воздуха и уменьшением таяния снега. По этой причине дожде-

[1] Как показала многолетняя работа О. П. Щегловой [31], на реках с низко расположенными водосборами суточный ход расходов воды может быть слабо выражен, а в отдельные годы вовсе отсутствовать. Поэтому суточный ход расходов воды не всегда может быть использован в качестве критерия для выделения дождевых паводков на реках с низкими водосборами.

вые пики наблюдаются одновременно на многих реках, так как синоптические процессы, вызывающие обложные дожди с большим количеством осадков, в противоположность интенсивным ливням охватывают обычно большие территории (сказанное наглядно видно на рис. 8). Это обстоятельство облегчает определение дождевого питания, так как позволяет корректировать выделение дождевых паводков.

Для установления роли жидких осадков в питании рек были выбраны годы, когда наблюдались условия, наиболее благоприятные для создания дождевых пиков. Результаты анализа гидрографов срочных расходов воды приводятся в табл. 3, где, начиная с р. Чонкойсу, помещены данные о дождевом питании типичных рек Северной Киргизии (бассейны Таласа, Чу и озера Иссык-Куль) и ряда рек Джунгарского Алатау, полученные М. Н. Большаковым и П. Ф. Лаврентьевым, которые использовали методику упомянутых выше авторов.

Данные табл. 3 и рис. 8 позволяют сделать ряд интересных выводов.

1. Для южных и центральных районов Средней Азии

Таблица 3

Река	Пункт	Средняя взвешенная высота водосбора, м	Год	Дождевой сток в % от годового
Вахш	Туткаул	3433	1938—1939	1,34
Сох	Сарыканда	3351	1938—1939	0,66
Карадарья	Кампыррават	2599	1933—1934	1,73
Чирчик	Ходжикент	2548	1933—1934	1,39
			1939—1940	1,44
Сангардак	Киргузар	2286	1940—1941	6,52
Ангрен	Турк	2284	1933—1934	7,20
			1939—1940	5,57
Гузар	Яртепе	1532	1933—1934	8,35
			1939—1940	4,80
Ширабад	Ширабад	1495	1940—1941	16,60
Чонкойсу	Курское	3490	1945—1946	3,40
Джуука	Устье р. Джуукучак	3250	1945—1946	2,70
Аламедин	Устье р. Чонкурчак	3120	1945—1946	4,80
Карабалты	Сосновка	2970	1945—1946	4,10
Джаргалан	Советское	2960	1945—1946	18,40
Кашкасу	Байтык	2700	1945—1946	8,80
Учкошой	Буденновское	2650	1946—1947	7,80
Нельды	ур. Джурга	2500	1945—1946	10,30
Кора	Каратальское	2740	Среднее	6,20
Лепса	Лепсинск	2340	»	6,90
Теректа	Веселое	1760	»	15,60
Джагыз	Джагыз-Агач	1710	»	9,10
Биже	Красногоровка	1490	»	12,40

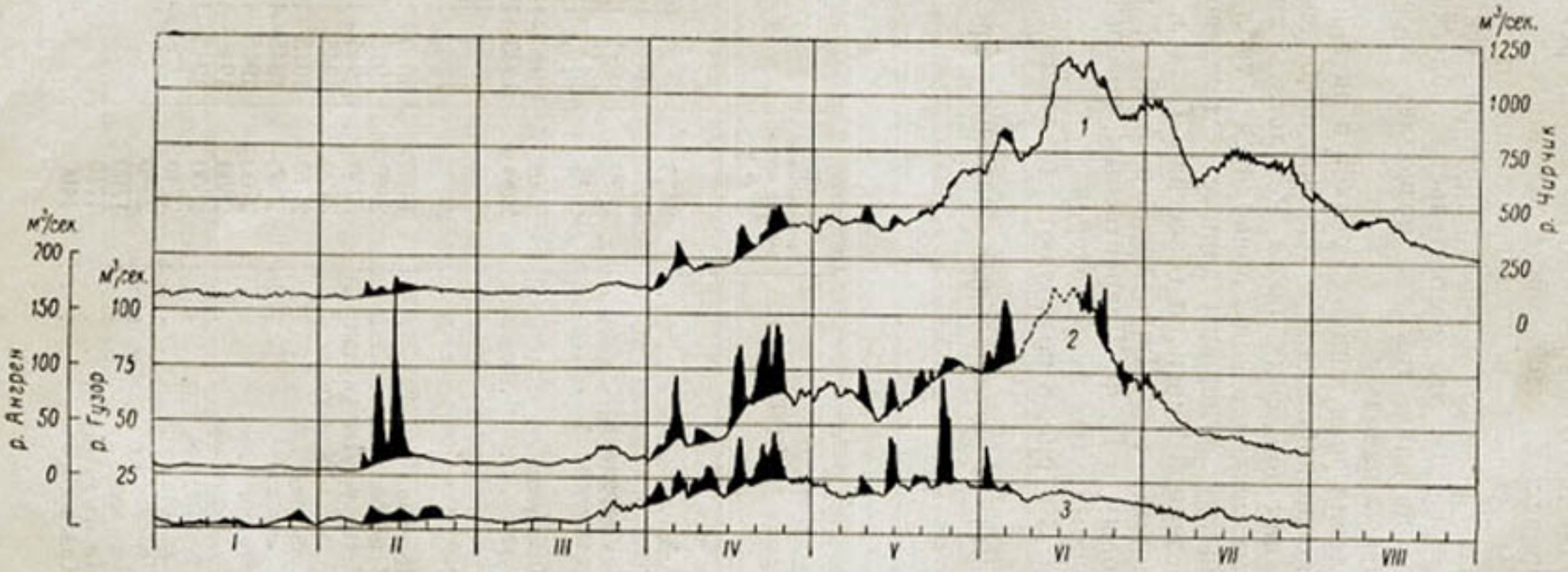


Рис. 8. Ход срочных расходов воды за 1933-34 г. с выделением дождевого питания.
1 — р. Чирчик — ст. Ходжикент, *2* — р. Ангрен — ст. Турк, *3* — р. Гузар — ст. Яртепе.

(бассейны Аму-Дарьи, Нарына, Чирчика и рек Ферганской котловины) на реках снегово-ледникового питания[1] (реки Чирчик, Карадарья) дождевое питание совершенно незначительно и исчисляется в размере нескольких процентов от общего стока рек; на реках ледниково-снегового питания (реки Сох, Вахш) дождевой сток может быть даже ниже 1%.

2. На реках снегового и снегово-дождевого питания (реки Ангрен, Гузар, Сангардак и Ширабад), на водосборах которых высоты ниже 2000 м занимают до 80% их общей площади, т. е. где условия для выпадения жидких осадков исключительно благоприятны, дождевое питание обычно не превышает 10% общего стока рек, поднимаясь в отдельные годы, а также на реках с низко расположенными водосборами до 20%.

3. Вследствие повышенного количества летних осадков дождевое питание рек северных районов Средней Азии (Северная Киргизия, южная часть бассейна озера Балхаш) больше, чем рек южных и центральных районов. Так, на реках ледниково-снегового питания (реки Чонкойсу, Джуука, Аламедин, Карабалты, Учкошой, Кора) дождевой сток может достигать 5% и даже 8% годового; на реках снегово-ледникового питания (реки Джаргалан, Лепса, Кашкасу и Нельды) дождевой сток, по-видимому, часто превышает 10% и даже достигает 20%.

4. Роль дождевого питания в формировании максимальных расходов воды может быть очень большой. Чаще всего годовые максимумы расходов формируются при участии жидких осадков. Иногда они незначительно увеличивают максимальные расходы талых вод, иногда же могут составлять 50% и более от общей их величины (подробнее об этом см. в главе VII). Это, конечно, особенно справедливо в отношении рек с низко расположенными водосборами.

Приведенные выводы, конечно, не относятся к саям[2].

Не следует преувеличивать дождевое питание на реках с интенсивной селевой деятельностью даже в годы с прохождением катастрофических селей. Так, например, сель, прошедший по р. Малой Алмаатинке 8/VII 1921 г., явившийся самым значительным у всех рек Заилийского Алатау за последнее столетие, дал суммарный сток 9 713 000 м³ [17], что составляет 14% среднего многолетнего стока реки и, вероятно, около 10% стока за 1921 г.

В 1946 г. автор определял дождевое питание и другим путем — путем установления количества твердых осадков,

---

[1] Классификация рек Средней Азии по типу их питания дана в главе V.

[2] Под типичными саями автор понимает небольшие по площади ($F<100$ км², редко до 200 км²) и с низко расположенными ($H_{ср}<1500$ м) водосборами водотоки, сток за февраль—июнь у которых равен 80—100% годового стока.

выпадающих на водосборах среднеазиатских рек, и величин коэффициентов стока талых и дождевых вод. Такой путь позволяет, кроме того, осветить ряд вопросов, представляющих самостоятельный интерес.

Для осуществления этой задачи А. Г. Мукминова по данным нескольких метеорологических станций установила величину жидких, твердых и смешанных осадков, выпадающих на различных высотах за каждый месяц каждого года, а затем определила средние их значения.

Окончательно количество твердых и жидких осадков получено путем отнесения половины смешанных осадков к твердым и половины к жидким (табл. 4). Ошибки при таком исчислении жидких и твердых осадков вряд ли могут быть значительны, так как количество смешанных осадков сравнительно невелико

Таблица 4

Пункт	Высота над уровнем моря, м	Количество осадков в % от годового					Количество осадков в % от годового количества при отнесении половины смешанных осадков к твердым и половины к жидким	
		XII—II	VI—VIII	твердых	смешанных	жидких	твердых	жидких
Федченко	4169	30,9	15,2	95,9	4,0	0,1	97,9	2,1
Тянь-Шань	3672	5,1	56,5	61,3	29,6	9,1	76,1	23,9
Мургаб	3640	12,8	42,6	49,7	22,9	27,4	61,1	38,9
Сарыташ	3207	15,8	38,0	51,0	27,0	22,0	64,5	35,5
Шахристан	3200	18,3	19,2	69,4	21,9	8,7	80,4	19,6
Тамынген	3100	14,0	30,7	51,2	21,2	27,6	61,8	38,2
Иркештам	2819	7,3	52,6	29,4	23,8	46,8	41,3	58,7
Алтынмазар	2782	35,2	18,2	58,0	12,0	30,0	64,0	36,0
Дехауз	2500	11,7	27,1	32,4	19,5	48,1	42,2	57,8
Ангрен	2288	24,6	14,8	40,7	25,6	33,7	53,5	46,5
Искандеркуль	2258	24,3	13,5	32,7	20,8	46,5	43,1	56,9
Нарын	2048	12,5	36,3	28,1	10,9	61,0	33,5	66,5
Чаткал	1938	33,7	10,7	51,7	26,2	22,1	64,8	35,2
Кочкорка	1812	2,4	53,0	7,0	11,8	81,2	12,9	87,1
Ходжаобигарм	1807	39,9	5,3	49,2	15,8	35,0	57,1	42,9
Чолпаната	1640	11,4	41,9	19,4	9,3	71,3	24,0	76,0
Захматабад	1522	21,3	14,9	11,3	17,4	71,3	20,0	80,0
Чарвак	892	39,5	4,3	18,9	21,2	59,9	29,5	70,5
Самарканд	695	38,7	1,5	9,2	18,0	72,8	18,2	81,8
Ташкент	479	38,9	3,0	10,7	26,5	62,8	23,9	76,1
Тамды	220	40,8	5,4	14,8	14,6	70,6	22,1	77,9
Каган	220	37,5	3,2	5,6	15,3	79,1	13,2	86,8
Репетек	185	39,0	0,7	8,7	13,5	77,8	15,4	84,6
Зеагли	137	32,5	6,2	9,3	16,7	74,0	17,6	82,4

(всегда меньше 30% и часто меньше 20% годового количества осадков) [1].

Поскольку годовой ход осадков в различных районах Средней Азии различен (см. главу I), постольку связь между относительным количеством твердых (или жидких) осадков ($x_т$) и высотой местности (H) не может выражаться одной кривой, а будет иметь две ветви: для пунктов с преобладанием летних осадков и для пунктов с преобладанием зимних осадков; остальные пункты будут располагаться в промежутке между этими двумя ветвями зависимости. Относя к пунктам с преобладанием зимних осадков те пункты, где они превышают 30% годового количества, получаем зависимость $x_т = f(H)$ в виде двух ветвей, представляющих собой как бы два предельных случая. Подобная зависимость показана на рис. 9.

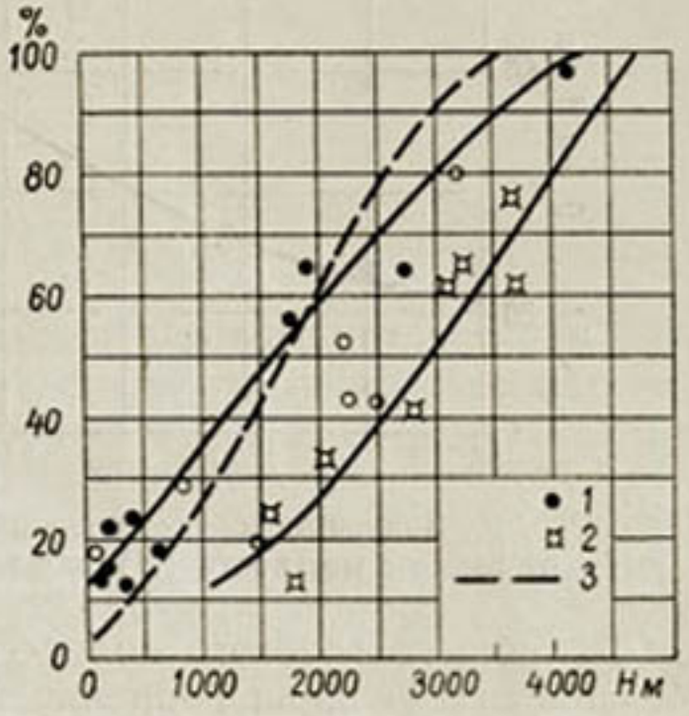


Рис. 9. Зависимость относительного количества осадков (в % от общей величины осадков) от высоты местности (H).

1 — пункты с преобладанием (>30%) зимних осадков и *2* — летних, *3* — зависимость для Швейцарии (данные Маурера).

Очевидно, что концы ветвей зависимости должны сближаться, так как в Средней Азии, за исключением некоторых мест в ее северо-восточной части, отсутствуют низко расположенные пункты с преобладанием летних осадков, а для высоко расположенных пунктов разница между пунктами с преобладанием летних и зимних осадков постепенно сглаживается. Для ветви с доминированием летних осадков принято, что в течение всего года осадки выпадают в твердом виде, начиная с высоты 4800 м, где, по определениям автора, средняя суточная температура воздуха никогда не бывает положительной (см. главу V). Немногочисленные визуальные наблюдения на территории Средней Азии подтверждают, что на высотах, близких к 5000 м, осадки в течение всего года выпадают в твердом виде.

Укажем также, что, согласно исследованиям Е. А. Меньшиковой, в водосборе Малой Алмаатинки, где, начиная с высот 1800 м, явно преобладают летние осадки, твердые осадки на вы-

---

[1] Необходимо отметить, что вследствие несовершенства учета твердых осадков осадкомерами относительное количество твердых осадков, приведенное в предпоследней графе табл. 4, преуменьшено [4, 16, 20, 21, 33].

соте 2000 м составляют 40%, а на высоте 3000 м — 65% годовой суммы (рис. 10). Согласно зависимости, приведенной на рис. 9, на этих высотах твердые осадки составляют соответственно 27

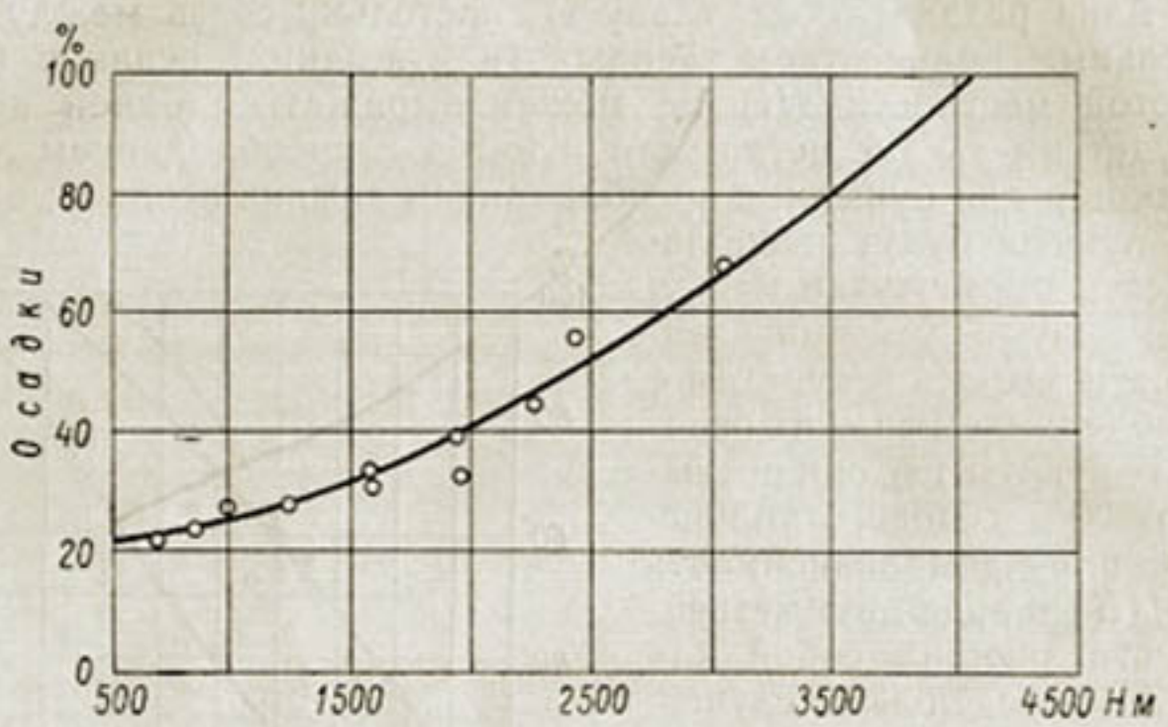


Рис. 10. Зависимость относительного количества твердых осадков от высоты местности (H) для водосбора Малой Алмаатинки.

и 50% общего годового количества. Объясняется это тем, что Меньшикова вводила поправку на выдувание твердых осадков из дождемера. Это лишний раз подтверждает высказанное ранее положение, что количество твердых осадков, представленное в табл. 4 и на зависимостях (рис. 9), несколько преуменьшено.

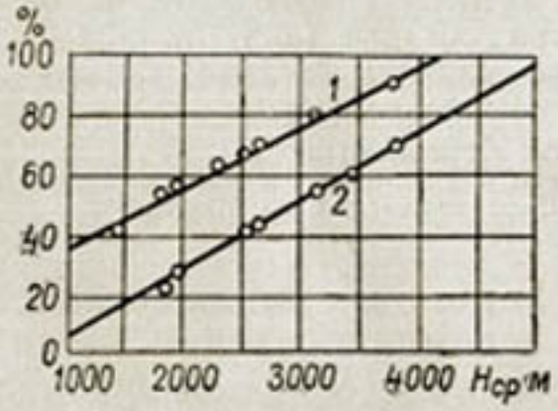


Рис. 11. Зависимость относительного количества твердых осадков (в % от общей величины осадков) от средней взвешенной высоты водосбора ($H_{ср}$).

1 — преобладание зимних осадков.
2 — преобладание летних осадков.

На основе зависимости, приведенной на рис. 9, выявлена другая связь, позволяющая определить количество твердых осадков, выпадающих на водосборе в целом, зная среднюю взвешенную его высоту ($H_{ср}$). Составлена она на базе зависимости $x_т = f(H)$ и гипсометрических кривых нескольких конкретных водосборов. Некоторые незначительные отклонения точек на этой зависимости от прямых (рис. 11) объясняются тем, что при одной и той же средней взвешенной высоте водосбора распределение высотных зон может несколько отличаться. Связь $x_т = f(H)$ дает почти предельные значения твердых осадков в зависимости от средней взвешенной высоты водосбора (табл. 5).

Таблица 5

Средняя взвешенная высота водосбора, м	Количество твердых осадков в % от годовых	
	при преобладании летних осадков	при преобладании зимних осадков
1000	6	36
1500	17	46
2000	28	56
2500	40	66
3000	51	76
3500	63	86
4000	74	96

Для оценки роли жидких осадков в общем питании рек необходимо еще знать коэффициент стока талых и дождевых вод. Очевидно, что коэффициент стока талых и дождевых вод изменяется по высотным поясам, по районам горных областей Средней Азии и для отдельных половодий и дождевых паводков в одном и том же створе одной и той же реки. Поэтому речь может идти только о средних многолетних и наиболее типичных значениях коэффициентов стока. К сожалению, данных о коэффициентах стока талых и дождевых вод, измеренных непосредственно, очень мало, а для условий Средней Азии известны только данные Чаткальской горно-мелиоративной опытной станции (бывшей Сукокской). Как известно, в условиях европейской части Союза сток дождевых вод ничтожно мал, несмотря на то что эта территория характеризуется явным преобладанием осадков в теплое полугодие. Сток дождевых вод, по существу, имеет место только весной и осенью, когда наблюдается большая влажность почвы; в период же июль—сентябрь почва настолько иссушена, что даже ливневые осадки не дают заметного стока. Так, например, по данным Московской агромелиоративной станции [14], средний за несколько лет коэффициент стока талых вод оказался равным 0,59, тогда как средний коэффициент стока дождевых вод был даже несколько меньше 0,02. При этом большая часть стока (5,2 мм из 7,8) приходится на весну и осень. Аналогичные выводы можно сделать и на основе материалов Валдайской станции [9].

Материалы Чаткальской горно-мелиоративной станции за 5 лет (бассейн р. Чирчик) показывают, что на стоковых площадках длиной 40 м, расположенных на склоне крутизной 30°, коэффициенты стока дождевых вод обычно составляют 0,02 и реже 0,01. Эти числа относятся к площадкам с естественной растительностью на среднесмытых темно-серых почвах (горных темно-каштановых), находящихся в районе станции на высотах

от 900—1000 до 1500—1600 м, т. е. на высотах, охватывающих нижний ярус гор, где формирование дождевых паводков протекает наиболее интенсивно. По наблюдениям станции, на склонах, где преобладают сильно смытые почвы, коэффициент стока дождевых вод резко возрастает и может исчисляться десятыми долями. Так как коэффициенты стока, полученные на стоковых площадках, не учитывают стока подземных вод, тогда как для водосборов необходимо его учитывать, в первом приближении для условий горной области Средней Азии коэффициент стока дождевых вод был принят равным 0,05 а талых вод — 0,70. Приняв указанные значения коэффициентов стока, можно установить роль жидких осадков в питании рек Средней Азии. Результаты таких подсчетов для рек, у которых дождевой сток определялся путем вертикального расчленения гидрографов, приводятся в табл. 6.

Таблица 6

Река	Пункт	Средняя взвешенная высота водосбора, м	Количество осадков в % от годового		Сток в % от годового количества осадков		Сток дождевых вод в % от стока талых вод	Общий коэффициент стока
			твердых	жидких	талых вод	дождевых вод		
Сох	Сох	3351	71	29	49,7	1,45	2,9	0,51
Вахш	Туткаул	3433	72	28	50,4	1,40	2,8	0,52
Чирчик	Ходжикент . . .	2548	69	31	48,3	1,55	3,2	0,50
Карадарья	Кампыррават . .	2599	70	30	49,0	1,50	3,1	0,51
Ангрен	Турк	2284	63	37	44,1	1,85	4,2	0,46
Гузар	Яртепе	1532	47	53	32,9	2,65	8,0	0,36
Сангардак	Каттадагана . .	2286	62	38	43,4	1,90	4,4	0,45
Ширабад	Ноидагана . . .	1495	46	54	32,2	2,70	8,4	0,35

При подсчетах для рек Чирчик, Ангрен, Гузар, Карадарья, Сангардак и Ширабад было принято, что в их водосборах преобладают зимние осадки. Для Вахша, на водосборе которого имеются пункты с доминированием как летних осадков (Сарыташ), так и зимних (Федченко, Алтынмазар), принято среднее количество твердых осадков. Для р. Сох также было принято среднее значение твердых осадков. Сопоставление чисел табл. 5 и 6 показывает близкое их совпадение, если учесть ряд условностей, допущенных при подсчетах: в первую очередь принятие одинаковых значений коэффициентов стока талых и дождевых вод для всех высотных поясов. Нужно также иметь в виду, что дождевой сток, приведенный в табл. 6, принципиально должен быть больше, чем полученный при помощи вертикального расчленения гидрографа. Действительно, последний способ позво-

ляет выделить только поверхностный и быстрый подземный дождевой сток, тогда как определение дождевого стока при помощи отделения твердых и жидких осадков и коэффициентов стока дает полное дождевое питание. Если в отдельных случаях дождевое питание, установленное при помощи вертикального расчленения гидрографа, получилось все же больше (Сангардак, Ангрен, Ширабад), то это является результатом того, что дождевое питание этим способом определялось для лет с условиями, наиболее благоприятными для дождевого стока. При использовании способа отделения твердых и жидких осадков получались средние многолетние величины дождевого питания.

Хотя приведенные выше подсчеты дождевого стока не могут претендовать на большую точность, все же они совершенно правильно ориентируют в существе явления и убедительно показывают, что в общем роль дождевых вод в питании рек Средней Азии незначительна.

В самом деле, если даже взять крайний случай (водосбор со средней высотой 1000 м) и предположить, что на водосборе преобладают летние осадки во всех высотных зонах (что не наблюдается даже на северных склонах Заилийского Алатау, где летние осадки начинают преобладать только с высоты 1800 м), то и тогда доля дождевого стока в общем питании реки не превысит 53%, а коэффициент стока будет равен 0,09. Таким образом, в рассмотренных условиях дождевое питание может превышать полученное для водосбора р. Боролдай П. М. Машуковым (см. ниже). Однако вряд ли даже на более низких водосборах Средней Азии и при самых благоприятных условиях дождевое питание может достигать 50% годового стока по только что указанной причине (на небольших высотах в Средней Азии летние осадки не преобладают даже в северо-восточной ее части) [1].

Приведенные в последней графе табл. 6 данные указывают на исключительно большое влияние на значения коэффициентов стока высоты водосбора и внутригодового распределения осадков. Если не рассматривать другие факторы, влияющие на значения коэффициентов стока (геологическое строение, почвы, растительный покров и т. п.), а ограничиться только учетом высоты водосбора и распределения осадков на протяжении года, то зависимость коэффициентов стока от упомянутых аргументов можно представить в виде, показанном на рис. 12.

На рис. 12 видно весьма большое влияние внутригодового распределения осадков на водоносность рек. Например, при средневзвешенной высоте водосбора 1500 м коэффициенты стока могут изменяться от 0,16 до 0,35 в зависимости от сезонного

---

[1] Например, в Алма-Ате летние осадки составляют 20,8% годовой суммы, в Медео — 26,1% и только в Усть-Горельнике (H=1942 м) — 32,3%.

распределения осадков. На больших высотах разница в коэффициентах стока постепенно сглаживается. Рассматривая эту зависимость, необходимо иметь в виду следующее.

1. Принципиально зависимость коэффициента стока от высоты водосбора должна быть криволинейна (см. главу III), прямолинейность ее обусловлена принятием одинаковых (осредненных) значений коэффициентов стока талых и дождевых вод для всех высотных поясов. Однако допущение прямолинейности подобной зависимости не влечет за собой больших ошибок, как это можно видеть из аналогичной связи, составленной автором по данным Шпильмана для бассейна Аара.

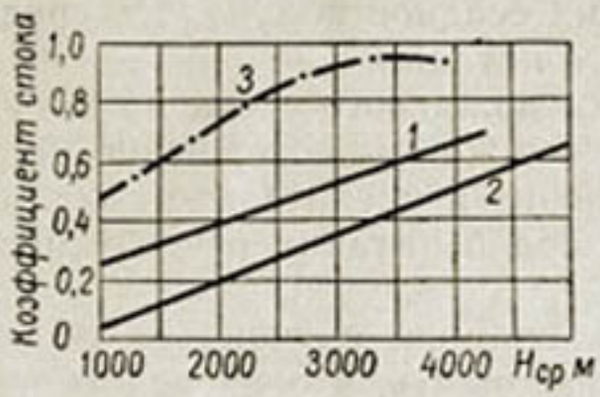


Рис. 12. Зависимость коэффициента стока от средней взвешенной высоты водосбора ($H_{ср}$).

1—2 — см. рис. 11. *3* — зависимость по данным Шпильмана.

2. Большие ошибки в определении коэффициента стока дождевых вод мало влияют на величину общего коэффициента стока. Если даже допустить, что коэффициент стока дождевых вод, например, втрое больше принятого, т. е. равен в среднем не 0,05, а 0,15, то и тогда общий коэффициент стока при средней высоте водосбора 2000 м и преобладании летних осадков увеличится с 0,23 до 0,30, а при преобладании зимних осадков — с 0,41 до 0,46. При средней высоте водосбора 4000 м соответственно будем иметь 0,53; 0,57 и 0,67; 0,68.

После опубликования первого издания книги «Реки Средней Азии» (1949 г.) вопросом дождевого питания длительное время занималась О. П. Щеглова [28, 29, 30]. В основу определения дождевого питания во второй половине пятидесятых годов Щегловой были положены зависимости между скользящими средними суточными температурами воздуха и расходами воды [$Q=f(t)$]. Весной и летом эти зависимости для бездождных периодов имеют на графиках вид плавных петлеобразных кривых. Интервал осреднения выбирался индивидуально для каждой реки с таким расчетом, чтобы он достаточно сглаживал случайные суточные колебания расходов воды и температур воздуха, позволяя тем самым выявить общую закономерность в зависимости стока талых вод от температуры воздуха. Оптимальным интервалом осреднения для получения в периоды талого стока плавной зависимости $Q=f(t)$ для подавляющего большинства рек Средней Азии оказался пятидневный промежуток времени.

Дождевые паводки имеют свои специфические черты, отражающиеся на зависимости $Q=f(t)$ и тем самым позволяющие

оценить дождевой сток. Так, важной особенностью выражения дождевых паводков на зависимости $Q=f(t)$ является то, что они обычно бывают представлены совершенно неправильными по своей конфигурации ломаными линиями, образующими наклоненные влево фигуры самой причудливой формы. Сама эта неправильность указывает на то, что в эти периоды плавная

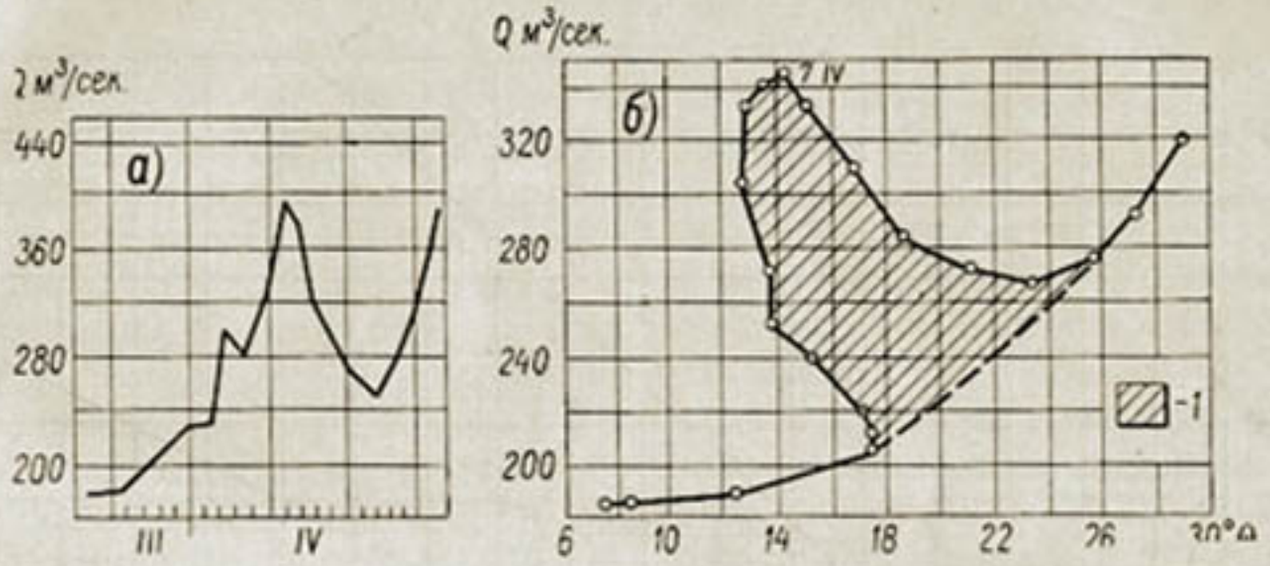


Рис. 13. Гидрограф средних суточных расходов р. Нарын — ст. Учкурган (*а*) и зависимость средних суточных расходов от температуры воздуха за 13 час. по ст. Андижан для скользящих пентад (*б*). Март—апрель 1936 г.

1 — дождевой сток.

зависимость стока от температуры воздуха нарушается. В качестве примера приведем рис. 13, заимствованный из работы Щегловой [31]. Техника выделения дождевых паводков при помощи зависимостей $Q=f(t)$ весьма подробно и тщательно описана в упомянутой книге, и здесь нет необходимости ее рассматривать. Ограничимся приведением конечных результатов (табл. 7).

Таблица 7

Река	Пункт	Средняя взвешенная высота водосбора, м	Дождевой сток в % от годового
Гунт	Хорог	4418	0,57
Вахш	Туткаул	3433	1,73
Аламедин	Устье р. Чонкурчак . .	3120	1,71
Зеравшан	Дупули	3000	1,18
Нарын	Учкурган	2775	3,90
Каратаг	Каратаг	2560	3,08
Туполанг	Зарчоб	2546	3,12
Акджарсай	Комбар	1841	23,60
Гузар	Яртепе	1532	13,80

Нетрудно видеть, что величины дождевого питания, полученные Щегловой при помощи зависимости $Q=f(t)$, чрезвычайно близки к установленным при помощи вертикального расчленения гидрографов и полностью подтверждают выводы, сделанные ранее в отношении как величин дождевого питания, так и увеличения его со снижением высот водосборов. Вертикальная

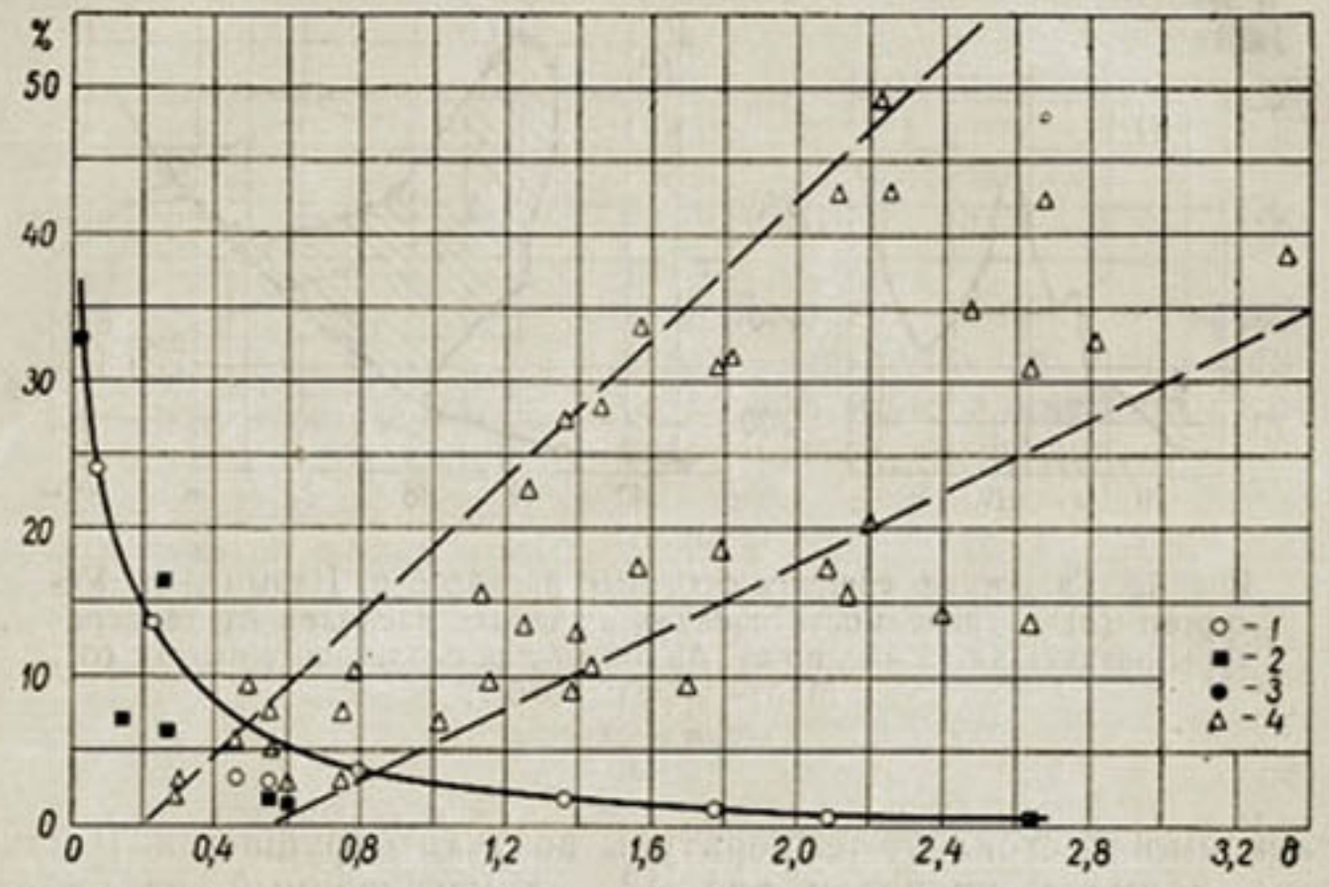


Рис. 14. Зависимость дождевого и ледникового питания (в % от годового) от коэффициента δ.

1 — дождевое питание по О. П. Щегловой; *2* — дождевое питание, установленное по вертикальному расчленению гидрографа; *3* — дождевое питание р. Боролдай по П. М. Машукову; *4* — ледниковое питание по О. П. Щегловой.

поясность дождевого стока была использована Щегловой еще в 1954 г. для получения зависимости между относительной величиной дождевого питания и средними взвешенными высотами водосборов. Обновленная зависимость приведена в ее работе [31]. Автором относительная величина дождевого питания связана не со средней взвешенной высотой, а с отношением стока за период июль—сентябрь к стоку за март—июнь (δ), о чем будет сказано ниже (рис. 14). Зависимость на рис. 14 дает верхний предел дождевого питания, так как кривая является верхней огибающей. При ее проведении приняты во внимание и наибольшие величины дождевого питания, полученные при помощи вертикального расчленения гидрографов (см. табл. 3) для рек, не вошедших в табл. 7. По причинам, которые будут указаны ниже, данные по Аламедину были исключены.

До сих пор приводились результаты определения дождевого питания разными способами, дающими в общем числа одинакового порядка.

Теперь рассмотрим данные, на первый взгляд говорящие о том, что дождевое питание в общем стоке рек Средней Азии значительно выше. Остановимся в первую очередь на статье П. М. Машукова [13], в которой он пытается доказать значительно бóльшую роль дождевого стока. Для этого им взята р. Боролдай, средняя взвешенная высота водосбора которой для створа Чохай равна всего 945 м, а высшая точка имеет отметку 1870 м. Однако уже сам выбор объекта вызывает возражения, так как реки с такими низкими водосборами, если не считать мелких саев[1], крайне редки, а их водные ресурсы совершенно ничтожны. Таким образом, большое дождевое питание на реках типа Боролдай совершенно не доказывает его сколько-нибудь значительной роли на реках с высотой водосбора, превышающей 2000 м, которые являются основными источниками орошения и использования энергии. Более того, полученная Машуковым величина дождевого питания в размере 33% годового стока для столь низких водосборов является вполне закономерной и не вызвала возражений автора, принявшего эту величину при написании «Гидрографии Средней Азии» [24].

Если с точки зрения доказательства большой роли дождевого питания статья Машукова не представляет интереса, то предложенный им способ выделения дождевого стока заслуживает внимания.

Этот способ основан на построении зависимостей между средними расходами воды за последовательные, попарно взятые декады. При наличии довольно тесной зависимости все годы, резко отклонившиеся от этой зависимости, указывают на имевшее место дождевое питание, а величина отклонения дает величину такого питания. Как это справедливо отмечает Щеглова [31], способ Машукова может быть надежно применен только для спада половодья и межени при условии, если дождевые паводки в этот период встречаются в редкие годы. В случаях если дождевые паводки в обеих декадах многочисленны, получение зависимости становится затруднительным, а для паводочного периода часто такая зависимость представляет поле точек [31]. Таким образом, предложенный Машуковым способ выделения дождевого питания может быть использован только в определенных и довольно редких условиях.

Что касается величины дождевого питания для р. Боролдай, то она хорошо укладывается на зависимости дождевого питания

---

[1] Высоты водосборов даже многих типичных саев Средней Азии и то большей частью выше 1000 м.

от высоты водосбора, полученной Щегловой, или от δ, установленной автором [1].

Т. С. Абальян [1], определявшая величину дождевого питания для рек Большая Алмаатинка и Сукулук, пришла к выводу, что в общем стоке половодья оно составляет соответственно 38 и 17%. Следует заметить, что, во-первых, Абальян определяла дождевое питание, поверхностное и подземное вместе, в то время как все предыдущие способы (кроме второго, примененного автором) устанавливали дождевое питание только поверхностное и за счет быстрого подземного стока (о нем подробнее будет сказано ниже). Во-вторых, ею дождевое питание определялось только за паводочный период. Таким образом, данные, полученные Абальян, нельзя прямо сопоставлять с результатами определения других авторов (у Абальян они должны быть выше, так как включают подземную составляющую дождевого питания). Однако даже с учетом этого результаты, полученные ею, не представляются надежными, так как дождевое питание определялось по разности между общим стоком половодья и стоком за счет таяния сезонных и вечных снегов (из области выше снеговой линии). Кроме того, Абальян сильно занижала количество твердых осадков и преувеличивала жидкие осадки [2]. Однако хотя количественные определения являются весьма приближенными, основная ее мысль, что на реках Северной Киргизии роль дождевого питания должна быть выше, чем в более южных районах Средней Азии, вряд ли может подвергаться сомнению. Сказанное, конечно, справедливо не только в отношении Северной Киргизии, но и всего северного района Средней Азии. Небезынтересно напомнить, что еще в 1917 г. Э. М. Ольдекоп [15] писал, что «... влияние дождей сильнее всего должно сказаться на питании рек Северного Туркестана». В связи с этим полученная Щегловой [31] величина дождевого стока для р. Аламедин (табл. 7) скорее всего занижена. Заниженность дождевого питания Аламедина следует объяснить недостатком способа, которым она определяла дождевой сток и на который указывает сама. Так, Щеглова [31, *стр. 120*] пишет: «Касаясь применимости метода термического анализа в целях выделения дождевых паводков, необходимо отметить, что он дает хорошие результаты в тех случаях, когда число дождевых паводков невелико и они следуют друг за другом через известный промежуток времени, в течение которого успевает восстановиться термический характер стока».

В северных районах Средней Азии при частом выпадении

---

[1] Для р. Боролдай δ=0,012.

[2] Т. С. Абальян принимала для северного склона Киргизского хребта на высоте 3000 м количество жидких осадков равным 70% годовой суммы. Это противоречит исследованиям автора и Е. А. Меньшиковой (см. рис. 9 и 11).

дождей в течение весны и лета это условие нередко не выполняется, что и приводит к преуменьшению дождевого стока.

Из приведенного обзора работ по определению дождевого стока, вышедших за пятидесятые годы, следует, что эти работы подтверждают выводы автора об особенностях питания среднеазиатских рек, сделанные еще в 1946 г. Так, например, Щеглова [31] отмечает «правильность общего вывода В. Л. Шульца о подавляющей для всего среднеазиатского массива в целом роли талых вод в формировании речного стока». Аналогичны и высказывания Абальян [1]: «Основным источником питания рек северного склона Киргизского хребта являются талые воды сезонных запасов снега (50—70% стока половодья). Таким образом, несмотря на то что до высоты 3000 м над уровнем моря осадки в этом районе на 70% выпадают в жидком виде[1], дождевой сток рек Киргизского склона относительно мал». Можно только заметить, что он меньше, чем это предполагает Абальян, сильно преувеличившая жидкие осадки.

Воспользовавшись зависимостью между относительной величиной дождевого стока и δ (см. рис. 14), можно попытаться оценить дождевое питание в общем стоке рек Средней Азии. Необходимо напомнить, что зависимость $W_д = f(\delta)$ дает предельные значения дождевого стока и, следовательно, подсчеты по ней дают завышенные величины дождевого питания. Преследуя ту же цель (не занизить дождевое питание), для рек бассейнов Чу, Таласа и южной части озера Балхаш дождевой сток, установленный по зависимости $W_д = f(\delta)$, был утроен[2]. При таких допущениях дождевое питание рек Средней Азии определяется в размере 5—6% годового стока, поступающего в равнинную область Средней Азии. Скорее всего оно не больше 5%.

Естественно, что наибольших значений дождевое питание достигает в бассейнах Каспийского моря и бессточных рек Туркмении, а также в северо-восточной части Средней Азии (южная часть бассейна озера Балхаш и бассейн Чу—Таласа). В первом случае оно может достигать 15%, а в северо-восточной части Средней Азии несколько превышает 10%. Причиной высокого дождевого питания на юго-западе Средней Азии является малая высота водосборов, а на северо-востоке — малая величина зимних осадков и повышенные летние осадки на высотах более 2000—2500 м. Наименьшая величина дождевого питания имеет место в бассейне Аму-Дарьи, где оно равно 3—3,5% годового

---

[1] Выше уже отмечалась ошибочность такого подсчета (сноска наша. — *В. Ш.*).

[2] Согласно данным, приведенным в табл. 3, дождевой сток рек Северной Киргизии и Джунгарского Алатау в два—четыре раза выше, чем у рек более южной части Средней Азии.

стока; на втором месте стоит бассейн Сыр-Дарьи, где оно несколько выше среднего и приближается к 6%.

Во избежание недоразумений повторяем, что приведенные выше числа относятся только к поверхностному и быстрому подземному дождевому питанию. Дождевое питание, входящее составной частью в базисный сток (см. ниже), здесь не учитывается.

Как следует из предыдущего, дождевое питание на реках Средней Азии играет весьма скромную роль в общем стоке. Этим доказывается совершенно подавляющая роль талых вод в общем питании среднеазиатских рек.

Однако небезынтересно выделить из общего питания талыми водами питание за счет таяния ледников, поскольку оно отличается некоторыми особенностями. Прежде чем приступить к освещению этого вопроса, необходимо договориться о том, что́ понимать под ледниковым питанием. Как в 1946 г., так и сейчас автор под ледниковым питанием склонен понимать сток, образующийся за счет таяния льда, поскольку именно наличие языков характерно для ледников и, следовательно, ледникового питания[1]. При отсутствии языков мы имели бы дело уже со снежниковым питанием, хотя бы эти снежники и были «вечными», т. е. относились бы к категории вечных снегов. Таяние их протекает в соответствии с закономерностями, свойственными сезонным и многолетним снежникам, в то время как таяние льда вследствие меньшей отражательной способности поверхности в значительно большей степени определяется радиационным балансом и поэтому при прочих равных условиях протекает интенсивнее, чем таяние снега (подробнее об этом сказано в главе V). Естественно поэтому снежниковое питание относить к снеговому независимо от того, к какой категории относятся снежники — к сезонным, многолетним или вечным.

Если еще в какой-то степени можно согласиться с отнесением стока за счет таяния области питания ледников (фирновых полей) к ледниковому стоку, то категорически следует возражать против отнесения к нему стока за счет таяния снега на языке ледника, который относится явно к категории сезонного снега или сезонных снежников, т. е. не принадлежит даже к вечным снегам[2].

В своей последней работе Щеглова [31] сток за счет таяния фирновой области ледника относит к ледниковому питанию.

---

[1] Точка зрения автора на ледниковое питание, по-видимому, разделяется Н. Н. Пальговым [19], хотя он нигде прямо об этом не пишет.

[2] Подчеркиваем снова, что фирновые поля при отсутствии ледникового языка относятся автором к снеговому питанию.

Заметим, что количественные различия между пониманием ледникового питания автором и Щегловой невелики. Действительно, как это отмечает Щеглова [31], только при низкой снеговой линии объем талых вод, образующихся с площади оледенения непосредственно выше снеговой линии, может быть значительным. При высоком положении снеговой линии объем талых вод, образующихся за счет таяния фирновых полей, будет невелик, так как возможное за теплый период стаивание резко убывает с высотой (см. рис. 50). Именно такие условия, как это указывает Щеглова [31], имеют место в большей части бассейна Вахша и на Памире. Таким образом, можно прийти к выводу, что в бассейне Аму-Дарьи ледниковое питание будет мало отличаться независимо от того, прибавлять ли к нему талый сток из фирновой области или не прибавлять. Если учесть, что на бассейн Аму-Дарьи приходится львиная доля (не менее 80%) ледникового стока всей Средней Азии, то можно легко понять, что в количественном отношении спор о том, что считать за ледниковое питание, не имеет смысла. Следует добавить, что даже в районах, где снеговая линия располагается сравнительно низко, сток с фирновых полей составляет небольшую величину от суммарного ледникового стока без объема талых вод сезонного снега на языке ледника. Так, согласно подсчетам Пальгова [19], талые воды с фирновой области составляют для ледников северного склона Заилийского Алатау от 10 до 20% общего ледникового питания. Наоборот, сток за счет сезонного снега на языке ледника весьма велик и составляет от 60 до 90% ледникового питания, в понимании Щегловой. Следовательно, включение в ледниковое питание стока за счет таяния сезонного снега на языках ледников в отдельных случаях может удваивать величину ледникового стока, а в целом по Средней Азии, по-видимому, увеличит ледниковое питание в 1,5—1,7 раза.

После этих замечаний перейдем к рассмотрению величины ледникового питания в общем стоке среднеазиатских рек.

В 1946 г. автор, опираясь на исследования Щегловой, подсчитал величину ледникового питания шести рек (табл. 8). В число этих рек входили Исфара, Сох и Матча (верхнее течение Зеравшана), которые характеризуются очень высоким ледниковым питанием, о чем свидетельствует чрезвычайно большой сток периода июль—сентябрь, превышающий в 2,5—2,8 раза сток периода март—июнь (период таяния преимущественно сезонных снегов и снежников). Большей величины сток июля—сентября достигает лишь на небольших реках Памира (разумеется, если не брать створов близ ледников, где сток июля—сентября может до восьми раз превышать сток марта—июня).

Объемы ледникового питания, по предложению Щегловой, принимаются равными объему пирамиды, основанием которой

Таблица 8

Водосбор (река)	Площадь водосбора, км²	Средняя взвешенная высота водосбора, м	Отношение стока за VII—IX к стоку за III—VI	Число ледников	Площадь оледенения, км²		Площадь языков в % от общей площади оледенения	Площадь оледенения в % от площади водосбора		Площадь языков с поправкой на уклон, км²	Высота концов языков, м	Средняя высота фирновой линии, м	Ледниковый сток в % от общего стока		Подземный сток за VII—IX в % от общего стока	Средний модуль ледникового стока в л/сек. с 1 км² языка ледника
					общая	языков		общая	языков				за год	за VII—IX		
Исфара . . .	1646	3111	2,82	22	68,1	41,0	60,2	4,14	2,49	43,2	3200—4200	3960	19,0	31,2	20,2	67,5
Сох	2294	3351	2,53	71	134,3	65,6	48,8	5,86	2,86	67,5	2700—4320	3700	21,0	34,7	17,3	133
Матча . . .	4550	3154	2,33	118	276,7	140,2	50,7	5,95	3,02	143,3	2780—3800	3800	21,8	36,8	14,8	127
Малая Алматинка . .	120	2627	1,13	4	8,97	5,39	60,1	7,47	5,49	4,49	3300—3820	3700	$\frac{12,5^2}{16,0}$	$\frac{31,4}{40,3}$	44,7	$\frac{51,2}{65,8}$
Ягноб . . .	1450	3280	0,95	26	21,3	11,0	51,7	1,47	0,76	11,6	3300—4000[1]	3900	2,8	6,4	18,7	76,0
Каракульджа	901	3162	0,67	26	34,3	11,3	33,0	3,81	1,25	11,9	3424—3883	4160	3,4	9,8	35,7	51,9

[1] Один небольшой ледник спускается до отметки 2900 м.

[2] В знаменателе даны величины ледникового стока, полученные по зависимости $\Sigma v = \varphi(H)$, в числителе — с учетом пониженных температур в бассейне озера Балхаш.

является площадь языка ледника, а высотой — величина стаивания льда на отметке конца ледника, т. е.

$$W_л = \frac{1}{3} \Sigma v F,$$

где $W_л$ — объем талых вод за весь сезон с положительными температурами воздуха, Σv — суммарное стаивание льда за этот сезон на отметке конца языка (слой воды), F — площадь языка ледника. Стаивание льда на высоте фирновой линии принималось равным нулю.

Весьма интересные подсчеты Щегловой как по отдельным ледникам, так и по группам их и по всему водосбору в целом показали, что распределение площади языков по высотным зонам может быть без большой погрешности уподоблено треугольнику, основание которого лежит на фирновой линии. Это, а также возможность с завышением величины таяния льда считать, что уменьшение стаивания от конца языка к фирновой линии происходит по прямой, и дали ей основание определять ледниковый сток как объем пирамиды. В качестве примера, показывающего, что возможно принимать распределение площади языков близким к треугольнику, приведем распределение площадей оледенения по высотным зонам и гипсометрическую кривую оледенения для всего водосбора р. Сох, составленные по данным Щегловой (рис. 15). Величина стаивания льда на различных высотах определялась по зависимости $\Sigma v = \varphi(H)$ (см. рис. 50 *б*).

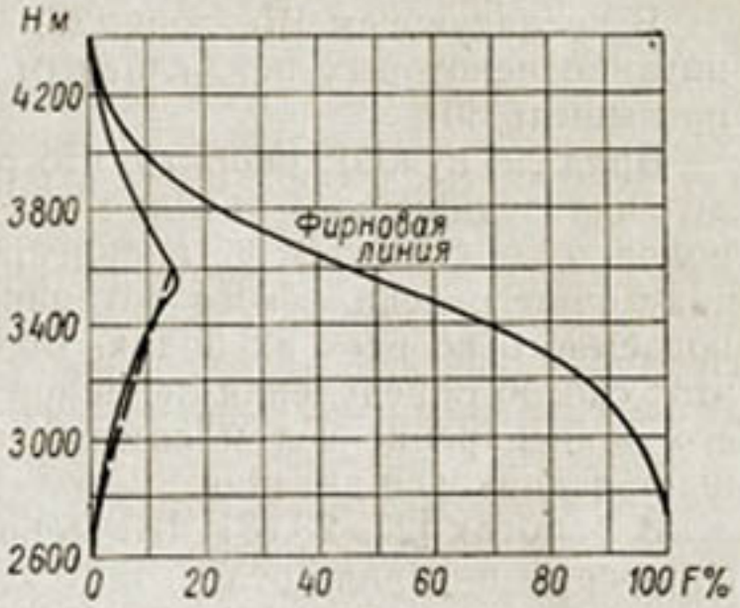


Рис. 15. Кривая распределения и гипсометрическая кривая площади оледенения в водосборе р. Сох (пунктирная прямая принята для расчетов стаивания от конца ледника к фирновой линии).

Суммы положительных температур воздуха за период стаивания снега, лежащего на поверхности ледника, устанавливались по средним датам обнажения языков ледников от снега и вычитались из общих сумм положительных температур за весь год. Таким образом, кривая на рис. 50 *б* показывает стаивание только льда.

Даты схода снега на разных абсолютных высотах устанавливались с таким расчетом, чтобы не преуменьшить продолжительность периода таяния льда. Для примера укажем, что датой схода снега на высоте 3000 м было принято 15/V, а на высоте 4000 м — 10/VI. Подсчет ледникового питания осуществляется

по отдельным группам ледников, имеющих близкие отметки концов языков и фирновой линии. Результаты подсчетов и некоторые необходимые для их производства данные приводятся в табл. 8, из которой видно, что питание за счет ледников даже у таких рек, как Матча, Исфара и Сох, не превышает 22% годового стока и 37% стока за период июль—сентябрь, если пренебречь потерями ледникового стока на испарение, которые вряд ли могут быть велики.

В последующем Щеглова [27, 31] установила, что ледниковое питание некоторых рек, главным образом рек Памира, может превышать 30%.

Вряд ли нужно говорить, что рассматриваемый способ определения ледникового питания как объема пирамиды в противоположность способам установления дождевого стока дает величину общего ледникового питания — как поверхностного, так и подземного во всех их видах. Более того, как уже отмечалось, этот способ определения ледникового стока не учитывает потери его на испарение и тем самым (правда, незначительно) завышает ледниковое питание.

В работах [27, 28, 31] Щеглова, обстоятельно занимавшаяся вопросами питания среднеазиатских рек, определяла ледниковое питание при помощи связи между скользящими средними температурами воздуха и скользящими средними расходами воды.

В отличие от способа определения дождевого питания, здесь интервал осреднения принимался равным 41 суткам. Наряду с этим способом она применяла способ, названный ею способом приведения к нормальному термическому году. При его использовании автор исходил из предположения, что величины стока хионосферы за отдельные годы прямо пропорциональны суммам средних суточных положительных температур воздуха [31].

Применение способов $Q=f(t)$ — приведения к нормальному термическому году, а также определение ледникового стока по стаиванию ледниковых языков позволило Щегловой установить величину ледникового питания по ряду рек Средней Азии. Не приводя здесь всех значений ледникового питания, которые даны в работе [31], укажем только, что для рек, приведенных в табл. 8, Щегловой были получены следующие величины ледникового питания:

Река	Исфара	Сох	Матча	Ягноб
Ледниковое питание, %	32,8	30,8	35,0	6,9

Таким образом, для рек с большим ледниковым питанием (первые три) Щеглова получила ледниковый сток, в 1,5—1,7 раза больший по сравнению с расчетами автора, который за ледниковое питание принимал только объем растаявшего льда. Сказанное не может вызвать большого удивления, так как в приведен-

ные числа входит и сток за счет таяния фирновых полей, причем в водосборах рассматриваемых рек снеговая линия расположена низко, поэтому фирновый сток относительно велик.

Нужно иметь в виду, что способы, предложенные Щегловой, учитывают только поверхностный и быстрый подземный ледниковый сток, в отличие от способа определения ледникового питания по таянию ледниковых языков. Используя предложенную автором зависимость между относительной величиной ледникового питания и δ, Щеглова оценила ледниковый сток в общем стоке среднеазиатских рек в размере 11%. Учитывая, что основная масса ледникового питания образуется в водосборе Аму-Дарьи с высокой снеговой линией и, следовательно, низким стоком за счет таяния фирновых полей, а также опираясь на соотношение различных видов питания, полученных Пальговым, ледниковое питание в общем стоке рек Средней Азии, понимая под ним таяние только льда, можно приблизительно оценить в размере 8—9%, т. е. немногим больше установленного автором в 1946 г. (6—7%).

Сток с зоны вечного снега, установленный Абальян [1] для рек северного склона Киргизского хребта в размере 23% стока половодья, не может сопоставляться с ледниковым питанием, рассмотренным выше, так как он не учитывает основы ледникового стока — стока за счет таяния ледниковых языков. Не останавливаясь на других немногочисленных попытках определения доли ледникового питания, укажем только, что А. Т. Ильясов получил для р. Большой Кебин ледниковое питание в размере 11%, а для р. Аламедин — 20%. По оценке А. П. Братцева, ледниковое питание рек Алаарча, Сукулук и Аксу соответственно равно 27, 20 и 32% [30]. Учитывая, что все перечисленные реки относятся к разряду наиболее «ледниковых», можно считать, что величина общего ледникового питания рек Средней Азии и по данным названных авторов является весьма небольшой.

Подводя итоги работам последнего 10-летия по определению ледникового питания среднеазиатских рек, можно сказать, что ледниковый сток в общем стоке рек, безусловно, не превышает 10%, если под ледниковым питанием понимать воду, образующуюся от таяния только льда. Он составляет менее 15%, если к ледниковому питанию присоединить сток с фирновых полей, и близок к 20%, если к нему добавить таяние сезонного снега на языках ледников. Последнее толкование ледникового питания, однако, является, с точки зрения автора, весьма произвольным и физически неверным. Таким образом, подсчеты различных исследователей, произведенные разными способами, подтвердили выводы автора о подчиненной роли ледникового питания в общем стоке среднеазиатских рек.

Следовательно, можно утверждать (как это было сделано автором в 1946 г.), что мнение о большой роли ледников в пи-

тании рек Средней Азии должно быть признано ошибочным. Как было показано ранее, еще меньшую роль в целом играет дождевое питание. Значит, основным источником питания рек Средней Азии, подавляющим все остальные, являются талые снеговые воды, образующие главную массу поверхностного и подземного стока. Отсюда внимание гидрологов должно концентрироваться на изучении снежного покрова, его режима, процессов таяния, стока и инфильтрации талых снеговых вод, не забывая, конечно, об исследовании ледников и дождевого питания, которым в некоторых гидрологических явлениях и в некоторых местах принадлежит значительная роль[1]. Наконец, надо помнить, что при значительном развитии оледенения на водосборах вносятся существенные изменения во внутригодовое распределение стока. Ледниковый сток, концентрируясь на протяжении короткого отрезка времени, резко повышает сток в июле и в особенности в августе и сентябре, когда потребность в оросительной воде обычно наибольшая. Отсюда вытекает большое практическое значение ледников как источников питания рек [22].

Интересно отметить, что реки соседних стран имеют аналогичные условия питания. Так, например, Н. Т. Кузнецов [11], изучавший реки китайского Тянь-Шаня, почти дословно повторяет выводы автора, сделанные им для среднеазиатских условий: «Анализ источников питания рек китайского Тянь-Шаня вскрывает подавляющую роль талых вод снегов в их питании, на долю которых приходится не менее 60% годового объема стока всех рек рассматриваемой территории. Если к этому добавить 20—25%, приходящихся на грунтовое питание (а, как было показано выше, грунтовые воды в основном представляют просочившиеся в мелкоземистый плащ талые воды сезонных и полусезонных снегов), то становится бесспорным исключительное значение талых вод снегов в формировании стока рек описываемого района». Аналогичное можно сказать и про реки Северного Афганистана и бассейна р. Кабул [25]. Даже в бассейне Сеистанской впадины основным источником питания рек остаются в общем талые снеговые воды, хотя роль дождевого питания становится значительно больше.

Заканчивая рассмотрение питания рек Средней Азии, остановимся кратко еще на вопросах снежникового и подземного питания.

Как показали исследования автора и Л. И. Шалатовой, снежники в некоторых горных районах Средней Азии играют весьма значительную роль в общем стоке рек. На водосборах, где хребты не поднимаются выше снеговой линии или возвы-

---

[1] Например, в формировании дождевых паводков на реках с низко расположенными водосборами дождевому питанию принадлежит выдающаяся роль (см. главу VII).

шаются над ней незначительно, обычно к началу июня на склонах гор уже нельзя увидеть сплошной снежный покров. Остаются лишь узкие полосы снега вдоль гребня (снежные карнизы), снежные поля в цирках и карах и снежники в узких долинах и складках местности, покрывающие причудливым узором склоны хребтов. Такого типа ландшафт можно наблюдать уже в мае—июне, например, на водосборе р. Чирчик. Огромные снежники имеют место на южном склоне Гиссарского хребта, на водосборах Карадарьи, Зеравшана и многих других рек. По мнению автора, именно скопления снега являются основным, а если нет ледников, то и единственным источником поверхностного (и быстрого подземного) питания рек, во всяком случае с июня, когда от нормального снежного покрова даже на больших высотах не остается и следа[1] [23]. Расчеты автора, правда приближенные, показывают, что в некоторых водосборах таяние снежников может давать около 50% всего годового стока рек. Таким образом, можно говорить о снежниковом питании рек, занимающем промежуточное положение между снеговым и ледниковым. Действительно, таяние снежников осуществляется при более высоких и устойчивых температурах воздуха, благодаря чему оно во много раз более интенсивно, чем таяние обычного снежного покрова. Кроме того, благодаря значительному содержанию водяных паров при высокой температуре во время таяния снежников они не теряют воду на испарение. Сток талых снежниковых вод в значительно большей степени, чем снеговых, осуществляется по руслам, вследствие чего безвозвратные потери меньше. Наконец, таяние их затягивается на многие десятки дней после схода снежного покрова, вплоть до конца периода снеготаяния (многолетние и вечные снежники), поэтому действие их на режим стока аналогично действию ледникового питания.

Однако выделять снежниковое питание в отдельный вид пока преждевременно. Для этого необходимы многолетние исследования. Тем не менее со всей определенностью следует подчеркнуть, что снегомерные съемки, не учитывающие запасы воды в снежниках, во многих водосборах сильно преуменьшают запасы воды в снеге, что приводит к ложным выводам, в частности к преуменьшению снегового питания. Кроме того, неучет запасов воды в снежниках обусловливает, по-видимому, в некоторые годы ошибки в прогнозах.

Переходя к рассмотрению подземного питания, следует сказать, что в условиях горных стран, и в частности Средней Азии, это понятие еще более неопределенное, чем в равнинных условиях.

---

[1] Необходимо иметь в виду, что к 1/VI на высоте 3400 м могут быть растоплены слои снега в 800 мм (в пересчете на воду, см. главу V), т. е. на этой высоте и ниже к июню сохраняются только снежники.

Дело в том, что поверхностный сток как талый, так и дождевой, имеет место лишь на очень ограниченных площадях сколько-нибудь больших горных водосборов. Как правило, при выпадении дождей даже с большим количеством осадков поверхностный сток на склонах не наблюдается[1]. Тем не менее вскоре после выпадения значительного дождя или даже еще во время дождя расходы воды в реке и мутность воды увеличиваются. При таянии снежников, лежащих на хорошо проницаемых грунтах, поверхностный сток также отсутствует, однако нередко журчание воды отчетливо слышно не только на дне долины, но и на ее склонах уже поблизости от водоразделов. Наконец, таяние нормального снежного покрова редко сопровождается поверхностным склоновым стоком, во всяком случае на значительном протяжении.

Об отсутствии поверхностного стока на большей части склонов гор Средней Азии начиная с середины пятидесятых годов стали говорить многие исследователи. В частности, о регулирующей роли обломочного материала много пишет И. А. Ильин [7]. А. Т. Ильясов, в течение трех лет изучавший сток с опытного водосбора Алаарчи, писал: «... роль грунтового (подземного) регулирования в осуществлении и общем характере стока и стокообразования оказывается чрезвычайно большой. Как совершенно справедливо замечает В. Л. Шульц, по существу, сток в горных бассейнах весь и в полном объеме испытывает в той или иной степени такое регулирование» [8].

Таким образом, если к подземному питанию отнести сток, прошедший под поверхностью земли путь хотя бы в несколько десятков метров, то тогда надо было бы почти весь речной сток считать питающимся за счет подземных вод. Такое «подземное» питание, однако, в силу больших скоростей мало отличается от поверхностного и не вносит сколько-нибудь существенных изменений в режим рек, в частности почти не оказывает, за исключением максимальных расходов воды, заметного регулирующего действия на сток. По этой причине быстрый подземный сток вряд ли целесообразно относить к подземному питанию. С точки зрения автора, наибольший интерес представляет подземный сток, который является как бы основанием гидрографа и который подвержен малым колебаниям во времени. Во избежание недоразумений такое подземное питание (являющееся лишь частью общего подземного питания) лучше назвать базисным стоком [24, *рис. 3*]. Базисный сток отличается устойчивостью не только на протяжении года, но и на протяжении многолетнего периода. Он придает специфические черты режиму рек и, в част-

---

[1] Поверхностный сток обычно наблюдается на скалистых и сильно эродированных склонах. На первых поверхностный сток обычно быстро скрывается под обломочным материалом.

ности, является естественным многолетним регулятором стока. Базисный сток в пределах горной области Средней Азии играет значительную роль и часто превышает 30% годового стока, а на некоторых реках даже достигает 50% и более (например, р. Чу до выхода в Чуйскую межгорную долину, реки Шахимардан, Исфайрам и др.). Весьма приближенно базисный сток всех рек Средней Азии может быть оценен в 40% общего стока.

В пределах предгорных равнин роль базисного стока, как правило, возрастает, так как вода, используемая на орошение, частично возвращается подземным путем обратно в реки. На конусах выноса подземные воды особенно обильны. На периферии конусов, приближаясь к поверхности земли, подземные воды часто дают начало речкам преимущественно подземного питания, которые местные жители называют «карасу». Примерами таких речек могут служить Красная в бассейне р. Чу, Сиаб в долине Зеравшана (возле Самарканда) и множество других.

Глава III

СРЕДНИЙ МНОГОЛЕТНИЙ СТОК

Факторы, определяющие величину среднего многолетнего стока

Еще в 1884 г. А. И. Воейковым [9] была высказана мысль, что «при прочих равных условиях страна будет тем богаче текучими водами, чем обильнее осадки и чем меньше испарение как с поверхности почвы и вод, так и растений».

Если рассматривать это положение за достаточно длительный период, то можно выразить его математически для бассейнов, полностью дренирующих подземные воды, у которых совпадают поверхностный и подземный водоразделы, в виде следующего уравнения водного баланса:

$$y = x - z,$$

где y — поверхностный сток воды, x — количество осадков и конденсация водяных паров из атмосферы, z — испарение с поверхности воды, снега, льда, почвы и транспирация растительным покровом.

Все исследования последующих лет дали блестящее подтверждение идей, высказанных А. И. Воейковым.

Реки Средней Азии не представляют в этом отношении исключения: к какому бы типу питания ни принадлежала та или иная река, ее средний многолетний сток зависит лишь от осадков и испарения; все остальные факторы, как, например,

рельеф, почвы, растительный покров, геология и пр., влияют на средний сток лишь постольку, поскольку они воздействуют на количество осадков и испарение.

В горных странах воздействие рельефа на осадки и испарение чрезвычайно велико и может быть значительно больше влияния широтной зональности. Достаточно сказать, что в Средней Азии на высотах менее 500 м средняя годовая температура воздуха находится в пределах 12—17°, на высоте 4000 м — от —3 до —8°, на высоте порядка 4800 м средняя суточная температура никогда не поднимается выше 0°, а на высоте приблизительно 5200 м — 13-часовая. В горах Средней Азии выпадает осадков в среднем за год от 60 до 2500 мм (возможно и более), на равнинах — от 80 до 300 мм и только на 9% площади — от 300 до 500 мм. Столь большой диапазон осадков в горах есть также результат воздействия рельефа (см. ниже). На фоне воздействия гор на климат и сток влияние региональных различий в Средней Азии мало. При очень малых водосборах значительным может быть воздействие на средний многолетний сток и других неклиматических факторов (в первую очередь геолого-почвенных).

Под влиянием увеличения количества осадков и понижения температур воздуха с ростом абсолютной высоты в горных районах наблюдается резкое возрастание стока. Именно поэтому максимальные величины стока, превышающие слой 1500 мм, как правило, наблюдаются в горах. Однако существует довольно много исключений из этой закономерности, обусловленных ориентировкой склонов гор к движению влагоносных масс воздуха, доступностью их этим массам и особенностями синоптических процессов.

По данным М. И. Львовича [19], в Андах в районе пустыни Атакама сток рек, стекающих с высоты 3000 м, едва достигает 15 мм, а на северном склоне Гималаев он в десятки раз меньше стока рек, берущих начало на южном склоне. В Средней Азии сток рек, питающихся на территории Восточного Памира на высотах свыше 4000—5000 м, так же как и сток рек Центрального Тянь-Шаня, не превышает 150 мм, падая до 60 мм и даже ниже. Наоборот, сток с западных и южных склонов периферийных хребтов, доступных и благоприятно ориентированных по отношению к воздушным массам, несущим в Среднюю Азию влагу, часто превышает 1000 мм. Но на этом вопросе остановимся более подробно при рассмотрении распределения речного стока по территории Средней Азии.

Из сказанного следует, что в условиях горных стран количество осадков и величина стока являются в первую очередь функцией: а) высоты местности, б) ориентации хребтов по отношению к влагоносным массам воздуха, в) доступности их этим массам и г) особенностей синоптических процессов.

При относительной однородности последних трех условий мы вправе рассчитывать на наличие связи между количеством осадков и стоком, с одной стороны, и средней взвешенной высотой водосбора — с другой. Такие связи были получены, например, Б. Д. Зайковым для бассейна озера Севан [12], Шпильманом [40] для бассейна Аара (рис. 16) и др.

Обращаем внимание на очертания этих зависимостей. Для них характерен сначала медленный рост осадков и стока, на средних высотах приращение осадков и стока наибольшее, на больших высотах рост осадков и стока снова замедляется и даже может стать отрицательным.

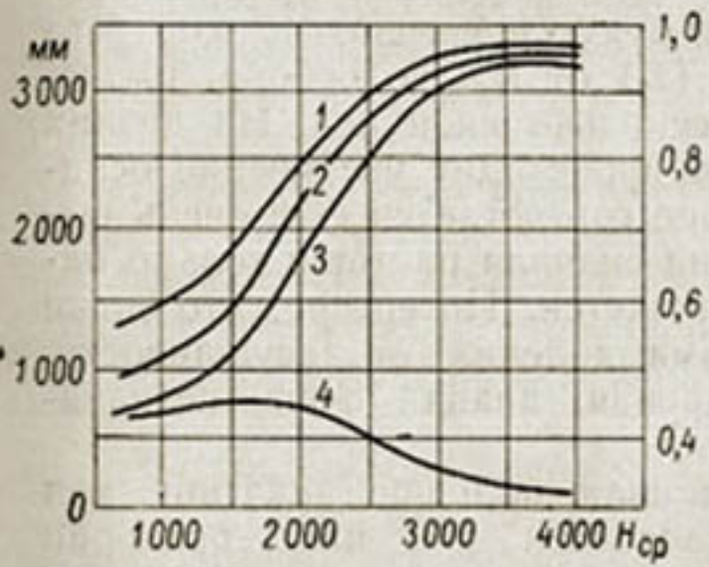


Рис. 16. Зависимость осадков (*1*), коэффициента стока (*2*), стока (*3*) и испарения (*4*) от высоты водосборов ($H_{ср}$) для рек бассейна Аара (по Шпильману).

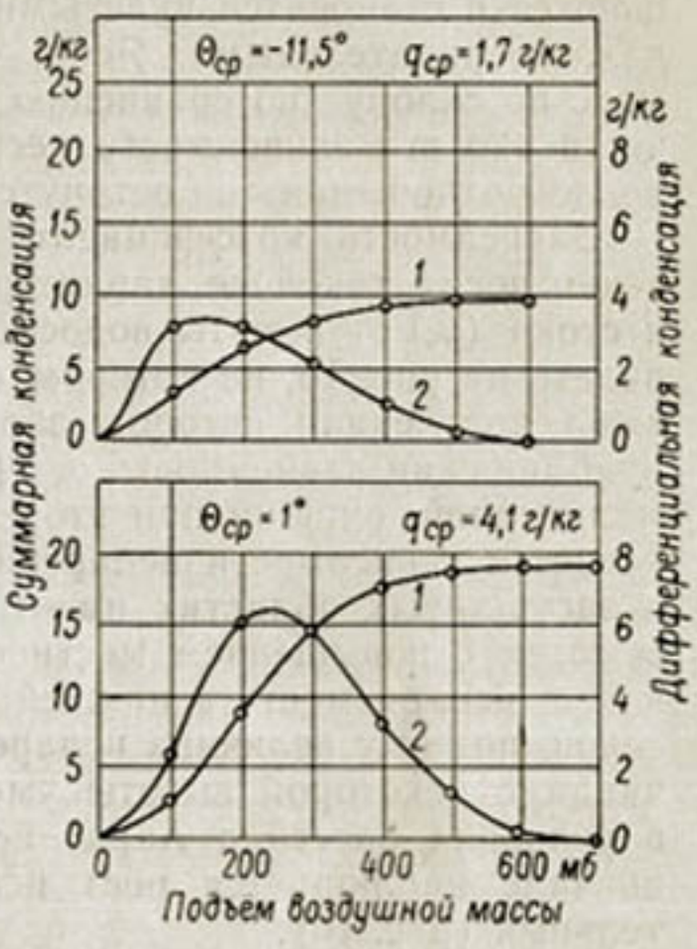


Рис. 17. Зависимость количества сконденсированной влаги от высоты подъема слоя атмосферы толщиной 500 мб.

1 — кривая интегральной конденсации; *2* — кривая дифференциальной конденсации ($\theta_{ср}$ — средняя температура слоя, $q_{ср}$ — средняя удельная влажность в слое).

Указанный характер зависимости осадков, а следовательно, и стока от средней взвешенной высоты водосбора обусловлен количеством влаги, которое может конденсироваться при подъеме воздушных масс. Для примера на рис. 17 приводятся зависимости количества сконденсированной влаги при подъеме слоя атмосферы толщиной в 500 мб [1] на высоту до 700 мб. Эти зависимости получены по данным аэрологических зондирований атмосферы в Ташкенте. Для большей убедительности были взяты различные воздушные массы с резко отличными содержа-

[1] Рассматривается слой атмосферы, в котором давление воздуха на верхней границе на 500 мб меньше, чем на нижней границе.

нием влаги и температурой воздуха. Зависимости количества сконденсированной влаги (суммарного и для отдельных высотных зон) от высоты подъема воздушной массы (рис. 17) показывают, что их вид аналогичен виду зависимостей осадков и стока от средней взвешенной высоты водосбора и что, в частности, начиная с определенной высоты градиенты всегда уменьшаются и становятся нулевыми, а для отдельных высотных зон даже отрицательными. Ясно, что при скольжении воздушных масс по склону (по сравнению со свободной атмосферой) количественно эти зависимости несколько изменяются, но в качественном отношении они останутся теми же.

Зависимость коэффициента стока (α_0) от высоты, естественно, носит такой же характер, как и зависимость осадков (x_0) и стока (y_0) от высоты водосбора ($H_{ср}$). Это, в частности, можно видеть на рис. 16, на котором (по данным Шпильмана) изображена полученная автором зависимость $\alpha_0=f_3(H_{ср})$. В первом приближении зависимость $\alpha_0=f_3(H_{ср})$ может быть принята прямолинейной, ошибки при этом не будут превышать $\pm 0{,}05$. Что касается зависимости испарения (z_0) от $H_{ср}$ водосбора, то она в засушливых областях имеет несколько иной вид. На низких высотах с повышением местности происходит увеличение осадков, а испаряемость в нижней зоне гор остается еще очень высокой, поэтому величина испарения сначала растет и только начиная с некоторой высоты уменьшается. Интересно, что даже в условиях бассейна Аара, весьма далеких от засушливости, вначале наблюдается рост испарения, правда очень незначительный (рис. 16).

Следующая особенность, имеющая большое значение для понимания распределения водоносности рек на территории Средней Азии, заключается в том, что в ее климатических условиях, так же как и в климатических условиях большей части Европы, Северной и Центральной Азии, основным источником питания рек являются твердые осадки, так как сток дождевых вод в общем ничтожен и даже сильные обложные дожди образуют только отдельные пики, накладывающиеся на половодье (см. главу II).

В связи с наличием вертикального термического градиента в горах количество твердых осадков по отношению к общему их количеству с ростом высот увеличивается. Для Швейцарии [39], например, снежные осадки по мере поднятия в горы составляют от 5% общего количества осадков (на высоте 200 м) до 100% (на высоте 3500 м).

В Средней Азии, как это показано в главе II, количество твердых осадков достигает 100% на высотах 4300—4800 м. Преобладающая роль твердых осадков в питании рек Средней Азии обусловливает весьма значительную роль внутригодового распределения осадков в водоносности рек. Оно наряду с высотой

местности определяет удельный вес твердых осадков в общем годовом их количестве.

Действительно, при преобладании зимних осадков на высоте, например, 2000 м твердые осадки составляют 58% годового их количества, на высоте 3000 м — 80% и на высоте 4000 м — 96%. При преобладании же летних осадков на этих высотах твердые осадки составляют соответственно 25, 51,5 и 78% суммарного количества их за год. Следовательно, при прочих равных условиях коэффициент стока водосбора, где преобладают зимние осадки, будет выше, чем коэффициент стока водосбора с доминированием летних осадков (см. главу II).

Итак, основным фактором, определяющим водоносность рек Средней Азии, является не суммарное количество осадков, а количество твердых осадков, аккумулированных в горах за холодный период года [1].

Из сказанного очевидна особенно большая роль высоты (бóльшая, чем в случае, когда в питании рек доминируют жидкие осадки) и существенное влияние внутригодового распределения осадков на водоносность рек.

Мощность снежного покрова находится в довольно тесной зависимости от высоты местности. Единственным источником для установления этой зависимости являются данные снегомерных съемок. Материалы высокогорных станций не могут быть использованы для этой цели из-за их малочисленности и расположения в пунктах с различной доступностью влажным воздушным массам и, следовательно, различными условиями увлажнения.

Материалы снегомерных съемок позволяют осветить зависимость между мощностью снежного покрова и высотой местности только для речных долин, в которых располагаются снегомерные пункты. Снегомерные площадки на водосборе каждой реки обычно размещались в долинах главной реки и ее притоков, имеющих различную ориентацию и отличающихся разной доступностью влажным воздушным массам. Поэтому зависимость между водностью снежного покрова, (v), т. е. запасами воды в нем, и высотой местности (H) можно получить либо при рассмотрении отдельных долин, либо при осреднении результатов наблюдений по высотным зонам. Последний случай отыскания связей $v=f(H)$ представляет наибольший интерес, так как важно знать именно средние значения запасов снега в водосборе реки, поэтому здесь ограничимся только указанием, что зависимости $v=f(H)$ для отдельных долин, за редким исключением, получаются достаточно тесными, но в большинстве случаев данных для надежного установления их не хватает.

---

[1] Продолжительность холодного периода с высотой увеличивается в связи с понижением температур воздуха.

При осреднении данных снегомерных наблюдений по отдельным высотным зонам связи $v=f(H)$ выявляются отчетливо, что можно видеть из рис. 18, где представлены такие связи для

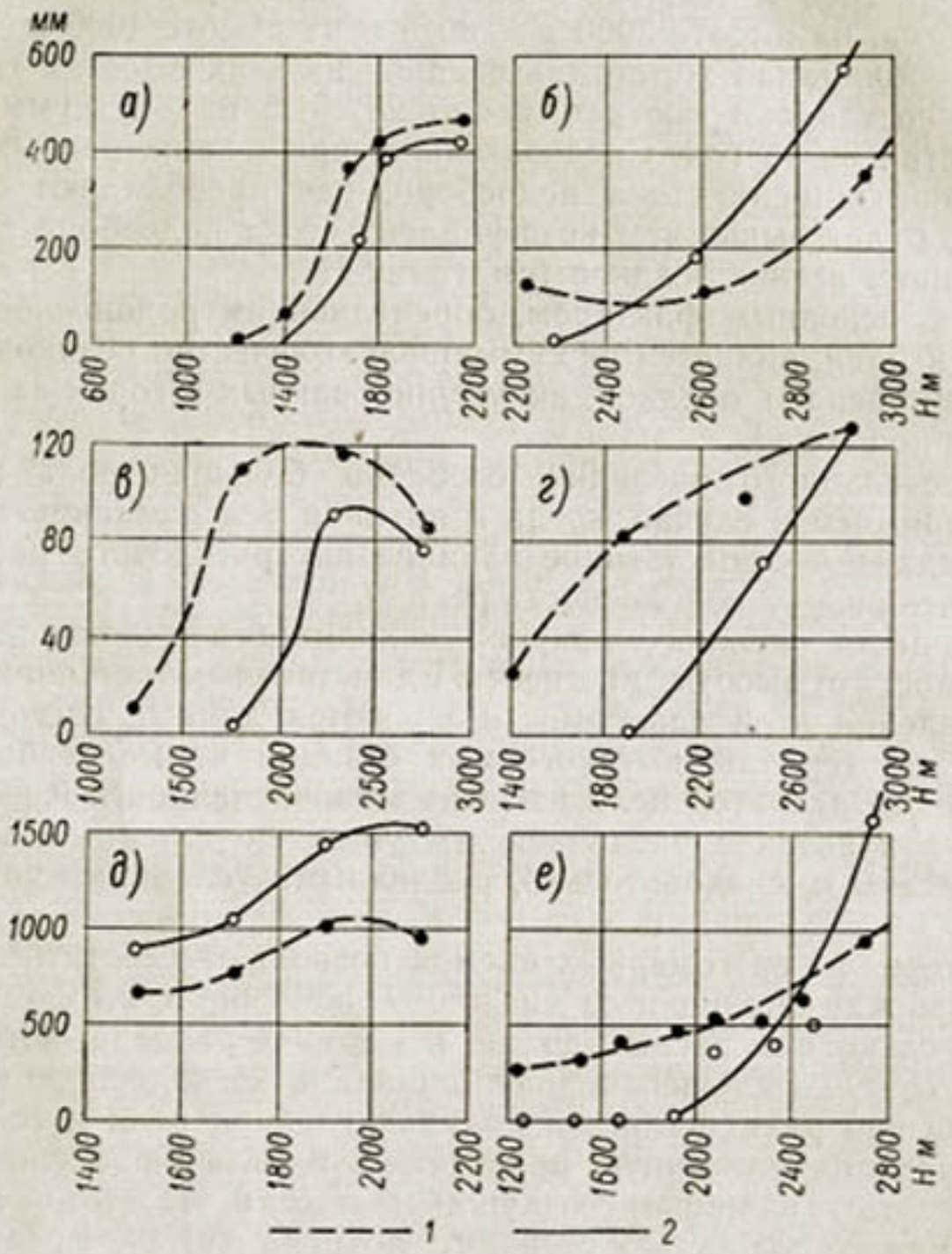


Рис. 18. Зависимость водности снежного покрова в 1942 г. от высоты местности.

1 — водность на конец февраля, *2* — водность на конец марта. *а* — бассейн р. Туполанг, *б* — бассейн оз. Искандер-Куль, *в* — бассейн р. Карадарья, *г* — бассейн р. Сох, *д* — бассейн р. Чаткал, *е* — бассейн р. Гавасай.

конца февраля и конца марта. Аналогичные зависимости приведены в работах И. А. Ильина [17] для Ферганской долины, В. Ш. Цомая [28] для Грузии и др. Наличие подобных связей имеет большое принципиальное значение. Оно показывает, что, несмотря на разнообразные условия увлажнения отдельных долин, все же можно констатировать совершенно определенную

закономерность в распределении запасов снега и получить приближенно количественную характеристику этих запасов по отдельным высотным зонам [31].

На рис. 18 видно, что зависимости $v=f(H)$ часто имеют тот же вид, что и зависимости осадков и стока от высоты местности, т. е. сначала наблюдается незначительный рост снежного покрова с высотой, затем в средней части кривой рост v с увеличением высоты идет наиболее интенсивно, а в верхней части кривой приращение v с высотой обычно меняет знак[1]. Подобный характер зависимостей имеет физический смысл[2], как это было показано выше.

Отсутствие снижения водности снежного покрова, начиная с определенной высоты, на ряде зависимостей, по-видимому, объясняется тем, что снегомерные съемки освещают только отрезок зависимости $v=f(H)$, или тем, что некоторые водосборы, как, например, р. Искандеркуль, расположены в глубине горной страны и недоступны для влажных воздушных масс в своих нижних зонах. По этой причине интенсивный рост осадков и водности снежного покрова в водосборах таких рек начинается только на больших высотах, которые превышают закрывающие водосборы горы.

Для наших целей наибольший интерес представляют зависимости $v=f(H)$ не на какой-то определенный момент времени, а зависимости между v и H к моменту начала снеготаяния, которое с увеличением высот все более передвигается на лето. Характер подобных зависимостей принципиально не должен отличаться от рассмотренных выше связей. Очевидно только, что точка максимальной водности для зависимостей $v=f(H)$ к началу снеготаяния должна располагаться выше в связи с увеличением продолжительности периода аккумуляции твердых осадков, с ростом высот и с передвижкой максимума осадков на более поздние сроки.

Внимательно рассматривая зависимости $v=f(H)$, приведенные на рис. 18, можно заметить еще одну важную для объяснения прохождения половодья закономерность в распределении снежного покрова. Эта закономерность заключается в том, что чем ниже расположен водосбор, тем более мощный снежный покров залегает на тех же высотах нижних зон водосборов, если увлажнение их не резко различно. Это легко видеть из сопостав-

---

[1] Заметим, что максимальный сток и наибольшая водность снежного покрова должны наблюдаться на большей высоте, чем максимум осадков. Это следует из того, что количество твердых осадков с высотой еще продолжает увеличиваться, хотя общее количество осадков начинает уменьшаться, а сток в основном образуется за счет таяния снега и льда.

[2] Интересно отметить, что для конца марта точка максимума водности снежного покрова намечается на высотах 2000—3000 м, чаще всего на отметках 2000—2500 м.

ления водности снежного покрова на водосборах рек Чаткал и Сох в высотном интервале 1500—2100 м, из которых первая отличается сравнительно низким, а вторая наиболее высоким водосбором.

Особенно обращает на себя внимание то, что на водосборе р. Туполанг, несмотря на большую его удельную водоносность по сравнению с водосбором р. Чаткал, мощность снежного покрова на всех высотах меньше, чем на водосборе р. Чаткал.

На водосборе р. Гавасай, имеющем значительно меньшую удельную водоносность, чем водосбор р. Сох, водность снежного покрова на всех высотах, охваченных снегомерной съемкой, выше, чем в водосборе р. Сох. Количество таких примеров легко увеличить.

Приведенные выше зависимости не могут быть использованы непосредственно для расчетов поступления талых вод в речную сеть, так как водность снежного покрова в долинах вряд ли отражает среднюю водность снега на соответствующих высотах для всего водосбора в целом, а снегомерные съемки не освещают самых верхних зон водосборов.

Наличие зависимости между водностью снежного покрова, являющегося основным источником питания рек, и высотой местности определяет и зависимость между величиной стока и высотой водосбора[1]. Последнюю зависимость можно получить только при условии, если ориентация водосборов и доступность их влажным воздушным массам приблизительно одинаковы, а характер синоптических процессов не резко различен.

Таким образом, для горной области Средней Азии и других аналогичных стран можно высказать положение, что при прочих равных условиях река будет тем водоноснее, чем больше высота ее водосбора (по-видимому, до известных пределов).

Распределение высот водосбора можно довольно полно охарактеризовать его средней взвешенной высотой[2] ($H_{ср}$). Так, например, распространение высот более 3000 м, играющих весьма важную роль в образовании стока и в формировании его режима, хорошо отражается средней взвешенной высотой, о чем свидетельствует хотя бы коэффициент корреляции между этими переменными[3] (0,86). Следовательно, при соблюдении равенства условий ориентации и доступности водосборов влажным воздушным массам средний многолетний модуль стока (M_0)

---

[1] Зависимость между величиной стока и высотой водосбора определяется не только увеличением водности снежного покрова с ростом высот, но и в известной мере снижением интенсивности испарения (см. ниже).

[2] Более подробно об этом см. в главе V.

[3] Возможно, что при другой орографической структуре горной области столь тесная связь наблюдаться не будет.

можно рассматривать как функцию средней взвешенной высоты водосбора, т. е. $M_0=\varphi(H_{ср})$ [1].

Произведя группировку водосборов по признаку примерно одинаковой ориентации и доступности их влагоносным воздушным массам, автор получил зависимости $M_0=\varphi(H_{ср})$ для 32 районов горной области Средней Азии. Для примера приведем одну из таких зависимостей (рис. 19). В условиях горных стран выявление зависимостей $M_0=\varphi(H_{ср})$ связано с известными трудностями и условностями, так как в ряде случаев даже в пределах одного склона единая обобщающая зависимость существовать не может.

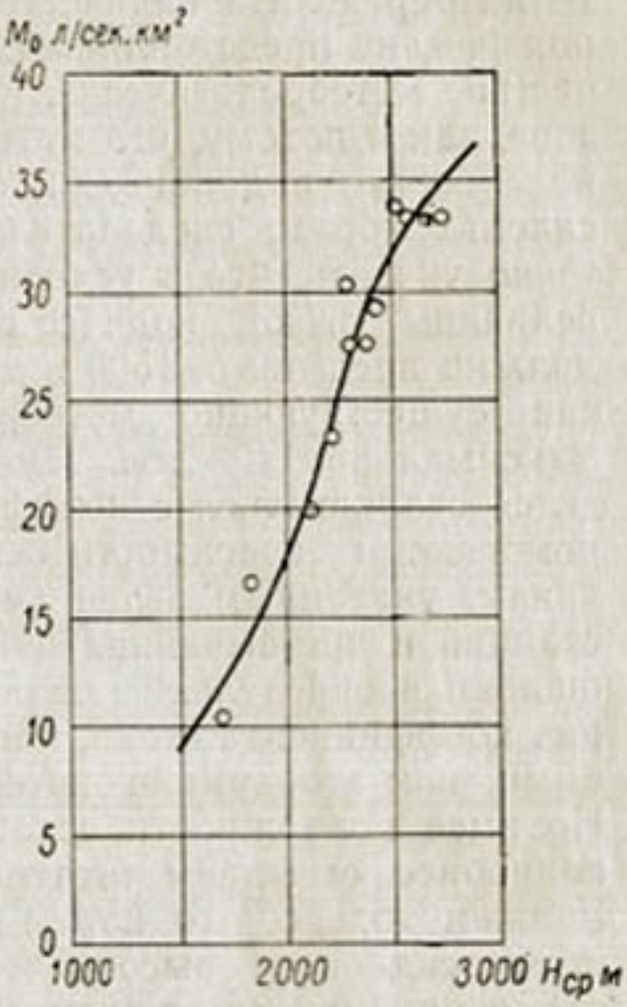


Рис. 19. Зависимость среднего многолетнего модуля стока (M_0) от средней взвешенной высоты водосбора ($H_{ср}$) для рек южного склона Гиссарского хребта.

В качестве характерных примеров можно привести северные склоны хребтов Киргизского Алатау и Терскей-Алатау, на которых наблюдается увеличение осадков и стока с продвижением на восток, где замыкаются горы, в силу чего влажные воздушные массы попадают как бы в «мешок». Для таких склонов зависимости $M_0=\varphi(H_{ср})$ могут быть получены только для отдельных частей склона или (что, может быть, принципиально правильнее) эти зависимости должны быть скользящими, как это имеет место в способе Больстера, применяющемся в гидрометрии при подсчете расходов воды в створах с деформирующимся руслом.

Отсутствие единых обобщающих зависимостей $M_0=\varphi(H_{ср})$ для протяженных склонов хребтов было отмечено и Б. Д. Зайковым [15] на территории Кавказа. Установленные зависимости $M_0=\varphi(H_{ср})$ могут служить для определения среднего многолетнего стока в неизученных створах, а также для составления карты изолиний M_0 (см. ниже). Считаем необходимым отметить, что в последние годы появилась тенденция к установлению среднего стока в неизученных створах не при помощи зависимостей

[1] Примечательно, что зависимостями $M_0=\varphi(H_{ср})$ все больше и больше пользуются для определения среднего стока в неизученных пунктах равнинных рек [5 и др.].

$M_0=\varphi(H_{ср})$, а посредством отыскания связей осадков с высотой местности и коэффициентов стока со средней высотой водосбора (например, В. П. Валесян [6], И. А. Ильин [17] и др.). С расчетной точки зрения эта тенденция является необоснованной. Дело в том, что в большинстве горных стран сколько-нибудь точно определить количество осадков, выпадающих в водосборах рек, не представляется возможным как из-за малого количества метеорологических станций, особенно в высокогорной зоне, так и потому, что метеорологические станции, обычно расположенные в долинах, плохо отражают величину осадков на склонах гор и, следовательно, на водосборе в целом. Достаточно указать, что в условиях Средней Азии, если исходить из величины стока, количество осадков в некоторых районах должно превышать 1500 и даже 2000 мм (см. ниже), в то время как существующие метеорологические станции регистрируют максимально 1400 мм. Именно поэтому здесь нередко приходится сталкиваться с коэффициентами стока, бо́льшими 1,0. Не помогают и зависимости осадков от высоты местности по причинам, указанным выше (малое количество метеорологических станций и чрезвычайная пестрота распределения осадков). Все ошибки в определении осадков неизбежно переходят на значения коэффициента стока, которые тем самым и не являются таковыми, как это думают авторы рассматриваемого предложения. Не имея возможности останавливаться здесь на этом вопросе подробнее, отсылаем читателей к рецензии И. С. Соседова [26]. Укажем только, что карты изогиет, построенные по зависимостям осадков от высоты местности, могут быть полезны как самая приближенная схема распределения осадков в горах.

До сих пор мы рассматривали преимущественно приходную сторону водного баланса и факторы, определяющие его величину. Обратимся теперь к его расходной части.

Величина испарения, как известно, прежде всего зависит от климатических факторов и в первую очередь от количества осадков и дефицита влажности. Последний с подъемом в горы резко уменьшается вследствие понижения температур воздуха. Наглядное представление о снижении дефицита влажности дает рис. 20. Вследствие снижения дефицита влажности испаряемость с высотой падает, но испарение, до тех пор пока его величина не сравняется с испаряемостью, растет и только затем начинает падать. Об этом уже говорилось выше.

Установить более или менее тесную зависимость величин испарения от высоты местности, подобную зависимостям между осадками, снежным покровом и высотой, можно только при осреднении данных по высотным зонам. Для отдельных пунктов величина испарения может колебаться в значительных пределах, так как в горах громадную роль играют местные особенности.

Помимо климатических факторов, находящихся в тесной за-

висимости от высоты местности и определяющих величину так называемого климатического испарения, на величину потери влаги могут оказывать влияние: а) почвенно-геологические факторы, б) рельеф водосбора, в) интенсивность и частота осадков, г) температурный режим периода, предшествующего аккумуляции твердых осадков, и периода таяния снега и льда, д) характер растительности, е) озерность и заболоченность водосбора.

Среди почвенно-геологических факторов наиболее важную роль играет инфильтрационная способность почво-грунтов, определяющая величину подземного стока. Подземный сток в меньшей степени, чем поверхностный, подвержен испарению. Это можно ярко иллюстрировать (табл. 9) на примере рек Италии [19, 33].

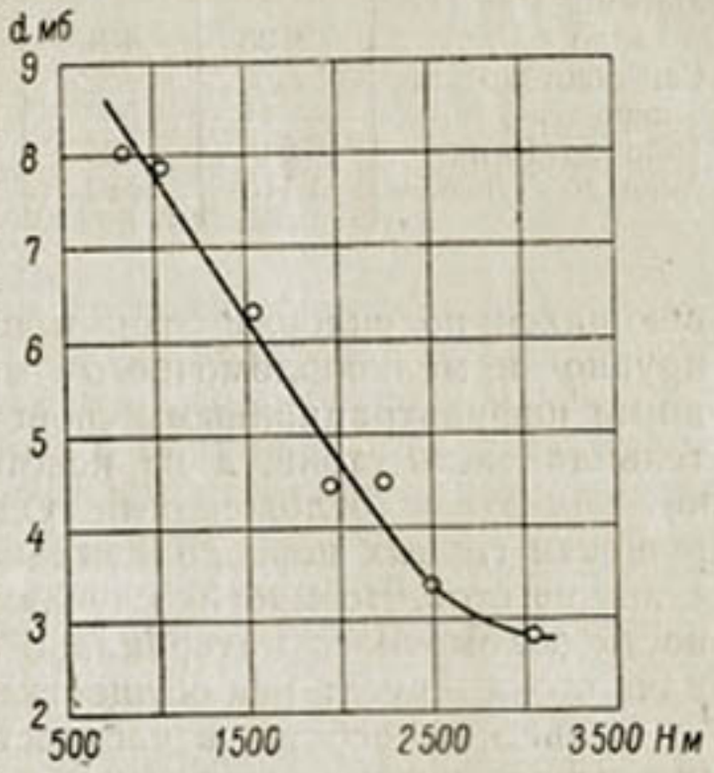


Рис. 20. Зависимость дефицита влажности (d) от высоты местности (H).

Река Сансобия, водосбор которой целиком сложен проницаемыми породами, теряет на испарение в полтора раза меньше влаги, чем р. Летимбро, на водосборе которой проницаемые породы занимают всего 15% общей площади, а на водосборе р. Тибр потери стока почти вдвое превышают потери на водосборе р. Анио.

В условиях горной области Средней Азии реки, отличающиеся аномально высоким базисным стоком, единичны [1], если не считать рек с незначительными площадями водосборов (менее 100 км²), поэтому почвенно-геологические факторы здесь могут играть существенную роль только в особых случаях. На этом вопросе остановимся более подробно при рассмотрении внутригодового распределения стока и минимальных расходов (главы V и VIII). Здесь же напомним, что на водосборах рек Средней Азии, быть может за весьма редкими исключениями, всегда налицо изобилие продуктов разрушения горных пород, отклады-

[1] Нормально минимальный средний месячный сток рек Средней Азии не превышает 3,5% годового стока, а сток за период октябрь—февраль, т. е. за период преимущественного питания рек за счет запасов подземных вод, не превышает 25% (подробнее см. в главе V). В этом отношении исключение представляют многие реки и речки Туркмении, а также целый ряд водотоков, водосборы которых занимают нижнюю зону гор. Повышенное подземное питание их является, в частности, результатом возможного таяния снега даже зимой благодаря низким высотам их водосборов и несколько повышенным температурам, а также развитию орошения еще в пределах горной области.

Таблица 9

Река	Площадь бассейна, км²	Средняя взвешенная высота бассейна, м	Проницаемая часть поверхности бассейна в % от общей площади	Годовые осадки, мм	Сток, мм	Потери стока ($x - y$), мм	Потери стока в % от осадков
Летимбро до Пикардо	33	404	15	1350	744	616	45,3
Сансобия до Эллере	41	500	100	1376	950	426	31,0
Тибр до Рима	16 545	524	32	1014	413	601	59,3
Анио до Лунчеца	1 115	523	76	1215	845	370	30,5

вающихся по склонам гор и в понижениях рельефа в виде крупно- и мелкообломочного материала, обладающего хорошими инфильтрационными свойствами. Вследствие этого значительная часть стока, а на некоторых участках и весь сток течет под этими отложениями. Однако не всегда продукты разрушения горных пород оказывают заметное регулирующее действие на сток. Во многих случаях при сравнительно малой мощности обломочного материала и больших скоростях течения отдача стока в русла рек осуществляется быстро.

Рельеф водосбора, в частности уклоны и высота местности, уменьшает потери стока (первые — в связи с увеличением скоростей стока при увеличении уклонов и вторая — в силу снижения температур воздуха и, как следствие, уменьшения испарения с высотой, о чем уже говорилось).

Однако, как мы видели, влияние высоты на потери стока в Средней Азии и аналогичных горных странах обусловлено не столько снижением интенсивности испарения за счет падения температур, сколько увеличением аккумуляции твердых осадков при повышении местности, хотя последнее также является результатом снижения температур воздуха.

Интенсивность и частота осадков как фактор потерь влаги могут иметь значение только в отношении жидких осадков, роль которых в питании рек Средней Азии невелика. Однако значение их в формировании селей и дождевых пиков может быть велико, особенно на реках с низко расположенными водосборами.

Влияние леса на суммарный годовой сток вследствие сложности вопроса до сих пор расценивается специалистами весьма различно. Так, например, А. П. Бочков и Д. Л. Соколовский [4, 25] считают, что в условиях равнин европейской части Союза лес в бассейнах крупных и средних рек, полностью дренирующих подземные воды, увеличивает величину стока. Увеличение стока, по Бочкову, при этом настолько велико, что становится

совершенно необъяснимым источник этого повышения. Весьма убедительная критика выводов А. П. Бочкова дана М. И. Львовичем [20], показавшим недостаток методики, при которой сравниваются величины стока с водосборов, отличающихся между собой не только различной степенью залесенности, но и рядом других важных физико-географических факторов, например температурой и влажностью воздуха, характеризующих потенциальные возможности испарения. Не имея возможностей более подробно рассматривать этот весьма важный вопрос, отметим только, что в настоящее время отсутствуют данные, позволяющие достаточно убедительно осветить влияние леса на суммарный сток. Автор придерживается точки зрения, что на равнинах умеренного пояса в большинстве случаев лес должен уменьшать величину стока.

Что касается горных районов, то немногочисленные исследования в Швейцарии и США на малых водотоках показали, что суммарный годовой сток облесенных водосборов на 10—30% меньше стока открытых водосборов. Возможно, что уменьшение стока частично объясняется неполным перехватом руслами облесенных водосборов глубокого подземного стока, как это отмечает Соколовский [25]. Однако уменьшение стока с облесенных водосборов Средней Азии по сравнению с открытыми, за исключением разве особых случаев, вряд ли может вызвать сомнения.

Озерность и заболоченность водосборов при увеличении их площади, как правило, увеличивают потери стока. Наибольшее увеличение потерь имеет место на небольших высотах и минимальное — в высокогорных районах.

Некоторые из перечисленных выше факторов играют в условиях горной области Средней Азии ничтожную роль, если отказаться от рассмотрения совсем малых водосборов. Так, например, озерность и заболоченность лишь в редких местах получают такое развитие, что начинают ощутимо влиять на потери стока. Точно так же не встречаются в условиях Средней Азии сплошные лесные массивы. Достаточно указать, что, согласно данным, приводимым Ф. К. Кочергой [18], общая площадь государственного лесного фонда в горах Средней Азии (без Южного Казахстана) составляет 56 280 км², в том числе покрытая лесом полнотой 0,3 и выше всего лишь 10 893 км². Следовательно, лесистость горной области Средней Азии равна всего 2,3% (в том числе 62,3% покрытой лесом площади представлено хвойными лесами, из них 52,4% арчевниками, 25,0% — лиственными породами и 12,7% — кустарниками). На Киргизскую ССР приходится 63,5% всей покрытой лесом площади.

Обычно влияние факторов, уменьшающих потери стока, с увеличением высоты местности берет верх над факторами, увеличивающими эти потери, в результате чего потери с увеличе-

нием высоты уменьшаются. Именно это и выявил Шпильман для бассейна Аара[1] (см. рис. 16). Уменьшением потерь стока с ростом высот и объясняется постепенное приближение кривой стока к кривой осадков.

С точки зрения автора, уменьшение потерь влаги с ростом высот местности в основном обусловлено увеличением с поднятием в горы (и, следовательно, с понижением температур воздуха) доли твердых осадков в общем их годовом количестве, так как коэффициент стока талых вод во много раз превышает коэффициент стока дождевых. Этот фактор оказывает значительно большее влияние на размер потерь, чем, например, уменьшение испарения за счет температур воздуха и увеличение скоростей стока с ростом уклонов, чему некоторые авторы придают решающее значение.

Выйдя из пределов горной области, реки Средней Азии благодаря аридному климату равнинных пространств не только не пополняют своего стока, но, наоборот, в результате интенсивного разбора на орошение и расхода стока на разного рода испарение резко уменьшают свою водоносность. Представление о масштабах и интенсивности рассеивания стока на равнинах могут дать следующие цифры.

Весь сток, образованный в горной части бассейна р. Зеравшан, целиком возвращается в атмосферу с площади 11 810 км², что дает средний модуль рассеивания стока 16,9 л/сек. км², в то время как средний модуль образования стока[2] всей горной области бассейна составляет $M_0 = 10{,}7$ л/сек. км². Таким образом, рассеивание стока в атмосферу на территории равнинной области бассейна р. Зеравшан происходит более чем в полтора раза интенсивнее, чем его образование в пределах горной области.

Средний модуль области рассеивания стока Средней Азии в целом (площадь округленно равна 270 000 км²) составляет 10,4 л/сек. км², тогда как средний модуль образования стока горной области Средней Азии равен 6,5 л/сек. км². Если в границы территории, рассеивающей в атмосферу сток, включить площадь Аральского моря и озера Балхаш, то средний модуль рассеивания стока увеличится до 14 л/сек. км². В этом случае интенсивность рассеивания стока равнинами Средней Азии будет в 2,2 раза превышать интенсивность образования стока горной области. Этот факт наглядно показывает сухость климата равнинных пространств и подчеркивает то обстоятельство, что

---

[1] Согласно исследованиям О. Лютча [38], в Швейцарии на шести бассейнах потери стока уменьшались примерно на 7 мм на каждые 100 м высоты в интервале средних высот бассейнов 800—2850 м.

[2] Термины «модуль образования стока» и «модуль рассеивания стока» предложены автором [30].

русловой сток здесь существует лишь благодаря развитию мощных горных поднятий.

В северных районах Средней Азии, где орошение развито меньше, распространение влаголюбивых культур сравнительно невелико и интенсивность испарения меньше, чем в южных районах. Интенсивность рассеивания стока близка к интенсивности его образования.

В южных районах, где сток многих рек разбирается на орошение почти целиком, где на поливных землях преобладают посевы хлопчатника и люцерны и где испарение повышено, интенсивность рассеивания стока в полтора-два раза превышает интенсивность образования стока.

Распределение среднего многолетнего стока по территории горной области Средней Азии

Распределение средних многолетних модулей стока по территории горной области Средней Азии дано на рис. 21. Построение схемы изолиний средних многолетних модулей стока произведено на основе фактических данных и выявленных зависимостей $M_0 = \varphi(H_{ср})$.

Схема составлялась обычным способом, т. е. значения стока относились к центрам тяжести водосборов, с той лишь разницей, что интерполяция M_0 через главные водораздельные хребты, резко нарушающие условия увлажнения, не допускалась.

В 1946 г. Б. Д. Зайков [15] предложил относить значения модулей стока к горизонтали с отметкой, равной средней взвешенной высоте водосбора. Этот способ в дальнейшем получил широкое распространение. Однако он также не лишен недостатков [3, 32]. Не имея возможности останавливаться здесь на них, укажем только, что при его использовании происходит отождествление высоты пункта и высоты водосбора, что может иметь место только при $F \to 0$.

Поскольку имеющиеся фактические данные, послужившие для построения изолиний M_0 и выявления зависимостей $M_0 = \varphi(H_{ср})$, в подавляющем большинстве случаев освещают сток с площадей, превышающих 100 км², схема изолиний M_0 дает лишь общую картину распределения удельной водоносности, оставляя в стороне детали. Пользоваться рис. 21 для расчетов не рекомендуется. Для этой цели служат зависимости $M_0 = \varphi(H_{ср})$ и более крупномасштабные карты изолиний M_0, приведенные в работе [27].

Просматривая рис. 21, нетрудно заметить строгую закономерность в распределении удельной водоносности по территории горной области Средней Азии. В самом деле, наибольшей удельной водоносностью отличаются водосборы, расположенные на склонах периферических хребтов, имеющих южную, юго-за-

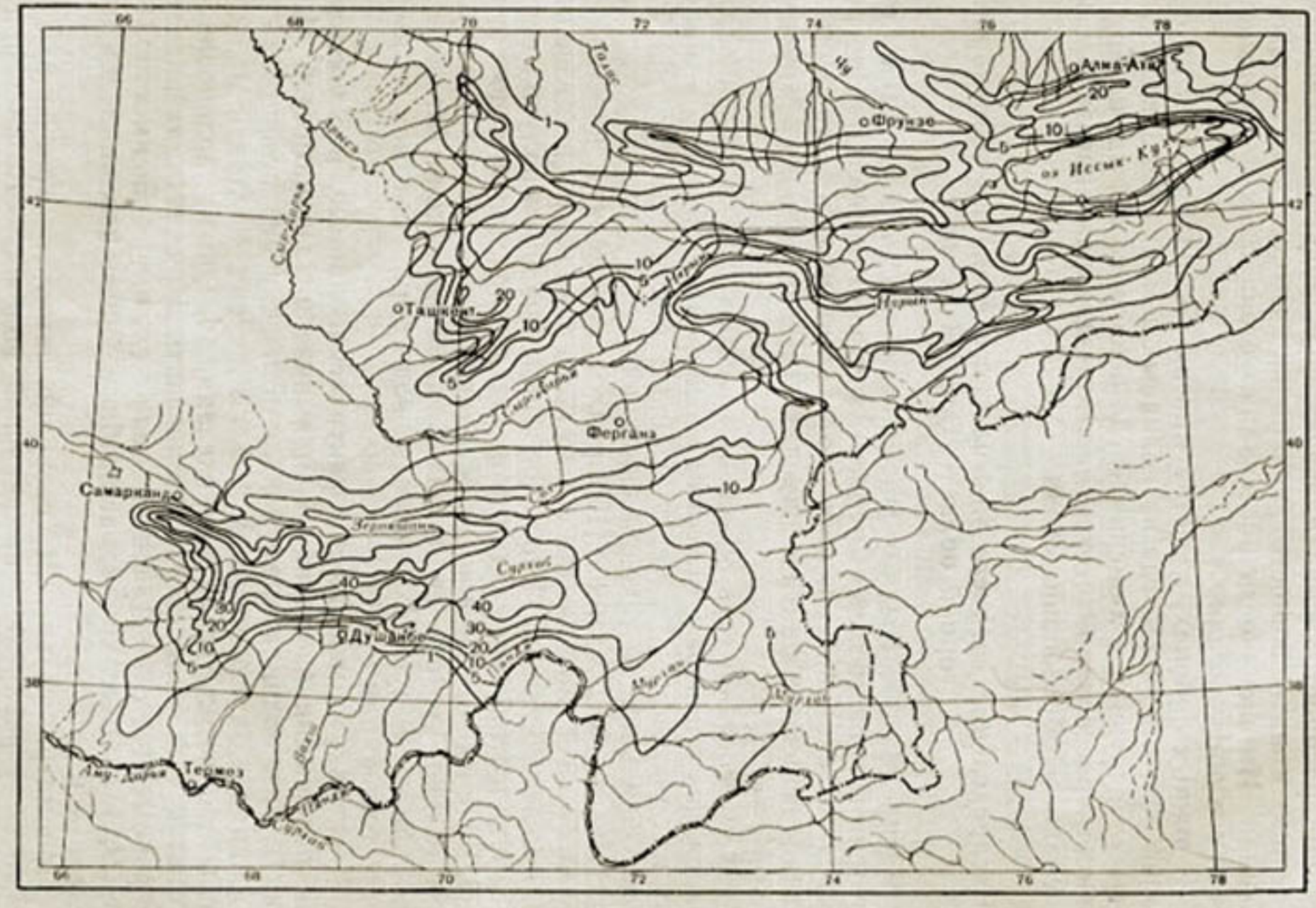


Рис. 21. Схематическая карта средних многолетних модулей годового стока рек Средней Азии (л/сек.км²).

падную и западную ориентации, т. е. водосборы, доступные влажным воздушным массам и расположенные нормально к направлению их движения. В особенности водоносны водосборы, расположенные на склонах хребтов перечисленных экспозиций юга Средней Азии, где этому благоприятствуют и синоптические процессы [22].

Значительно менее водоносны склоны периферических хребтов, имеющих северную и в особенности восточную ориентацию.

Чрезвычайно наглядно влияние ориентации хребтов на удельную водоносность можно показать на примере бассейна р. Кашкадарья. В этом бассейне водосборы при одной и той же средней высоте становятся все менее водоносны по мере движения по часовой стрелке, начиная с южного склона хребта Каратепе. Действительно, например, при средней взвешенной высоте водосбора, равной 1600 м, средний модуль стока водотоков, стекающих с южного склона хребта Каратепе, составляет 17 л/сек. км², на водосборах собственно Кашкадарьи и Джинадарьи — 5 л/сек. км², Танхаза — немногим более 2 л/сек. км² и Яккабага и Гузардарьи — от долей литра до 2 л/сек. км². Столь резкое уменьшение удельной водоносности при переходе от южной ориентации к западной, а затем к северной в бассейне р. Кашкадарья объясняется не только изменением экспозиции, но и ухудшающимися условиями доступности водосборов влажным воздушным массам. Однако резкое уменьшение удельной водоносности при переходе от южной и западной ориентаций к северной и восточной можно показать на примере хребта Каратау, у которого одинаково доступны как северо-восточный, так и юго-западный склоны. Если на юго-западном склоне при средней высоте водосбора 1000 м модуль стока достигает 11 л/сек. км², не опускаясь ниже 7,0 л/сек. км², то на северо-восточном склоне при той же средней высоте удельная водоносность не превышает 3,5 л/сек. км². Особенно низкой удельной водоносностью обычно отличаются реки, водосборы которых спрятаны в глубине горной системы. К их числу относятся реки Центрального Тянь-Шаня и Восточного Памира.

В общем наибольшей водоносностью отличаются водосборы, расположенные на южных склонах периферических хребтов юга Средней Азии (притоки рек Кафирниган, Вахш и некоторые притоки Сурхандарьи). Здесь при средней взвешенной высоте водосбора 3000 м средние модули стока могут несколько превышать 40 л/сек. км², а при средних высотах водосбора 3500 м доходить почти до 50 л/сек. км². Со столь высокой удельной водоносностью мы не встречаемся уже в других районах Средней Азии.

Высока удельная водоносность северо-западных частей бассейнов Кашкадарьи (правые притоки Кашкадарьи и Джинадарьи) и Чирчика (Пскем, Угам, Коксу и др.), расположенных

на периферии горной области и открытых для влажных воздушных масс. Здесь при средних взвешенных высотах водосборов 3000 м средние модули стока колеблются между 25 и 30 л/сек. км². Наконец, высокой удельной водоносностью характеризуются реки юго-западного склона Ферганского хребта (правые притоки Карадарьи) и северо-западной части бассейна Нарына, которые хотя и не расположены на периферии горной системы, но лежат на пути движения воздушных масс (Ферганский хребет против Ходжентских ворот).

Из северных склонов наибольшей водоносностью отличается Заилийский Алатау в его западной части, где он не прикрыт Джунгарским Алатау. Это единственный склон с северной экспозицией, где при средней высоте водосбора 3000 м встречаются модули стока 20—25 л/сек. км².

Северные склоны Киргизского, Алайского и Туркестанского хребтов при упомянутой средней высоте водосбора имеют модули стока 7—12 л/сек. км². Нужно, правда, иметь в виду, что северные склоны Алайского и Туркестанского хребтов закрыты с севера другими горными хребтами.

В табл. 10 приведены средние модули стока при различных средних высотах водосбора для районов, где зависимости $M_0=\varphi(H_{ср})$ наиболее надежны (один район взят по возможности самый водоносный, другой — самый маловодный). В скобках даны числа, взятые из областей экстраполяции зависимостей $M_0=\varphi(H_{ср})$.

Как уже указывалось, наименьшей водоносностью отличаются внутренние районы горной страны. Здесь модули стока обычно не превышают 10 л/сек. км². Так, в средней части бассейна р. Нарын (Центральный Тянь-Шань) при средних взвешенных высотах водосборов порядка 3000 м средние модули стока могут опускаться до 2 л/сек. км² (водосбор р. Джергиталл — $M_0=1{,}94$ л/сек. км², водосбор р. Кок-Джерты — $M_0=2{,}08$ л/сек. км²). Только в верховьях Нарына (бассейны Большого Нарына и Малого Нарына) при средних высотах водосборов около 3500—3800 м модули стока достигают 8—12 л/сек. км².

Также незначительна удельная водоносность верховьев р. Чу (менее 4 л/сек. км²) и рек Восточного Памира, где средние модули стока не превышают 5 л/сек. км², опускаясь до 2 л/сек. км² и меньше.

Незначительна удельная водоносность и западной части бассейна озера Иссык-Куль. Только в восточной части этого бассейна удельная водоносность вследствие обогащения влагой воздуха, двигающегося над поверхностью озера, и замыкания гор повышается и при средних взвешенных высотах водосборов 3000 м достигает почти 20 л/сек. км². Удельная водоносность восточной части бассейна озера Иссык-Куль, вероятно, является

Таблица 10

Бассейны и районы[2]	Средние модули стока (л/сек. км²) при средней высоте водосбора (м)									Градиент M_0 на каждые 100 м в диапазоне средних высот 1500—3500 м
	1000	1500	1800	2000	2200	2400	2600	3000	3500	
Бассейн р. Кашкадарья										
район 1	—	3,2	11,0	17,5	(20,5)	(22,5)	(24,0)	(26,7)	—	—
район 3	—	(1,4)	(2,5)	3,2	5,3	8,0	12,0	18,2	(22,7)	1,07
Бассейн рек Кафирниган и Сурхандарья										
район 5	—	(5,1)	(7,9)	(10,2)	14,6	19,6	25,8	(32,5)	(37,6)	1,62
район 6	(5,3)	(8,6)	13,4	17,0	23,1	28,5	32,0	41,0	(18,0)	1,97
Бассейн р. Зеравшан										
район 7	—	7,3	8,3	9,0	9,6	10,6	12,0	16,0	23,4	0,80
район 8	—	(1,6)	(2,4)	(3,0)	(3,6)	(4,4)	(5,4)	8,8	15,5	0,70
Ферганская котловина										
район 10	(0,8)	(1,7)	(2,4)	2,8	3,3	4,2	5,2	7,9	10,9	0,46
район 13	(1,4)	(3,7)	7,2	14,8	18,3	20,2	(22,1)	(25,6)	(29,5)	1,29
Юго-западный склон хр. Каратау										
район 19	6,8	11,8	13,2	13,7	13,9	14,1	14,2	—	—	—
Бассейн р. Чу										
район 23	—	(2,0)	2,9	3,5	4,4	4,8	5,8	10,0	(13,7)	0,58
район 24	—	(2,6)	(3,6)	(4,3)	5,3	6,3	7,5	11,7	(18,5)	0,80
Бассейн оз. Иссык-Куль										
район 29	—	—	—	(0,3)	(0,6)	(1,0)	2,0	5,6	15,5	1,01[1]
район 32	—	—	—	(4,0)	(6,0)	(7,8)	10,0	18,5	(22,0)	1,20[1]
Бассейн р. Или										
район 26	—	—	—	(8,5)	11,2	14,7	18,5	24,6	(31,6)	1,54[1]
район 28	—	(0,7)	1,6	2,6	4,0	5,5	7,2	(11,2)	(12,0)	0,56

[1] Градиенты M_0 даны в диапазоне средних взвешенных высот водосборов 2000—3500 м.

[2] Границы районов и их местоположение можно найти в работе [32].

наибольшей для внутригорных районов Средней Азии, в особенности для замкнутых, окруженных высокими горами котловин, какой является бассейн озера Иссык-Куль.

Средние модули стока, равные 1 л/сек. км², в Средней Азии, как правило, встречаются при средних взвешенных высотах водосборов, превышающих 1000 м, причем в сухой западной части бассейна озера Иссык-Куль удельная водоносность 1 л/сек. км² имеет место при средних высотах водосборов, равных 2400 м. Только при очень благоприятных условиях увлажнения атмосферными осадками M_0, равные 1 л/сек. км², могут встречаться при средних взвешенных высотах, меньших 1000 м. К таким районам относятся, например, юго-западные склоны Чу—Илийских гор и хребта Каратау, южный склон Гиссарского хребта и северо-западная часть бассейна р. Чирчик.

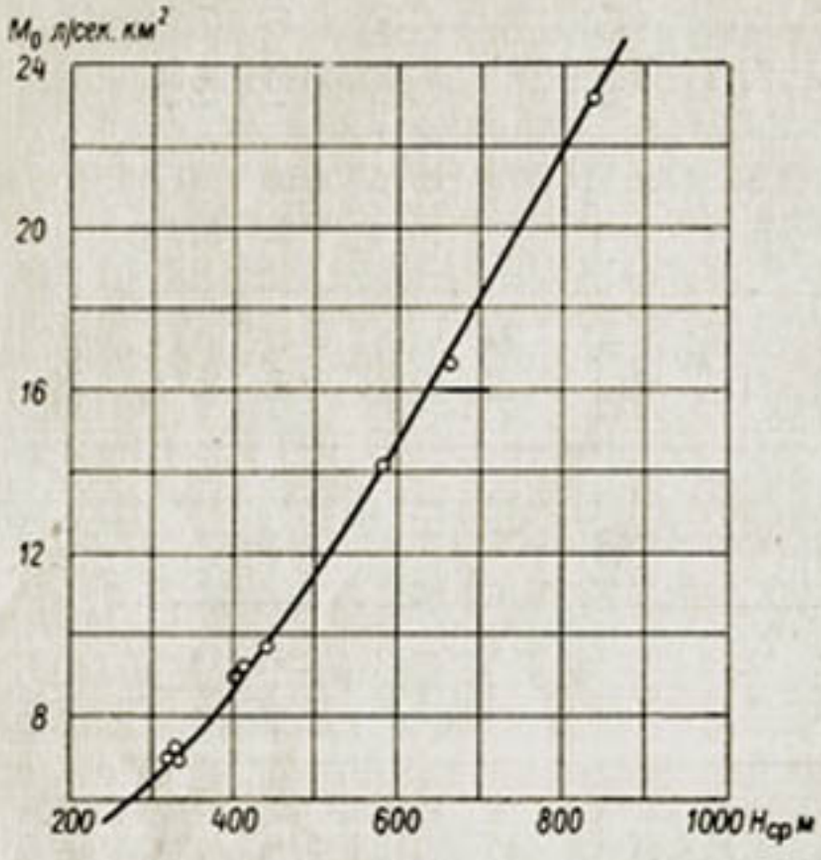


Рис. 22. Зависимость M_0 от $H_{ср}$ для западного склона Урала (бассейн р. Камы).

Средние модули стока 5 л/сек. км² наблюдаются при средних взвешенных высотах водосборов в пределах 800—3000 м. Низший предел относится к хребту Каратау ($H_{ср}$=800 м), а также к южному склону Гиссарского хребта ($H_{ср}$=900 м) в районе максимального увлажнения его атмосферными осадками; верхний — к западной части бассейна озера Иссык-Куль ($H_{ср}$=2950 м), к северному склону Туркестанского хребта в районе Ура-Тюбе (H=2900 м), к северному склону Алайского хребта ($H_{ср}$=2550 м) и т. д. Для сравнения укажем, что на западном склоне Уральского хребта в пределах бассейна Камы при средней высоте водосбора 800 м средний многолетний модуль стока (рис. 22), как и в бассейне Аара (Швейцарские Альпы), равен 22 л/сек. км² (см. рис. 16).

Приведенные цифры наглядно свидетельствуют о глубоком воздействии сухого климата равнин Средней Азии на гидрологические процессы, в частности на удельную водоносность. Градиенты средних модулей стока, определенные для диапазона средних взвешенных высот водосборов 1500—3500 м, колеблются в пределах 2,00—0,40 л/сек. км² на каждые 100 м. Наи-

большие значения градиентов относятся к районам с высоким увлажнением атмосферными осадками, или, что то же, с высокой удельной водоносностью. Так, градиенты, превышающие 1 л/сек. км², встречаются в бассейнах рек Сурхандарья, Кафирниган, Кашкадарья, в восточной части озера Иссык-Куль, на юго-западном склоне Ферганского хребта и западной части северного склона Заилийского Алатау. Наоборот, градиенты меньше 0,6 л/сек. км² имеют место на северном склоне Туркестанского и Алайского хребтов, в западной части северного склона Заилийского Алатау, т. е. в районах с низкой удельной водоносностью.

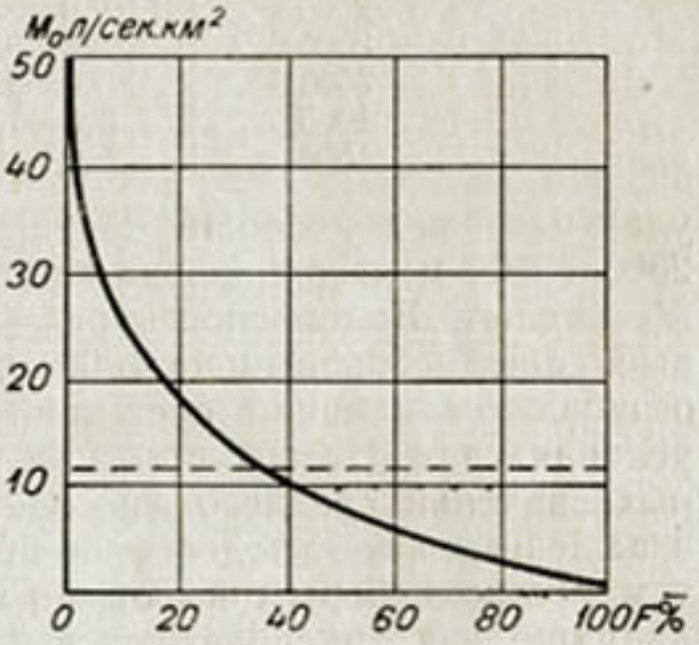


Рис. 23. Распределение (обеспеченность) средних модулей стока по территории горной области Средней Азии.

В целом изолинией $M_0 = 1$ л/сек. км² охватывается площадь 328 500 км² (см. рис. 21), свыше 40 л/сек. км² занято всего 1% этой площади, от 40 до 30 л/сек. км² — 4,3%, от 30 до 20 л/сек. км² — 11,2%, от 20 до 10 л/сек. км² — 27,2%, от 10 до 5 л/сек. км² — 22,4% и от 5 до 1 л/сек. км² — 33,9%. Средний модуль стока со всей площади равен 11,5 л/сек. км², что соответствует стоку 119×10^9 м³ за год. Более подробно распределение модулей стока по территории ($F = 328\,500$ км²) видно на рис. 23. Этот рисунок и приведенные выше цифры показывают, что наиболее распространены модули стока от 1 до 5 л/сек. км², затем от 10 до 20 л/сек. км² и, наконец, от 5 до 10 л/сек. км². На их долю приходится 83,5% всей площади. Модули стока свыше 20 л/сек. км² охватывают всего 15,5% площади.

Заканчивая рассмотрение распределения водоносности на территории горной области Средней Азии, следует остановиться на вопросе о предельных значениях модулей стока на различных высотах.

На основе имеющихся данных для различных средних взвешенных высот водосборов рек Средней Азии установлены следующие предельные значения средних модулей стока (табл. 11) [1].

Приведенные числа позволяют сделать ряд интересных выводов. Прежде всего можно констатировать, что наибольшая

[1] В таблице не учтены M_0 водосборов, для которых совпадение поверхностного и подземного водоразделов вызывало сомнения (Сукоксай, Курортная и т. п.) или данные по которым мало надежны (Камангарансай, Миранкульсай, Сазагансай и т. п.).

Таблица 11

$H_{ср}$ м	M_0 л/сек. км²	Приращение максимальных значений M_0 при подъеме на 100 м, л/сек. км²
1000	0,5—11,0	
1500	0,5—22,5	2,30
2000	0,5—29,0	1,30
2500	1,0—33,0	0,80
3000	1,5—35,0	0,40
3500	3,0—32,5	—0,50
4000	5,5—23,0	—1,90
4500	8,0—14,0	—1,80

удельная водоносность была зарегистрирована на высотах 2500—3500 м; с дальнейшим ростом высот водосборов значения M_0 падают. Водоносность рек, имеющих среднюю взвешенную высоту водосборов ниже 1000 м, ничтожна, что свидетельствует о глубоком влиянии пустынного климата на гидрологические условия края. Постоянство или незначительный рост минимальных значений среднего многолетнего модуля стока до средних взвешенных высот водосборов 3000 м объясняется, по-видимому, тем, что водосборы с высотами ниже 3000 м и незначительными M_0 чаще всего располагаются в глубине горных систем и слабо доступны влажным воздушным массам. На высотах, бóльших 3000 м, наблюдается более интенсивный рост минимальных значений M_0, вызванный, вероятно, тем, что водосборы с высотами более 3000 м в самых высоких точках возвышаются над хребтами, закрывающими доступ влагоносным массам воздуха. В средней же высотной зоне хребты громоздятся на больших площадях приблизительно на одинаковой высоте, закрывая друг друга.

Дальнейшие гидрологические наблюдения могут изменить приведенные пределы M_0 и интервалы высот, на которых наблюдаются наивысшие и наинизшие значения средних модулей стока, но вряд ли принципиально изменят высказанные выше положения.

Все сказанное в этой главе не относится к частям водосборов, ограниченных створами, примыкающими непосредственно к концам ледников, так как последние, занимая небольшие площади, могут давать (особенно при низких отметках концов языков ледников) чрезвычайно высокий сток с единицы площади (см. главу II).

Интересно сопоставить удельную водоносность рек Средней Азии и других горных районов СССР, а также некоторых горных стран земного шара.

По данным Б. Д. Зайкова [13, 16], на Уральском хребте только на участке между 58 и 68° с. ш. модули стока достигают

10—15 л/сек. км², а в бассейне р. Вишеры — даже 25 л/сек. км² и несколько выше. Наибольшие модули стока на хребтах Сихотэ-Алинь и Буреинском достигают 15 л/сек. км² и даже несколько превышают названное число. Алтай и Саяны характеризуются преобладанием модулей стока от 10 до 15 л/сек. км². Наивысшие модули стока, которые достигают, а иногда и превышают 25 л/сек. км², имеют место на наиболее увлажненных северных и западных отрогах Алтая, на Катунских Белках и северо-западном склоне Западных Саян. На западном склоне наиболее высокой южной части Кузнецкого Алатау модули стока достигают и даже несколько превышают 50 л/сек. км². В южной, самой высокой, части Крымского полуострова на весьма ограниченных площадях средние модули повышаются до 25 л/сек. км² и несколько более. На Кавказе наибольшей многоводностью отличается юго-западный, обращенный к Черному морю склон Большого Кавказа.

Здесь средние модули колеблются в пределах 25—75 л/сек. км², достигая 100 л/сек. км². На северо-восточном склоне Большого Кавказа наибольшие модули стока даже в верховьях рек не превышают 25—50 л/сек. км². В пределах Малого Кавказа наиболее высокие модули достигают 15 л/сек. км² и даже несколько превышают эту величину.

Горные системы Альп и Пиренеев имеют модули стока, превышающие 75 л/сек. км². Правда, площади, имеющие такие высокие модули стока, очень ограничены, но модули стока от 25 до 75 л/сек. км² распространены весьма широко. Средние модули стока в прибрежных районах Скандинавского полуострова, расположенных на так называемых больших путях циклонов, достигают величин порядка 100—200 л/сек. км² и являются максимальными в Европе [14].

В западной горной области Северной Америки модули стока достигают значений 100—160 л/сек. км². В Южной Америке на тихоокеанском склоне Кордильер удельная водоносность рек в единичных случаях может достигать почти 100 л/сек. км².

В Азии (на южном склоне Гималаев, полуострове Индостан, в Японии, на Филиппинских островах и на островах Зондского архипелага) модули стока нередко превышают 50 л/сек. км² [19].

В среднем модуль стока горной области Средней Азии равен 6,5 л/сек. км², а если исключить бассейн р. Атрек и бессточные реки Туркмении, отличающиеся ничтожной водоносностью, — 8,8 л/сек. км². В последнем случае удельная водоносность горной области Средней Азии оказывается несколько больше водоносности всей Европы, модуль стока которой, по расчетам Б. Д. Зайкова, составляет 8,4 л/сек. км², и существенно выше водоносности всей территории СССР и Восточной и Средней Европы, имеющих M_0 соответственно 6,0; 6,0 и 5,2 л/сек. км² [14, 15].

Сопоставляя приведенные данные, можно видеть, что даже в окружении пустынь горы являются мощными аккумуляторами атмосферной влаги и в состоянии питать крупные водоносные реки.

Многолетние изменения водоносности

При наличии односторонних прогрессивных изменений водоносности, в том числе вызванных хозяйственной деятельностью человека, или при колебаниях стока в течение значительных по протяженности периодов, превышающих продолжительность наблюдений за стоком, средние его значения, выведенные из имеющихся данных (обычно не свыше чем за 40—50 лет), теряют физический смысл. Поэтому вопрос о характере колебаний водоносности приобретает исключительный интерес. Остановимся сначала на колебаниях стока, обусловленных естественными причинами. Нет никакого сомнения, что за геологическое время климат, а следовательно, и водоносность рек претерпевали большие изменения. Если даже исключить колебания климата в масштабе земного шара, то одни поднятия и опускания гор в Средней Азии не могли не изменять обводненность территории. По-видимому, можно говорить и о наличии каких-то многовековых циклов колебаний обводненности, в частности о наличии 1800—1900-летнего ритма, пропагандируемого А. В. Шнитниковым [29]. Последний вопрос, однако, чрезвычайно сложен и не может здесь рассматриваться. Укажем только, что и в настоящее время еще можно встретить сторонников и противников взгляда о постепенном усыхании Средней и Центральной Азии [1, 2, 7, 8, 11, 21, 22, 23, 24, 35].

Рассмотрим колебания стока рек за отрезки времени, необходимые для инженерных расчетов, т. е. за периоды в десятки лет, а в некоторых случаях и до 100—200 лет. В частности, рассмотрим, насколько был характерен период с 1933 по 1958 г., за который имеются данные по большому числу створов и который принят автором за основу в дальнейшем. При таком ограниченном рассмотрении вопроса о колебаниях водоносности рек можно уже воспользоваться данными фактических наблюдений за климатом и стоком. За указанные отрезки времени, как это признается большинством гидрологов, можно говорить о колебаниях годового стока около средних его значений[1] при наличии в ряде случаев неправильной цикличности, такой, например, которая была обнаружена Шнитниковым [29] на территории Западной Сибири и Северного Казахстана за 200 с лишним лет. Согласно его данным, «циклы длиннее 45—47 лет и короче

[1] Точнее, промежутки времени в несколько десятков лет недостаточны для накопления изменений, которые требуется специально учитывать при проектировании гидротехнических сооружений.

20 лет не имели места; при этом 20-летний цикл явился исключением и распространен не повсеместно; преобладающими же наименьшими являются циклы продолжительностью около 30 лет» [29]. Практическая приемлемость положения об относительной устойчивости водности за сравнительно короткие отрезки времени (десятки и до двух сотен лет) подтверждается, например, восстановленными за 1300 лет уровнями Нила у острова Рода [36], почти 150-летними наблюдениями за расходами

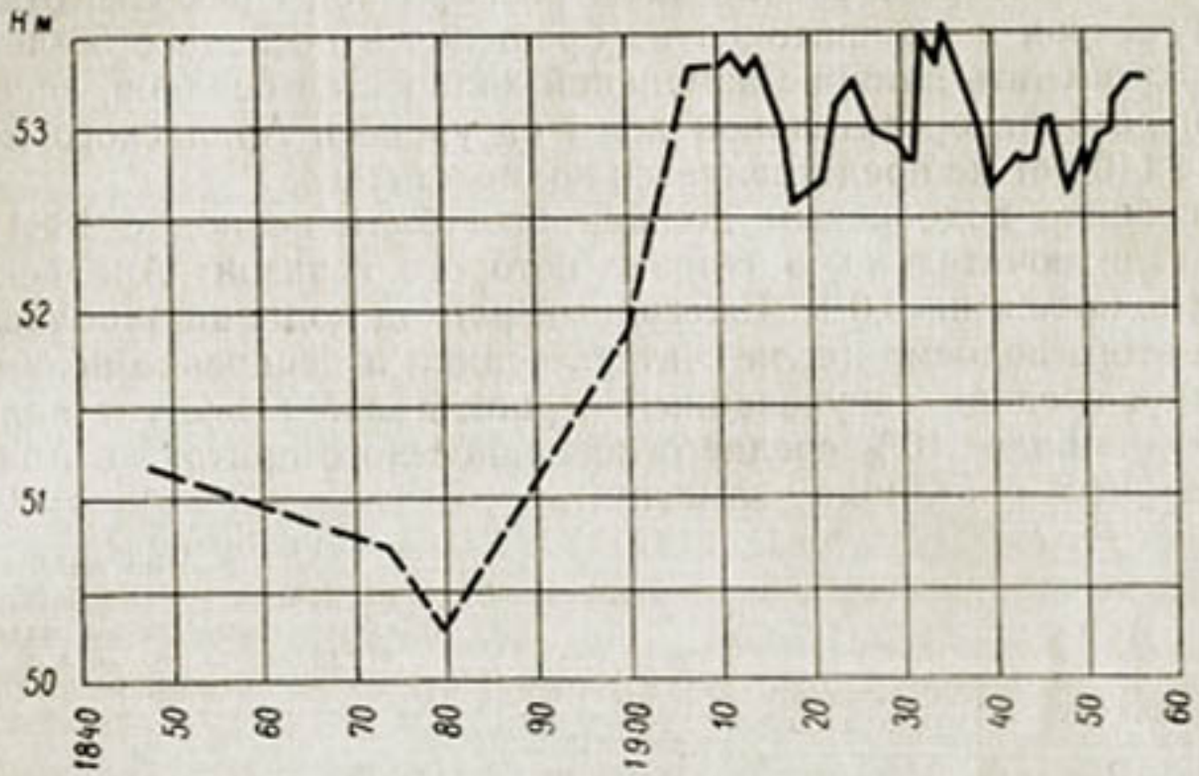


Рис. 24. Колебания средних годовых уровней Аральского моря.

рек Рейна и Немана, интересными работами Дугласа и его продолжателей над срезами деревьев [34, 37, 41] и т. п. Для суждения по этому вопросу конкретно для условий Средней Азии объектом, обладающим наиболее продолжительными наблюдениями, является уровень Аральского моря. Весьма приближенные сведения о его колебаниях имеются с 1847—1848 г. и надежные — с 1911 г.

Данные о колебаниях уровня Аральского моря с 1847—1848 по 1950 г. рассмотрены Б. Д. Зайковым [16], за последующие годы они были дополнены автором. Таким образом, сведения об уровнях Аральского моря имеются за 110 лет (рис. 24). Если исходить из анализа колебаний уровня этого моря, то можно сделать заключение, что наши наблюдения за расходами рек (в лучшем случае с 1911 г.) охватывают период с несколько повышенной водоносностью, так как приблизительно с 1908 г. горизонт Аральского моря стоит очень высоко. Дополнительный расход воды на испарение для поддержания уровня моря на среднем горизонте периода 1908—1957 гг. по сравнению со средним уровнем за весь период наблюдений можно оценить в 2—

2,5% среднего притока в Аральское море. Указанная величина дополнительных потерь воды на испарение с поверхности озера получена исходя из предположения, что в эти периоды величины осадков, выпадающих на поверхность озера, и испарения были одинаковыми (приблизительно одинаковым должен был оставаться и водный баланс дельт Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи). Это предположение в какой-то степени не соответствует действительности. Кроме того, по-видимому, нельзя совершенно не считаться с некоторым увеличением разбора воды рек Сыр-Дарья и Аму-Дарья и их притоков на орошение в последнее 50-летие. Однако оценить влияние изменений количества осадков, испарения и разбора оросительной воды на уровень Аральского моря за все 110 лет не представляется возможным.

Особенно водоносным должен был быть период с 1881 по 1907 г. включительно, в течение которого горизонт Аральского моря поднялся на 3,0 м. Ежегодный расход воды на заполнение ложа этого водоема (если считать осадки и испарение неизменными) в среднем за указанный период должен был составлять несколько более 10% среднего поверхностного притока в Аральское море, т. е. величину заметную.

Таблица 12

Пункт	Период наблюдений	Среднее годовое количество осадков за весь период наблюдений, мм	Отклонение годовых сумм осадков от средних за весь период наблюдений, %	
			до 1908 г.	после 1908 г.
Ташкент	1877—1958	373	—4,3	+3,0
Самарканд	1881—1958	323	+4,0	—2,2
Фергана	1881—1958	168	—0,6	+0,6
Андижан	1901—1958	240	—	—1,2
Нарын	1886—1958	279	+1,8	—0,7
Алма-Ата	1879—1958	563	+4,4	—3,0

Такой вывод, однако, не подтверждается данными наблюдений за осадками в пунктах с длительным рядом наблюдений. Действительно, как это видно из табл. 12, количество осадков за период до 1908 г. в Ташкенте было даже ниже, чем среднее за весь период наблюдений, в Фергане приблизительно одинаково и лишь в Самарканде, Нарыне и Алма-Ате на 1,8—4,4% выше среднего количества.

Интенсивность испарения с поверхности озера с 1877—1886 г. до 1908 г. и после него, когда уровень Аральского моря стоял высоко, не могла сколько-нибудь существенно различаться. В пользу этого предположения говорят температуры воздуха, подсчитанные за те же периоды, что и осадки (табл. 13). Действительно, за период до 1908 г. и после него температуры воз-

Таблица 13

Пункт	Период наблюдений	Средняя годовая температура воздуха за весь период наблюдений, град.	Отклонение средних годовых температур от средних за весь период наблюдений, град.	
			до 1908 г.	после 1908 г.
Ташкент	1877—1958	13,4	—0,1	0
Самарканд . . .	1881—1958	13,3	+0,3	—0,2
Фергана	1881—1958	12,8	0,0	—0,1
Андижан . . .	1901—1958	13,2	—	+0,1
Нарын	1886—1958	2,5	—0,1	+0,1
Алма-Ата . . .	1879—1958	8,2	—1,0	+0,5

духа незначительно отличались друг от друга, за исключением Алма-Аты, где за первый период температура воздуха была на 1° ниже средней за все время наблюдений, а за второй — на 0,5° выше. На остальных метеостанциях эти отклонения, за исключением Самарканда, не превышали 0,1°, а в Самарканде температура воздуха до 1908 г. была даже на 0,3° выше средней многолетней. Заметим, что повышение или понижение средней годовой температуры воздуха на 1° может увеличить или уменьшить испарение с поверхности озера максимально на 80 мм, и, таким образом, если даже принять, что снижение температуры в районе Аральского моря в период 1881—1907 гг. было равным зарегистрированному в г. Алма-Ате, то и тогда снижение испарения за названный период могло поднять уровень Арала немногим более чем на 2 м.

Из всего сказанного выше следует:

1. Либо сведения об уровне Аральского моря до 1911 г. не являются достоверными, что вполне возможно, так как они получены путем сравнения карт Аральского моря, а после установления репера на берегу озера (в 1884 г.) — путем наблюдений различных лиц, посещавших озеро от случая к случаю.

2. Либо приведенные метеорологические станции не являются характерными для оценки запасов снега в горах, которыми в основном определяется водоносность рек Средней Азии.

Какое из этих предположений соответствует действительности — решить в настоящее время трудно. Однако учитывая, что еще в двадцатых годах Л. К. Давыдов [10] получил вполне приемлемые зависимости между водоносностью ряда рек Средней Азии, в том числе и таких крупных, как Аму-Дарья, Сыр-Дарья, Нарын, Чирчик, Зеравшан, и количеством атмосферных осадков по малому количеству равнинных станций, можно думать, что первое предположение более вероятно. Чтобы не быть понятым неправильно, следует подчеркнуть, что автор не ставит

под сомнение низкое стояние уровня Арала в середине и конце XIX столетия, а только подвергает сомнению возможность столь низкого стояния уровня моря. Другими словами, автор считает, что амплитуда колебаний уровня Аральского моря не могла достигнуть (а тем более превышать) 3 м и, следовательно, период до 1880 г. не был столь маловодным, а период 1880—1908 гг. столь многоводным, как это получается исходя из анализа колебаний уровня Аральского моря. Если даже предположить, что

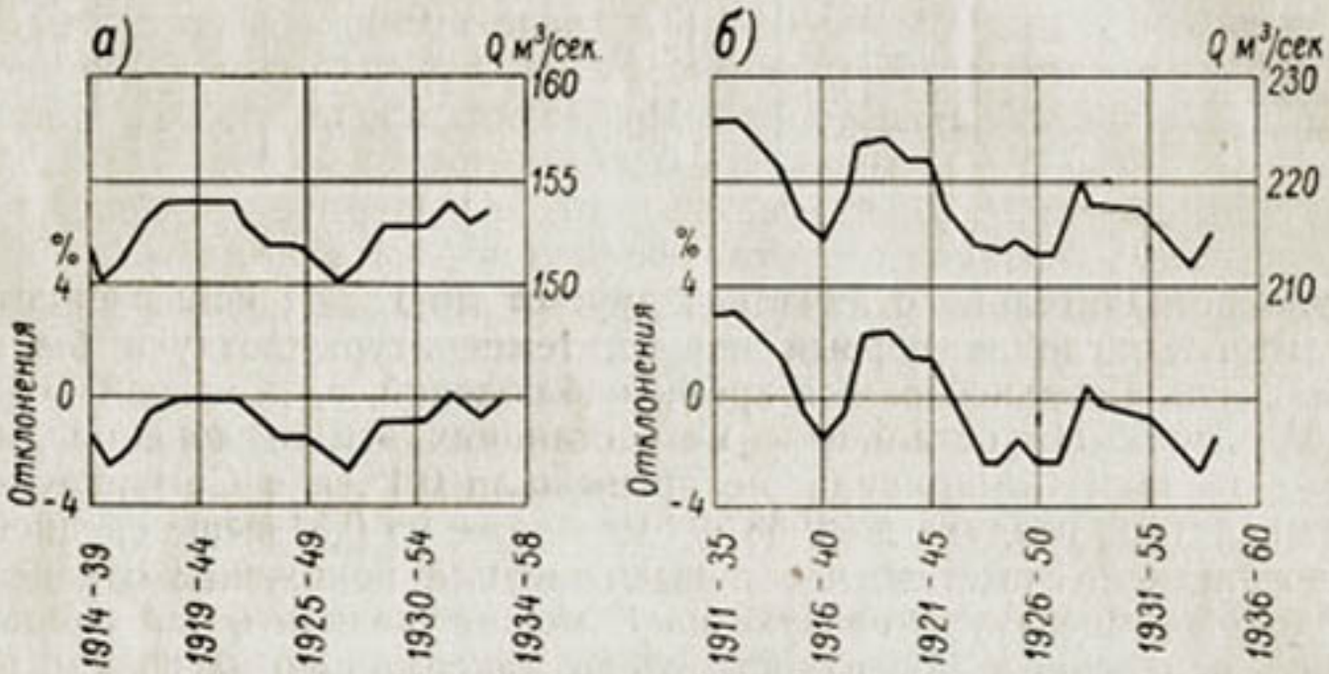


Рис. 25. Средние расходы воды по скользящим 25-летиям и отклонение их от среднего расхода за весь период наблюдений.
а — р. Зеравшан — ст. Дупули, *б* — р. Чирчик — ст. Ходжикент.

амплитуда колебаний Аральского моря установлена правильно, то и тогда водоносность периода 1880—1908 гг. вряд ли была более чем на 10% выше водоносности последующего периода.

Не останавливаясь больше на этом вопросе, ограничимся констатацией бесспорного факта, что на протяжении последних 50 лет водоносность рек Средней Азии колебалась около среднего значения стока, поэтому имеющиеся данные наблюдений за расходами рек Средней Азии, в большинстве своем начатые с тридцатых годов, могут считаться близкими к средним, во всяком случае за 50 лет. Более того, любой 25-летний период внутри этих 50 лет может дать величину стока, весьма близкую к средней за 50 лет. Сказанное хорошо подтверждается рис. 25, на котором приведены средние расходы рек Зеравшан и Чирчик[1] по скользящим 25-летиям и отклонения их от среднего расхода

[1] Длительный ряд наблюдений имеется и на р. Сыр-Дарье в створе Запорожской станции (г. Беговат), но развитие орошения в Ферганской долине не позволяет считать изменения стока на этой станции обусловленными только естественными причинами.

за все годы наблюдений. О характерности, в частности, периода 1933—1958 гг. для оценки средних значений стока, по крайней мере за отрезок времени 50 лет, наглядно свидетельствует тот же рис. 25. На рисунке видно, что во всяком случае для рек ледниково-снегового и снегово-ледникового типа питания (см. главу V) средние за 1933—1958 гг. расходы воды отличаются от средних за весь период наблюдений не более чем на 2—3%, а для рек Зеравшан и Нарын — менее чем на 1%. Даже

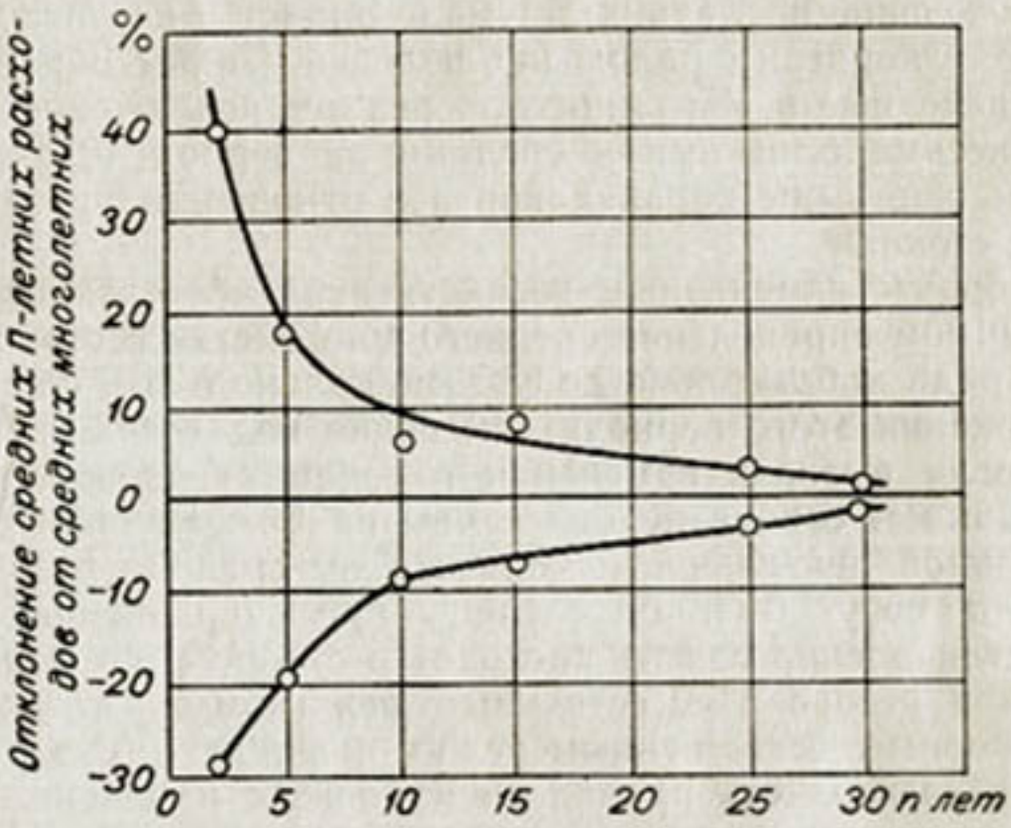


Рис. 26. Зависимость наибольших ошибок (%) в подсчете средних многолетних расходов воды от продолжительности наблюдений (*n* лет).

средние за 10 лет расходы воды для рек того же типа питания в большинстве случаев будут отличаться от средних за 40—50 лет не более чем на 10%, за 5-летия — не более чем на 20%, за 15-летия — не более чем на 8% и т. д. (рис. 26).

Из всего сказанного видно, что средние расходы воды, выведенные за период 1933—1958 гг., могут считаться близкими к средним за 50-летний период, поэтому указанные средние расходы не приводились к более длинному периоду, тем более что опыт такого удлинения различными методами показал, что поправки к средним за 1933—1958 гг. в подавляющем большинстве случаев не превышают ±5%. Вследствие этого при рассмотрении закономерностей в распределении характеристик речного стока по территории Средней Азии здесь и в дальнейшем принят период 1933—1958 гг. Таким образом исключается влияние случайных отклонений, вызванных различным периодом

наблюдений в отдельных створах. Перерывы в наблюдениях внутри 1933—1958 гг. по возможности были восстановлены.

Интересно сопоставить средние многолетние расходы воды, приведенные в «Указаниях к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии» [27] (преимущественно за 1933—1952 гг.), с таковыми за период 1933—1958 гг. Как и следовало ожидать, для створов с длительным рядом наблюдений включение дополнительных шести лет весьма мало сказывается на величине среднего стока (в большинстве случаев менее 1—2%). Часто включение последних лет мало влияет и на расходы воды в створах с коротким рядом наблюдений. Таким образом, данные, приведенные в Указаниях, за редким исключением, можно считать весьма близкими к средним за период 1933—1958 гг. Все сказанное выше справедливо и в отношении других характеристик стока.

В створах с измененным хозяйственной деятельностью человека режимом определение среднего многолетнего стока, исходя из всего ряда наблюдений, допустимо только в том случае, если на протяжении этого периода изменения водохозяйственных условий могли вызвать изменения в средних годовых расходах воды в данном створе не более чем на 5%. Размеры влияния хозяйственной деятельности человека на средние годовые расходы воды могут быть определены путем сравнения (в частности, установления связи) расходов в створе с измененным режимом и в створе с естественным режимом на той же реке. Часто створом с естественным режимом является створ при выходе реки из гор. Как правило, в створах с измененным режимом можно говорить только о нормах стока на данной ступени развития водохозяйственных мероприятий. Для получения этих норм необходимо имеющийся ряд наблюдений привести к естественному режиму и затем ввести в него поправки, соответствующие данному уровню развития водохозяйственных мероприятий. Наиболее обоснованные поправки могут быть получены при помощи уравнений водного баланса равнинной части бассейна от створа с естественным режимом до рассматриваемого створа, составленных для периодов до и после осуществления водохозяйственных мероприятий. Однако уравнение водного баланса можно составить в настоящее время в весьма редких случаях из-за отсутствия надежных данных по транспирации растительности, в первую очередь дикой, при разном залегании уровня грунтовых вод, их минерализации и т. п., а также из-за невозможности, за редким исключением, точно учесть приток подземных вод из горной области бассейна и учесть изменения запасов грунтовых вод в равнинной части бассейна. Затронутые здесь вопросы чрезвычайно сложны и составляют предмет гидрологии орошаемых территорий, которая только начинает развиваться и поэтому не может рассматриваться в этой книге.

КОЛЕБАНИЯ ГОДОВОГО СТОКА РЕК

Факторы, обусловливающие колебания годового стока

Уравнение водного баланса для годового периода, как известно, осложняется появлением дополнительного члена, учитывающего изменения запасов влаги в бассейне. Таким образом, для годового отрезка времени уравнение водного баланса будет иметь вид

$$y = x - z \pm u,$$

где u — изменение запасов влаги в бассейне. Напомним, что этот вид уравнения водного баланса соответствует только водосборам, полностью дренирующим подземные воды, у которых совпадают поверхностный и подземный водоразделы. Несоблюдение этих условий, в особенности при небольшой площади водосбора, может привести к весьма большим ошибкам.

Прекрасным примером влияния подземного притока на водный баланс бассейна может явиться водосбор Сукоксая (бассейн р. Чирчик), площадь которого равна 11,2 км², а средняя взвешенная высота составляет 1785 м. Средний слой осадков на водосборе Сукоксая, по данным довольно густой сети дождемеров, может быть определен в 902 мм (планиметрированием карты изогиет); средний же слой стока, согласно наблюдениям, составляет 1323 мм, т. е. превышает на 421 мм слой осадков.

Что касается изменений запасов влаги в бассейне, то они слагаются из следующих величин:

а) изменений запасов воды в открытых водоемах (В);
б) изменений запасов снега и льда (С);
в) изменений запасов воды в зоне аэрации (А);
г) изменений запасов подземных вод (П).

Таким образом, уравнение водного баланса для годового периода может быть переписано в следующем виде:

$$y = x - z \pm (\text{В} + \text{С} + \text{А} + \text{П}).$$

При соответствующем выборе начала года влияние изменений запасов в открытых водоемах и в зоне аэрации можно свести к минимуму, что позволяет в дальнейшем их не рассматривать. Следовательно, уравнение водного баланса можно переписать так:

$$y = x - z \pm (\text{С} + \text{П}).$$

Отсюда следует, что сток рек какого-либо года зависит от годовой суммы осадков, от потерь на испарение и процессов накоп-

ления или расходования влаги в вечных снегах и ледниках и в верхних слоях земной коры.

Вследствие уменьшения испарения (начиная с определенной высоты) и повышения количества осадков роль члена z в уравнении водного баланса резко снижается с подъемом в горы и все большее и большее значение приобретает компонент x [3, 4, 17].

Нужно иметь в виду, что в условиях горной области Средней Азии колебания годового стока из года в год обусловливаются в основном колебаниями не всей годовой суммы осадков, а только части ее, аккумулированной в твердом виде, так как коэффициент стока талых вод во много раз превышает коэффициент стока жидких осадков. Совершенно очевидно, что с увеличением высоты водосбора [1] зависимость колебаний годового стока от годовых сумм осадков становится все более тесной в связи с тем, что на больших высотах подавляющая часть осадков выпадает в твердом виде, а на высотах, превышающих в среднем 4500 м, возможно выпадение только твердых осадков в течение всего года.

Роль изменений запасов вечных снегов и льда (С) в уравнении водного баланса различна в зависимости от высоты водосбора. Она сводится к нулю в низких водосборах, где питание рек осуществляется в основном за счет таяния сезонных снегов. Уравнение водного баланса для таких водосборов приобретает наиболее простой вид

$$y = x - z \pm \Pi.$$

Наоборот, у рек с высоко расположенными водосборами, в которых широкое развитие получают вечные снега и ледники, изменения запасов воды существенно влияют на колебания годового стока, и это влияние тем больше, чем большее развитие в их водосборах получают вечные снега и оледенение.

Высоко расположенные области питания таких водосборов служат мощными аккумуляторами влаги и выступают в роли естественных регуляторов годового стока рек. В годы с маломощным снежным покровом таяние вечных снегов, многолетних снежников и ледников несколько пополняет сток рек; наоборот, в многоснежные годы часть выпавших осадков идет на пополнение израсходованных запасов вечного снега и льда. Чрезвычайно важно то, что расходование вечных снегов, многолетних снежников и льда отличается большей устойчивостью, так как определяется только температурными условиями и радиацией в период таяния, которые из года в год подвержены сравнительно незначительным изменениям (см. ниже). Кроме того,

---

[1] В случаях когда бо́льшая часть водосбора расположена выше климатической снеговой линии, зависимость стока от осадков может отсутствовать.

как подметил М. Н. Большаков [1], колебания ледникового и сезонного снегового питания имеют тенденцию к асинхронности.

Неудивительно поэтому, что, например, р. Зеравшан, в водосборе которой высоты, превышающие 3500 м, занимают большие площади, в силу чего значительно распространены вечные снега и ледники, в катастрофически маловодный 1917 г. дала сток, отклоняющийся от нормы только на 10%. В то же время на р. Чирчик, питающейся главным образом сезонными снегами и сезонными снежниками, годовой сток был меньше среднего многолетнего уже на 40%. Еще больше отклонялся от нормы сток рек снегового и снегово-дождевого питания.

Питание подземных вод (П) в горной области Средней Азии в первую очередь определяется количеством осадков, аккумулированных в твердом виде за предпаводочный период, и так как подземные воды в горных районах отличаются повышенными скоростями течения, то они сравнительно быстро вовлекаются в обмен между поверхностным и подземным стоком.

Весьма важным для выяснения условий формирования стока горных рек является вопрос о том, насколько быстро расходуются (стекают в русла рек) поступившие в данном году запасы подземных вод. Представляется довольно очевидным, что пополнение подземного стока происходит почти одновременно с поступлением на поверхность водосбора талых вод (в меньшей степени дождевых), но расходование их может происходить спустя весьма различное время. Если из подземных вод, запасы которых пополнялись талыми водами данного года, расходуется в этом же году только небольшая часть, а остальные запасы расходуются в следующие годы, то вполне понятно, что связь между количеством аккумулированных за зиму твердых осадков (в виде сезонного снега) и стоком реки в данном году (а тем более в последующие годы) будет слабой. Если же основная часть пополнения запасов подземных вод, происшедшего в рассматриваемом году, будет израсходована в этом же году, то должна иметься довольно тесная связь между запасами сезонного снега к началу снеготаяния и стоком реки в данном году.

Анализ материалов по осадкам и стоку, многолетний опыт составления сезонных гидрологических прогнозов, а также исследования различных авторов (например, Л. К. Давыдова, Э. М. Ольдекопа и др.) показывают, что для подавляющего большинства горных рек Средней Азии имеются довольно тесные зависимости между стоком реки в летний период и количеством осадков в предшествующую зиму в бассейне рассматриваемой реки. Из этого следует, что основная часть подземного стока, пополняемого талыми водами, расходуется в течение нескольких месяцев. Это обстоятельство позволяет принимать, что, рассматривая годовой сток, поступление и расходование подземных вод можно считать происходящими в общем параллельно колебаниям

атмосферных осадков или, точнее, колебаниям водности снежного покрова к началу снеготаяния, поскольку жидкие осадки, как уже указывалось, расходуются в основном на разного рода испарение. Этот момент усиливает степень влияния осадков на сток рек в горных районах по сравнению с равнинными. Отсюда же следует, что за многоводным половодьем обычно следует многоводная же межень, как это уже отмечалось рядом исследователей (например, Л. К. Давыдовым [2]).

Итак, на основании анализа уравнения водного баланса можно прийти к следующим выводам:

1) колебания потерь на испарение в условиях горной области Средней Азии, за исключением нижней зоны гор, малы по сравнению с колебаниями атмосферных осадков;

2) расходование запасов вечных снегов, многолетних снежников и ледников из года в год подвержено сравнительно незначительным колебаниям и имеет тенденцию быть асинхронным с колебаниями сезонно-снегового стока;

3) пополнение и расходование запасов подземных вод обычно происходят параллельно колебаниям атмосферных осадков.

Отсюда неизбежно следует вывод, что колебания годового стока в условиях Средней Азии зависят главным образом от колебаний атмосферных осадков, в первую очередь от колебаний запасов воды в снеге к моменту начала интенсивного снеготаяния.

Первенствующая роль водности снежного покрова или атмосферных осадков в колебаниях годового стока рек Средней Азии была доказана еще Ольдекопом, Давыдовым [2, 12, 13] и другими и подтверждена многолетней практикой гидрологических прогнозов.

Чтобы более детально разобраться в вопросе о влиянии физико-географических факторов на колебания годового стока, подойдем к этому вопросу несколько под другим углом зрения.

Годовой сток рек Средней Азии ввиду незначительности дождевого питания складывается:

1) из стока, образующегося в результате таяния сезонных снегов и снежников;

2) из стока, формируемого таянием вечных снегов, многолетних снежников и ледников;

3) из питания за счет расходования подземных вод.

Колебание этих категорий стока и обусловливает колебания годовых объемов воды.

Величина стока, образующегося за счет таяния сезонных снегов, определяется из уравнения

$$y_т = (h_т + x_т) - z_т - П_т,$$

где $y_т$ — сток талых снеговых вод; $h_т$ — запасы воды в снеге к на-

чалу интенсивного снеготаяния; $x_т$ — количество воды в снеге, выпавшем за период снеготаяния; $z_т$ — потери талых снеговых вод на различного рода испарение; $П_т$ — потери тех же вод на пополнение запасов подземных вод.

Аналогичное уравнение для стока, образующегося за счет таяния вечных снегов и ледников, имеет вид

$$y_л = (h_л + x_т) - z_л - П_л,$$

где $y_л$ — сток талых ледниковых вод (включая и талые воды от таяния вечных снегов и многолетних снежников), $h_л$ — количество стаявшего за период таяния льда и снега в слое воды, $z_л$ — потери талых ледниковых вод на испарение, $П_л$ — потери их на пополнение запасов подземных вод.

Наконец, величина подземного питания определяется уравнением

$$y_п = П_т + П_л - z_п \pm u_п,$$

где $П_т$ — объем профильтровавшихся талых снеговых вод, $П_л$ — то же ледниковых вод и вод от таяния вечных снегов, $z_п$ — потери подземного стока на испарение, $u_п$ — пополнение и расходование запасов подземных вод. Сток, образующийся за счет сезонных снегов, подвержен наибольшим колебаниям, так как он в первую очередь зависит от запасов воды в снежном покрове к моменту снеготаяния ($h_т$), которые из года в год изменяются очень значительно (см. ниже). Кроме того, в период таяния снежного покрова тепловой баланс, или, упрощая, термический режим, крайне изменчив, что определяет вариантность интенсивности снеготаяния, а следовательно, и изменчивость как временных ($П_т$), так и безвозвратных потерь ($z_т$).

Роль $x_т$ сравнительно невелика, так как выпадающие в период снеготаяния осадки обычно значительно меньше слоя стаивания. Так, например, на леднике Федченко количество осадков, выпадающих в период снеготаяния, в $^2/_3$ годов не превышает 20% стаявшего снега, снижаясь в отдельные годы до 3% и очень редко повышаясь до 88%. В Сарыташе выпадающие осадки колеблются от 1 до 15%, в Алтынмазаре — от 3 до 75% (в $^3/_4$ годов $\leqslant 25\%$), в долине р. Пскем, являющейся исключением, — от 10 до 61%, причем в большинстве лет $>50\%$, в долине р. Чаткал — от 9 до 15%. Таким образом, за исключением долины р. Пскем, кроме редких лет, количество выпадающих в период снеготаяния осадков не превышает 20—25% слоя стаявшего снега.

Вполне понятно поэтому, что в условиях Средней Азии наблюдается тесная связь между водностью снежного покрова на водосборах и водоносностью рек, которая используется для целей гидрологических прогнозов. Надо при этом помнить, что связи устанавливаются с водностью снежного покрова не к моменту снеготаяния, который наступает неодновременно в раз-

личных высотных зонах, а на какую-нибудь определенную дату. Кроме того, снегосъемками не охватываются высокогорные зоны. Несмотря на это, связи в большинстве случаев получаются достаточно тесными.

Действительно, например, И. Молоснов для р. Гавасай установил связь между средними расходами воды за вегетационный

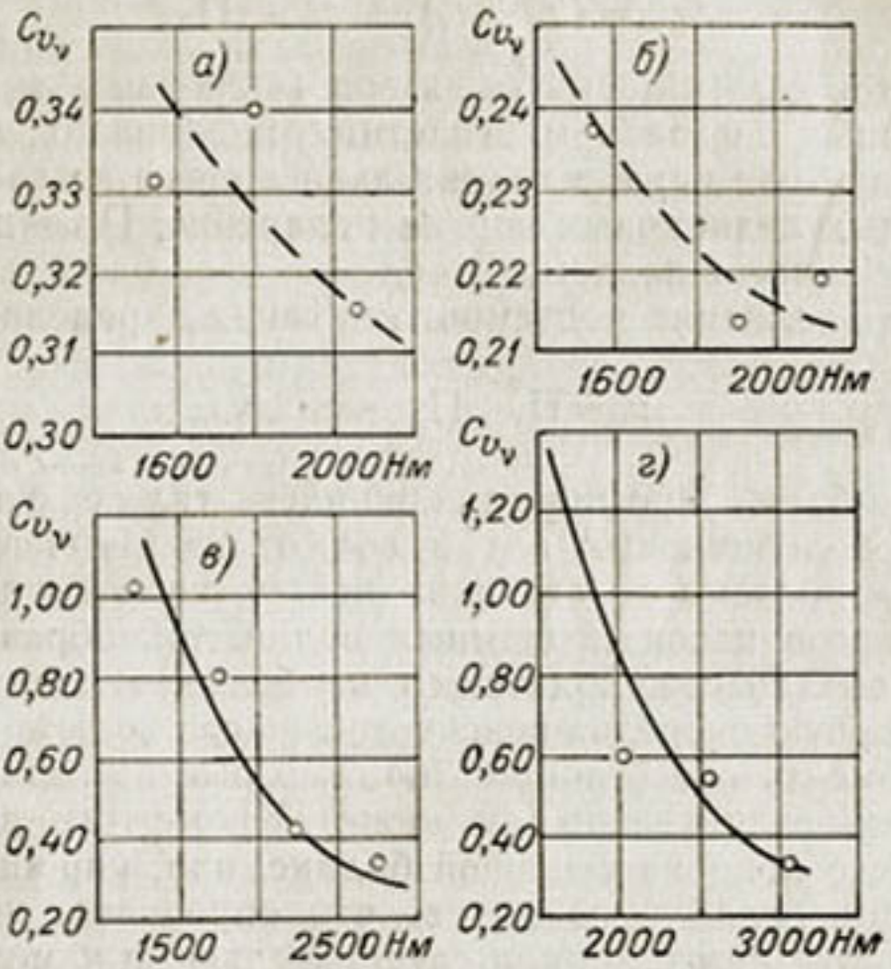


Рис. 27. Зависимость изменчивости водности снежного покрова (Cv_v) от высоты местности (H).
а — р. Чаткал, *б* — Падшаата, *в* — р. Карадарья, *г* — Исфайрам.

период (y_{IV-IX}) и водностью снежного покрова v в виде

$$y_{IV-IX} = 1{,}36v + 24{,}68,$$

при этом коэффициент корреляции оказался равным $r = 0{,}84 \pm \pm 0{,}07$. Еще более тесной ($r = 0{,}90 \pm 0{,}05$) получилась зависимость между средними расходами воды за период апрель—июнь (y_{IV-VI}) и водностью снежного покрова, так как основные массы его стаивают к июлю. Эта зависимость имеет вид

$$y_{IV-VI} = 1{,}77v + 59{,}31.$$

Чрезвычайно важно, что водность снежного покрова подвержена все меньшим и меньшим колебаниям с подъемом в горы, следовательно, с возрастанием высот уменьшается и изменчивость годовых объемов талых снеговых вод, поступающих на водосбор. Это можно видеть на рис. 27, на котором представ-

лена зависимость между коэффициентами вариации водности снежного покрова на конец февраля ($C_{в_v}$) и высотой местности.

Водности снежного покрова устанавливались по данным снегомерных съемок, охватывающих сравнительно незначительный диапазон высот, в силу этого вычисление средних водностей снежного покрова можно было осуществить для немногих высотных зон. Этим объясняется малое число точек на рис. 27.

Вероятно, при использовании данных о мощности снежного покрова к моменту снеготаяния, а не к определенной дате, и большем охвате высот связи $C_{в_v}=f(H)$ вырисовывались бы еще более четко.

Значительно меньшим колебаниям подвержены объемы талых ледниковых вод. Объем талых вод за счет таяния вечных снегов и ледников ($h_л$) не зависит от количества аккумулированной за холодный период данного года влаги [1]. Таким образом, объем талых ледниковых вод определяется, по существу, только тепловым балансом периода таяния в данном году, или, упрощая, суммой положительных температур периода таяния, которая за достаточно длительные периоды (10 суток и более) хорошо отражает тепловой баланс поверхности снега и льда (см., например, [19]). Суммы же положительных температур периода таяния вечных снегов и ледников (приблизительно за июль—сентябрь) в силу особенностей синоптических процессов этого периода мало изменяются. Так, например, в районе ледника Федченко изменчивость (C_t) сумм положительных температур до 1/VII равна 0,77, а с 1/VII по 1/IX — 0,14.

Колебания безвозвратных ($z_л$) и временных ($П_л$) потерь стока здесь также сводятся к минимуму, так как сток талых ледниковых вод осуществляется, как правило, по руслам, а не по склонам водосбора.

Отсюда следует вывод, что колебания объемов талых ледниковых вод значительно меньше, чем талых снеговых.

Подземное питание рек также подвержено сравнительно малым колебаниям, хотя оно и в значительной степени определяется объемами талых снеговых вод, подверженными значительным изменениям из года в год. Объясняется это тем, что подземное питание обладает сравнительно хорошей регулировкой (роль члена $П_п$ достаточно активна). Для выяснения величины колебаний подземного стока устанавливались объемы «поверхностного» и базисного стока за каждый год. Ввиду трудности выделения подземного питания (см. главу II) вместо него определялся базисный сток. Выделенные объемы подвергались дальнейшей обработке, заключавшейся в установлении их коэффициентов ва-

---

[1] Ледниковое питание в некоторой степени зависит от количества твердых осадков, так как ими частично определяется время обнажения языка ледника от снега.

риации. Для полноты картины изменчивость базисного стока устанавливалась от начала половодья до начала следующего половодья и от конца половодья до начала следующего половодья, т. е. изменчивость базисного стока, непосредственно следующего половодным периодом. Сток половодья в свою очередь разбивался на сток до и после 1/VII.

Ввиду трудоемкости выделения поверхностного и базисного стока такая работа была проведена для небольшого числа рек с таким, однако, расчетом, чтобы отобранные реки могли осветить весь диапазон условий их питания, если не считать типичных саев. В результате было установлено, что базисный сток может быть в два-три раза устойчивее поверхностного.

Как следует из изложенного, изменчивость годового стока рек Средней Азии обусловлена:

1) колебаниями объемов воды от таяния сезонных снегов и снежников;

2) колебаниями стока за счет таяния вечных снегов, многолетних снежников и ледников;

3) колебаниями подземного питания.

Изменчивость каждого из этих видов питания зависит, как правило, от разных факторов, поэтому при анализе изменчивости годового стока рек следовало бы исследовать влияние различных факторов на колебания отдельных источников питания отдельно.

В самом деле, изменчивость талого снегового стока по отдельным годам в основном определяется запасами воды в сезонном снеге к моменту снеготаяния, в свою очередь зависящими от количества осадков, выпавших за период накопления снега, и от температурных и радиационных условий этого периода. Величина ледникового стока (включая сюда и сток от таяния вечных снегов и многолетних снежников), наоборот, почти совершенно не зависит от количества выпавших осадков в данном году, а в основном определяется количеством тепла, воспринятым поверхностью снега или льда и т. д. К сожалению, такое раздельное рассмотрение изменчивости различных источников питания рек Средней Азии в настоящее время для практических целей невозможно.

Действительно, величина запасов воды в сезонном снеге к началу снеготаяния остается неизвестной. В лучшем случае мы знаем водность снежного покрова на какой-то момент времени в долинах рек (снегомерные съемки), которая не характеризует полностью ни запасов воды в снеге на водосборе в целом, ни запасов воды к началу снеготаяния, которое на различных высотах наступает в разное время.

Мы не умеем сколько-нибудь точно определять ледниковое питание и количество тепла, поглощенное поверхностью вечных снегов и ледников. В лучшем случае это количество тепла может быть заменено суммой положительных температур за период тая-

ния, характеризующей тепловой баланс поверхности снега и льда за сравнительно длительные периоды, как это было показано рядом исследователей, в том числе автором настоящей работы [17].

Наконец, точное определение величины подземного питания сейчас не представляется возможным, а многочисленные факторы, влияющие на величину подземного питания, не поддаются количественному учету.

В свете сказанного становится ясным, что раздельное рассмотрение источников питания и получение связей, пригодных для практического использования, в настоящее время крайне затруднительно.

Вопрос о влиянии других физико-географических факторов, помимо метеорологических, на колебания годового стока еще более труден и сложен, чем вопрос о влиянии метеорологических факторов, как это справедливо указывает Л. К. Давыдов [4]. Трудность его заключается прежде всего в том, что выяснить влияние каждого из этих факторов при главенствующей роли метеорологических факторов крайне затруднительно. Кроме того, влияние одних из них уравновешивается влиянием других. При отсутствии специально поставленных исследований все существующие высказывания по этому вопросу относятся преимущественно к категории более или менее обоснованных логических построений.

В настоящее время можно достоверно утверждать, что роль прочих физико-географических факторов сводится главным образом к воздействию на процессы накопления влаги в речных бассейнах. Это воздействие проявляется преимущественно в сглаживании колебаний годового стока, обусловленных метеорологическими факторами.

Среди прочих физико-географических факторов на первое место следует поставить инфильтрационные свойства почво-грунтов бассейна, определяющие величину подземного питания. Как уже указывалось, подземные воды в горных районах, обладая повышенными скоростями течения по сравнению с равнинными районами, принимают более активное участие в питании рек и, следовательно, играют более активную роль в величине колебаний годового стока. С другой стороны, величина подземного стока довольно тесно связана с количеством влаги, аккумулированной на водосборе в твердом виде. Тем самым влияние запасов воды в снежном покрове к концу снеготаяния (с некоторым сдвигом во времени) на колебания годового стока рек в горных районах больше по сравнению с равнинными.

Несмотря на это, смягчающая роль подземного питания в годовом стоке рек в условиях Средней Азии все же может быть в ряде случаев уловлена. Это можно показать хотя бы на примере трех пар рек — Сох и Шахимардан, Большой Кебин и Чу,

Тон и Актерек, находящихся в непосредственной близости друг к другу. Первая река в каждой паре отличается большей взвешенной высотой водосбора и поэтому должна была бы отличаться меньшим размахом колебаний годового стока. Вторая река в каждой паре отличается повышенным подземным питанием. В результате регулирующего действия подземного питания вторая река в каждой паре имеет более устойчивый годовой сток, чем первая. Это, конечно, не означает, что реки Шахимардан, Чу и Актерек имеют менее тесные связи между годовым стоком и запасами воды в снеге к началу снеготаяния, чем реки Сох, Большой Кебин и Тон, а только то, что размах колебаний годового стока у них меньше. Таким образом, повышенное подземное питание, обусловленное главным образом геологическими и геоморфологическими факторами, сказалось лишь в смягчении амплитуды колебаний годового стока.

Нужно иметь в виду, что рек с аномально высоким подземным питанием типа Шахимардан, Чу и Актерек в Средней Азии крайне мало (если не считать рек Туркменской ССР и ряда рек, питающихся в нижней зоне гор). Поэтому не следует слишком переоценивать влияние инфильтрационных свойств почво-грунтов водосборов на колебания годового стока рек Средней Азии, тем более, что обилие обломочного, в том числе крупнообломочного, материала на водосборах рек, в той или иной мере регулирующего сток, сглаживает различия в почвенно-геологическом строении отдельных водосборов.

Влияние растительного покрова, в частности леса, на колебания годового стока в условиях Средней Азии сводится к минимуму из-за отсутствия сплошных лесных массивов, охватывающих значительные площади [10].

Как правило, отсутствие значительных озер в горной области Средней Азии исключает сколько-нибудь существенное влияние озерности на колебания годового стока рек Средней Азии.

Размер площади водосбора, являющийся одним из основных параметров многих формул для приближенной оценки коэффициентов вариации годового стока, непосредственно на амплитуду их колебаний не оказывает влияния, а воздействует через другие факторы.

Действительно, с увеличением площади водосбора разнообразие физико-географических условий возрастает, в силу чего уменьшается, в частности, вероятность совпадения одинаковой степени маловодности или многоводности по отдельным его участкам, и вследствие этого сток по годам распределяется более равномерно. Другими словами, с увеличением площади водосбора уменьшается вариантность запасов воды в снежном покрове на водосборе, являющихся основным источником питания рек Средней Азии.

Однако в условиях Средней Азии влияние размера площади

водосбора совершенно подавляется влиянием его высоты. Последняя создает значительно большее разнообразие физико-географических условий и, в частности, бо́льшее разнообразие условий питания, нежели размер площади водосбора. Можно привести множество примеров, когда реки ледниково-снегового питания с незначительными площадями водосборов отличаются значительно более устойчивым годовым стоком, чем реки снегового питания со значительно бо́льшими водосборами.

Действительно, например, площадь водосбора р. Гузардарья в створе Яртепинской станции равна 3225 км²; средняя взвешенная высота его $H_{ср}=1532$ м. Река Алаарча, имеющая площадь водосбора в 13 раз меньшую ($F=242$ км²), но среднюю взвешенную высоту, равную 3280 м, характеризуется значительным развитием вечных снегов и ледников. В связи с этим она оказывается значительно более устойчивой в отношении колебаний годового стока, нежели р. Гузардарья. Так, коэффициент вариации годового стока Гузардарьи равен 0,45, а коэффициент вариации годового стока р. Алаарча—всего 0,12, т. е. почти в четыре раза меньше. Таких примеров можно привести много.

Итак, размер площади водосбора воздействует на размах колебаний годового стока только потому, что с увеличением площади уменьшается вариантность запасов воды в снежном покрове к началу снеготаяния, увеличивается подземное питание и т. д. Высота водосбора оказывает влияние на амплитуду годового стока рек только тем, что с ростом высот уменьшается изменчивость водности снежного покрова к началу снеготаяния, увеличивается развитие вечных снегов и оледенения и т. п.

Таким образом, основные положения по вопросу о колебаниях годового стока рек Средней Азии могут быть сформулированы следующим образом.

1. Основным фактором, определяющим колебания годового стока рек Средней Азии, являются запасы воды в снежном покрове к началу интенсивного снеготаяния, подверженные наибольшим изменениям из года в год.

2. Изменчивость водности снежного покрова уменьшается с увеличением высоты местности, вследствие чего уменьшается и изменчивость объемов талых сезонно-снеговых вод, поступающих на водосбор.

3. Колебания потерь на испарение, за исключением нижних зон гор, меньше, а в высокогорных районах весьма малы по сравнению с колебаниями атмосферных осадков или с колебаниями водности снежного покрова к началу интенсивного снеготаяния. Тем самым обусловливается тесная связь между колебаниями годового стока и колебаниями водности снежного покрова к началу интенсивного снеготаяния (пункт 1).

4. Сток, образующийся от таяния ледников, многолетних снежников и вечных снегов, подвержен значительно меньшим

колебаниям, чем объемы сезонно-снеговых вод. Этот вывод следует из того факта, что ледниковый сток не зависит от количества аккумулированной на водосборе за данный год влаги, а определяется главным образом количеством тепла, поглощенным поверхностным слоем льда и вечного снега, которое из года в год колеблется сравнительно незначительно. Сказанное является второй причиной уменьшения вариантности годового стока с увеличением высот водосборов.

5. Подземное питание ввиду больших скоростей подземного стока в горных районах колеблется в значительной мере параллельно колебаниям запасов воды в снежном покрове к началу снеготаяния (с некоторым сдвигом во времени). Тем самым усиливается степень влияния колебаний этих запасов на колебания годового стока рек. Кроме того, изменчивость подземного питания значительно ниже изменчивости снегового питания.

6. Влияние прочих (неметеорологических) физико-географических факторов сказывается главным образом в смягчении или усилении размаха колебаний годового стока, обусловленного метеорологическими факторами. Роль их в условиях горной области Средней Азии, за исключением локальных районов, по-видимому, сравнительно невелика (в высокогорных и среднегорных зонах всегда налицо изобилие крупно- и мелкообломочного материала, что обусловливает известное однообразие почвенно-геологических факторов и т. п.).

7. Влияние размера площади водосбора и его высоты не прямое, а косвенное, через посредство других факторов.

Сроки разделения многолетнего стока на годовые периоды (начало года)

До сих пор мы рассматривали изменчивость годового стока рек, не касаясь вопроса о начале отсчета годовых периодов. Между тем от выбора начала года зависят значения коэффициентов вариации. С гидрологической точки зрения граница раздела между смежными годовыми периодами должна проходить там, где связь между генетическими элементами стока является наиболее слабой. Как показали С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель [11], с точки зрения математической статистики задача отыскания начала гидрологического года сводится к установлению такого момента начала отсчетов, чтобы значения коэффициентов вариации (C_v) оказались наибольшими, а значения коэффициентов корреляции между стоком смежных лет — наименьшими. На основании данных по небольшому числу рек Крицкий и Менкель пришли к следующим наиболее важным выводам.

1. Наибольшие значения C_v годового стока соответствуют началу года перед наступлением половодья (паводка), поскольку междугодовая связь получается в основном за счет связи

между половодьем и следующей за ним меженью (за многоводным половодьем обычно следует многоводная межень).

2. Для большинства речных бассейнов сток за отдельные годы можно считать совершенно изолированным от стока соседних лет независимо от выбора начала года, вследствие чего значения C_v мало зависят от принятого за начало отсчетов момента (общий размах колебаний C_v лишь немногим превосходит границы вероятной ошибки).

3. Теснота связи между стоком отдельных лет возрастает с увеличением бассейна, но даже при площадях порядка нескольких сот тысяч квадратных километров теснота ее незначительна.

Заметим, что на примере р. Москвы П. А. Ефимович [6] также пришел к выводу, что значения C_v совершенно не зависят от выбора момента начала года.

В. П. Захаров на большем числе рек различного типа питания, в том числе на примере рек Средней Азии, получил результаты, несколько отличные от выводов Крицкого, Менкеля и Ефимовича, что легко видеть из табл. 14.

Данные табл. 14 показывают, что в отдельных случаях различные сроки начала года могут довольно существенно сказываться на значениях C_v. Действительно, из десяти рек у семи наименьшие значения C_v более чем на 15% ниже наибольших значений. Эта разница могла быть и большей, если бы начало года исчислять не с первого числа каждого месяца и если бы для каждого года принимать в соответствии с ходом стока свое начало.

Далее из табл. 14 видно, что не всегда наибольшие значения C_v соответствуют началу года перед наступлением половодья. Особенно характерны в этом отношении реки Дон и Чирчик, у которых C_v наивысшие при начале отсчета годового периода с 1/XI.

Разница между наибольшими значениями C_v и значениями C_v, подсчитанными при начале года с 1/I, не столь значительна и только у двух рек (Неман, Северная Двина) превышает 15%, а у рек Средней Азии не превышает 9%. Таким образом, при отсчете годового периода с 1/I, как это принято при обработке материалов в системе Гидрометслужбы, как правило, будет вноситься несущественная ошибка в определение значений C_v, в особенности если учесть вообще невысокую точность подсчетов C_v для имеющихся рядов наблюдений.

Для подтверждения этого положения были подсчитаны значения C_v для рек Средней Азии с различными типами питания, находящихся в разных ее частях, при начале года с 1/I и при начале года перед наступлением половодья, когда естественно ожидать наибольших значений C_v (табл. 15).

Как видно из табл. 15, значения коэффициентов вариации средних годовых расходов при начале года с 1/I несколько чаще (57% случаев) оказываются меньшими, чем при начале года,

Таблица 14

Река — пункт	C_v		$C_{v_{max}} - C_{v_{min}}$	$\frac{C_{v_{max}} - C_{v_{min}}}{C_{v_{max}}} \cdot 100$	C_{v_1} (начало года с 1/I)	$C_{v_{max}} - C_{v_1}$	$\frac{C_{v_{max}} - C_{v_1}}{C_{v_{max}}} \cdot 100$
	наибольшее	наименьшее					
Рион — Кутаиси . .	0,175 (1/I)	0,127 (1/VI)	0,048	27,4	0,175	0,000	0,0
Дон — Калач . . .	0,356 (1/XI)	0,312 (1/IV)	0,044	12,4	0,353	0,003	0,8
Чусовая — Копчик	0,414 (1/V)	0,344 (1/VIII)	0,070	16,9	0,367	0,047	11,4
Неман	0,205 (1/IV)	0,167 (1/II)	0,038	18,5	0,169	0,036	17,5
Северная Двина — Усть-Пинега . .	0,278 (1/VI)	0,210 (1/XI)	0,068	24,4	0,218	0,060	21,6
Волга — Куйбышев	0,217 (1/VI)	0,190 (1/VIII)	0,027	12,4	0,195	0,022	10,1
Свирь — Вознесенск	0,174 (1/VIII)	0,162 (1/I, 1/III)	0,012	6,9	0,162	0,012	6,9
Ангрен — Турк . .	0,291 (1/IV)	0,218 (1/VI)	0,073	25,1	0,286	0,005	1,7
Чирчик — Ходжикент	0,226 (1/XI)	0,187 (1/VII)	0,039	17,3	0,222	0,004	1,8
Зеравшан — Дупули	0,091 (1/III, 1/IV)	0,073 (1/XII)	0,018	19,8	0,083	0,008	8,8

Примечание. Цифры в скобках указывают начало года.

совпадающем с началом половодья. Однако преуменьшение значений C_v, по-видимому, лишь в очень редких случаях может достигать 10%, а тем более превышать названное число. Кроме того, наибольшие отклонения C_v приходятся на реки с незначительной изменчивостью годового стока (Зеравшан, Алаарча, Аксуарасан), для которых преуменьшение значений C_v почти не скажется на подсчетах средних годовых расходов различной обеспеченности, в особенности в пределах обеспеченностей, употребляющихся в практике водохозяйственных расчетов и проектирования.

Исходя из сказанного (дабы не вносить в расчеты дополнительных осложнений), можно признать целесообразным производить определения коэффициентов вариации средних годовых расходов, считая началом года 1/I.

Таблица 15

Река — пункт	Наиболее частое начало половодья	Начало года		$C_v^1 - C_v$	$\frac{C_v^1 - C_v}{C_v^1} 100$
		с 1 января, C_v	перед наступлением половодья, C_v^1		
Ангрен — Турк	II	0,286	0,289	0,003	1,0
Чирчик — Ходжикент	III	0,222	0,220	—0,002	—0,9
Зеравшан — Дупули	IV	0,083	0,091	0,008	8,8
Алаарча — Байтык	V	0,138	0,148	0,010	6,8
Иссык — Иссык	V	0,170	0,168	—0,002	—1,2
Аксуарасан — Теплоключинское	V	0,187	0,176	—0,011	6,2
Нарын — Учкурган	III	0,159	0,164	0,005	3,0
Аксу — Хазырнау	III	0,146	0,141	—0,005	—3,5
Карадарья — Кампыррават	III	0,292	0,295	0,003	—1,0
Кафирниган — Даштибет	III	0,151	0,151	0,000	0,0
Гавасай — Багджай	III	0,351	0,358	0,007	2,0
Кугарт — Джергитал	III	0,299	0,301	0,002	0,7
Ширабаддарья — Ноидагана	III	0,248	0,245	—0,003	—1,2
Кашкадарья — Варганзи	II	0,260	0,256	—0,004	—1,6

Практически приемлемый способ определения коэффициентов вариации средних годовых расходов воды в неизученных створах

Как видно из анализа влияния физико-географических факторов на изменчивость годового стока рек Средней Азии, наиболее правильным путем при разработке способа определения C_v для неизученных створов является раздельное рассмотрение колебаний стока различных источников питания рек с учетом, по возможности, всех главных влияющих факторов. Такой путь, однако, в настоящее время невозможен из-за отсутствия необходимых данных. Отказавшись от раздельного рассмотрения источников питания рек Средней Азии, наиболее естественно было бы искать зависимость между колебаниями средних годовых расходов и изменчивостью запасов воды в снеге к началу снеготаяния или, из-за отсутствия данных, изменчивостью сумм осадков ($C_{вх}$) за период накопления снега в горах [17].

К сожалению, по причинам, указанным выше, получить связи между коэффициентами вариации годового стока (C_v) и коэффициентами вариации водности снежного покрова (C_{v_y}) в настоящее время затруднительно. Действительно, снегомерные съемки позволяют определять запасы снега только в речных долинах и

при этом только к определенному моменту времени, а не к началу снеготаяния, которое различно на разных высотах. Кроме того, снегомерные съемки не освещают высокогорных частей водосборов, играющих наиболее важную роль в формировании речного стока. По этой причине данные снегомерных съемок не позволяют получить действительное представление об изменчивости запасов воды в снеге к началу снеготаяния на водосборе в целом. Поэтому неудивительно, что связь между C_v и C_{v_1} для рек Средней Азии не выявляется [18]. Да и практическое значение таких связей невелико, так как в настоящее время снегосъемки проводятся только в долинах сравнительно немногих рек.

Таким образом, до более детального изучения факторов, определяющих изменчивость годового стока рек Средней Азии и отдельных источников питания, остается, с точки зрения автора, единственный путь для получения практически приемлемого способа определения C_v для неизученных створов, а именно отыскание связей между C_v и средней взвешенной высотой водосбора ($H_{ср}$). Наличие зависимости $C_v=f(H_{ср})$ и ее физическое оправдание ясны из изложенного раньше.

В самом деле, с увеличением высоты:

1) уменьшается изменчивость водности (т. е. запасов воды) снежного покрова к началу снеготаяния и, следовательно, размах колебаний снегового стока;

2) уменьшается роль испарения в водном балансе водосбора;

3) увеличивается распространение вечных снегов и ледников.

Поэтому с увеличением средней взвешенной высоты водосбора амплитуда колебаний годового стока должна уменьшаться. Исключение могут представлять нижние зоны гор или низкие горы, где испарение с увеличением абсолютной высоты не уменьшается, а увеличивается. С другой стороны, с подъемом в горы уменьшается величина базисного стока. Именно поэтому, например, Б. М. Кирста [9] для рек северо-восточного склона Копет-Дага получил обратную связь между C_v и $H_{ср}$ водосборов.

Вряд ли нужно вновь подчеркивать, что влияние средней взвешенной высоты на устойчивость годового стока рек является косвенным (через посредство перечисленных выше факторов). Никакого непосредственного влияния на значения C_v годового стока высотная характеристика водосбора не оказывает.

Зависимость $C_v=f(H_{ср})$ для всех рек Средней Азии в пределах горной области в общем виде может быть представлена так:

$$C_v = \frac{E}{H_{ср}^{1,18}}.$$

Здесь E — коэффициент, среднее значение которого для горной области Средней Азии округленно равно 2300. Для уточнения расчетов представилось целесообразным всю территорию горной

области Средней Азии (без Туркменской ССР) разбить на три района, для которых даны свои средние значения E:

а) для юга Средней Азии (бассейны Пянджа, Вахша, Кафирнигана, Сурхандарьи, Кашкадарьи и Зеравшана) E равно 2250;

б) для центра Средней Азии (реки Ферганской котловины, бассейны рек Нарын, Ангрен, Чирчик и Келес) E равно 2600;

в) для севера Средней Азии (бассейны рек Арысь, Талас, Чу, Или, озера Иссык-Куль и рек хребта Каратау) E равно 2100.

Пределы применимости этих формул приведены в работе [16]. Поскольку на изменчивость годового стока площадь водосбора в условиях Средней Азии если и оказывает, то весьма малое влияние, представилось возможным составить по фактическим данным и приведенным выше формулам схематические карты изолиний C_v годового стока. Подобные карты для расчетных целей приведены в [16], здесь же для иллюстрации закономерностей распределения изменчивости годового стока ограничимся мелкомасштабной схемой (рис. 28).

Следует отметить, что утверждение Д. Л. Соколовского [15]: «вместо средней высоты водосбора может учитываться величина среднего годового стока, являющаяся универсальным показателем климатических условий как в равнинных, так и в горных условиях», не оправдывается, во всяком случае в Средней Азии, где связь между C_v и M_0 в сколько-нибудь явном виде отсутствует [18]. Несмотря на это, некоторые водохозяйственные организации Средней Азии для определения C_v годового стока в неизученных створах пользуются формулами Шевелева или Крицкого и Менкеля. В этих формулах C_v рассматривается как функция площади водосбора и среднего многолетнего модуля стока, что, как было показано выше, не соответствует действительности.

В створах с измененным хозяйственной деятельностью человека режимом определение значений C_v возможно только исходя из ряда средних годовых расходов воды в створе с естественным режимом. Это вполне понятно, так как каждая новая ступень развития водохозяйственных мероприятий характеризуется другой вариантностью годового стока. Поэтому, внося соответствующие поправки в ряд средних годовых расходов воды в створе с естественным режимом, можно получить характеристику изменчивости годового стока для искомой ступени развития водохозяйственных мероприятий.

Распределение изменчивости годового стока по территории горной области Средней Азии

Распределение коэффициентов вариации годового стока по территории горной области Средней Азии, представленное на рис. 28, свидетельствует о правильности установленных выше закономерностей. Действительно, наиболее устойчивым годовым

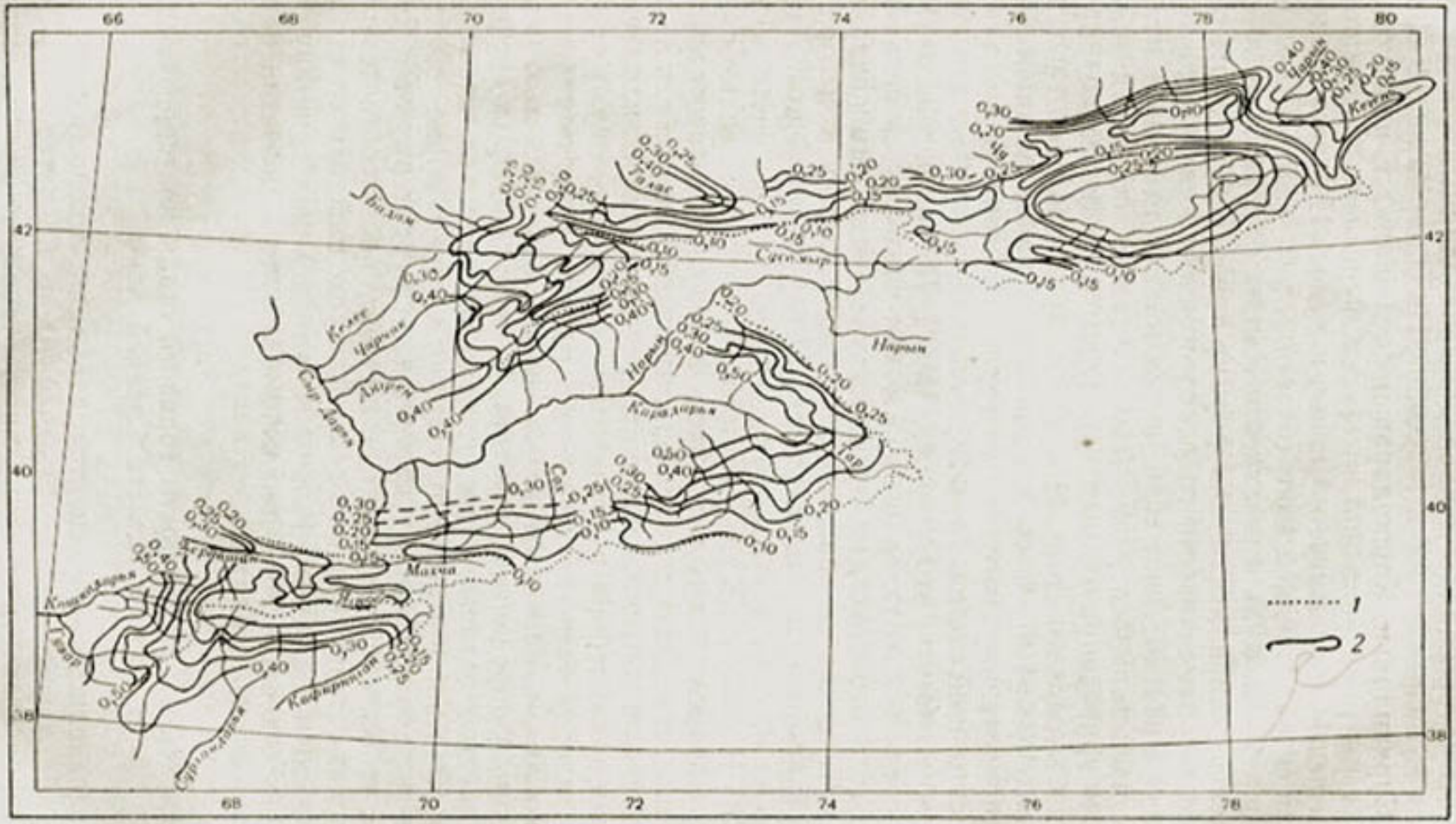


Рис. 28. Схематическая карта изолиний коэффициента вариации годового стока рек Средней Азии.

1 — основные водоразделы, *2* — изолинии коэффициента вариации годового стока.

стоком отличаются реки ледниково-снегового питания, у которых изменчивость мощности снежного покрова к началу снеготаяния наименьшая, а роль изменений запасов вечного снега и льда в водном балансе водосбора и коэффициенты стока — наибольшие. Совершенно естественно также, что реки ледниково-снегового питания приурочены к наиболее высоким хребтам или к их частям. Так, например, реки Вахш, Зеравшан, а также реки, стекающие с наиболее возвышенных частей хребтов Алайского, Киргизского и Заилийского Алатау, имеют коэффициенты вариации, чаще всего укладывающиеся в пределы 0,10—0,15.

Реки снегово-ледникового питания характеризуются чаще всего значениями коэффициентов вариации от 0,15 до 0,25 (бассейны рек Чирчик, Нарын, многие реки бассейнов Кафирнигана, Сурхандарьи, некоторые притоки Кашкадарьи и т. д.). Реки снегового и снегово-дождевого питания обычно имеют коэффициенты вариации выше 0,25.

Значения коэффициентов вариации рек Средней Азии колеблются от 0,08 до 0,60, причем 54% рек имеют $C_v \leqslant 0{,}20$ и только 12% — $C_v > 0{,}30$.

Изменчивость годового стока типичных саев может быть выше. Судя по некоторым данным, C_v у них иногда может превышать 1,0.

Таким образом, все сравнительно крупные реки Средней Азии отличаются значительно большей устойчивостью стока, чем реки равнинных территорий, в частности реки европейской части СССР. По данным Б. Д. Зайкова, даже реки Карельской АССР, Мурманской области и Северного Урала, отличающиеся наименьшими колебаниями годового стока, имеют коэффициенты вариации 0,15—0,20. На крайнем же юге и юго-востоке ЕТС коэффициенты вариации годового стока достигают значений 0,60—0,70. В целом только в 18% случаев реки Восточно-Европейской равнины имеют $C_v \leqslant 0{,}20$.

Причины больших колебаний годового стока рек европейской части СССР по сравнению с реками Средней Азии (исключая реки снегово-дождевого питания и, в частности, типичные саи) ясны из предыдущего.

Хронологическая последовательность лет различной водоносности

В настоящее время при водохозяйственных расчетах и проектировании гидротехнических сооружений обычно ограничиваются определением характеристик речного стока, в частности годового стока различной обеспеченности. Между тем, этого недостаточно, так как очевидно, что хронологическая последовательность лет различной водоносности, а для сложных водохозяйственных систем, питаемых несколькими реками, и синхронность

колебаний годового стока по территории имеют немаловажное значение. Действительно, для водохозяйственной системы далеко не безразлично, чередуются ли многоводные и маловодные годы или они сосредоточиваются группами. В последнем случае водохозяйственная система будет или недополучать воду, или страдать от разрушительных паводков на протяжении нескольких лет подряд.

Чтобы сделать наши выводы более наглядными, на рис. 29 приведены колебания водоносности нескольких рек Средней Азии, по которым имеются наиболее продолжительные наблюдения. Имея в виду различную амплитуду колебаний водоносности рек различных типов питания, автор пользовался не отклонениями годового стока от среднего за период наблюдений, а отвлеченными коэффициентами a, которые можно назвать коэффициентами относительной водности[1]. Эти коэффициенты равны

$$a = \frac{Q_i - Q_0}{\sigma_Q}.$$

Здесь Q_i — сток данного года, Q_0 — средний за период наблюдений, σ_Q — среднее квадратическое отклонение годового стока данной реки в рассматриваемом створе.

Коэффициенты относительной водности дают возможность сравнивать колебания годового стока рек, отличающихся различным размахом колебаний.

Рисунок 29 позволяет подметить тенденцию повторения маловодных и многоводных лет группами, чаще по 2—3 года подряд. В виде исключений маловодные годы могут встречаться и 11 лет подряд (р. Зеравшан), а многоводные — до 6 лет.

Произведенные в Институте математики и механики АН УзбССР определения переходных вероятностей для 13 основных рек Средней Азии показали, что вероятность повторения за многоводным годом лет с водоносностью не ниже средней составляет 0,81, а за маловодными годами лет с водоносностью не выше средней — 0,84. Вероятность появления за многоводным годом сразу маловодного оказалась равной всего 0,19, а после маловодного многоводного — 0,16. Многоводными годами считались годы со стоком, превышающим 110% среднего стока, а маловодными — со стоком менее 90%. Такое разделение лет на маловодные и многоводные не учитывает различной амплитуды

---

[1] Аналогично тому, как Л. К. Давыдов [4] называет коэффициентом относительной водности отношение

$$\frac{Q_i - Q_{min}}{A_Q},$$

где A_Q — амплитуда средних годовых расходов.

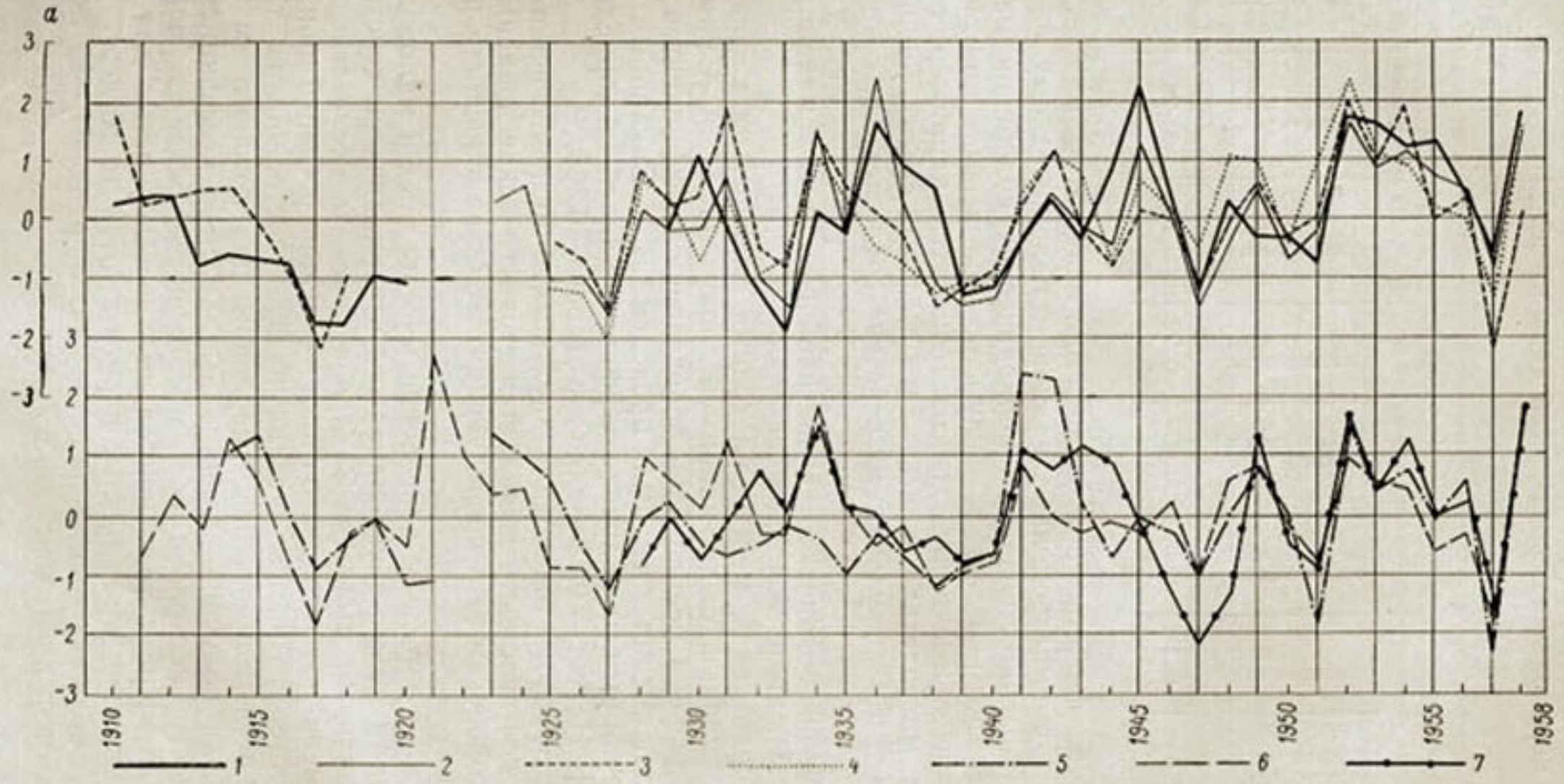


Рис. 29. Хронологическая последовательность лет различной водоносности.

1 — р. Исфайрамсай, *2* — р. Карадарья, *3* — р. Нарын, *4* — р. Гавасай, *5* — р. Зеравшан, *6* — р. Чирчик, *7* — р. Аксу.

колебаний стока у рек различного типа питания. Более детально значения переходных вероятностей даны в табл. 16.

Таблица 16

Вероятность повторения								
за многоводным годом			за близким к среднему году			за маловодным годом		
многоводного года	года, близкого к среднему	маловодного года	многоводного года	года, близкого к среднему	маловодного года	многоводного года	года, близкого к среднему	маловодного года
0,47	0,34	0,19	0,31	0,40	0,29	0,16	0,28	0,56

Подобное свойство повторения многоводных и маловодных лет может вызываться либо наличием положительных цепных связей, либо существованием периодических колебаний малого периода (несколько лет). К числу факторов, вызывающих наличие положительных цепных связей, относятся, например, такие, как озера, многолетние запасы влаги в вечных снегах, ледниках, грунтах и т. п. В результате их действия после лет с высокой водоносностью повышается вероятность наступления лет также с повышенной водоносностью и, наоборот, после маловодных лет — лет с пониженной водоносностью.

Некоторая связь между расходами смежных лет для рек СССР и Америки была, например, получена П. А. Ефимовичем [6]. Для рек Средней Азии определения коэффициентов корреляции для смежных лет были проведены В. П. Захаровым. Для р. Карадарья им был получен коэффициент линейной корреляции 0,06, для р. Нарын — 0,23 и для Сыр-Дарьи — 0,365.

Таким образом, только для двух последних рек с некоторой степенью достоверности выявляется стохастическая зависимость величин годового стока последующих лет от водоносности предшествующих.

Как уже говорилось, повторение многоводных и маловодных лет группами может обусловливаться и периодически действующими причинами. Попытка Захарова отыскать неизвестные периоды изменчивости годового стока в бассейне р. Сыр-Дарьи (методом Шустера) показала очень низкую достоверность такой периодичности. Единственным периодом, для которого им формально была получена величина амплитуды с коэффициентом достоверности, несколько бо́льшим единицы, оказался период в 11—12 лет. Кроме того, наибольшей достоверностью для различных рек отличаются разные периоды (от 3 до 10 лет). Так, например, бо́льшую достоверность, чем период 11—12 лет, у р. Чирчик имеет периодичность в 7 лет.

Поскольку периодические колебания могут вызываться только космическими причинами, для всех рек земного шара должны быть выявлены одни и те же периоды. Отсюда следует, что выявляемые формально периоды являются или продуктом случайной изменчивости речного стока, или же высшими гармониками некоторых периодов большой длительности, которые не могут быть установлены на основе относительно коротких метеорологических и гидрологических наблюдений. По этой причине большинство исследователей в настоящее время придерживается взгляда, что колебания годового стока носят более или менее случайный характер. Как бы то ни было в действительности, тенденция к группировке маловодных и многоводных лет остается фактом и с ней необходимо считаться [1].

В заключение рассмотрения колебаний годового стока укажем, что попытка З. В. Джорджио [5] проверить реальность наличия зависимости между колебанием водоносности рек Средней Азии и 11-летним циклом изменения солнечной активности, т. е. периодичностью, наиболее отчетливо проявляющейся в колебаниях многих метеорологических элементов, привела, в общем, к отрицательным результатам. С некоторой достоверностью ею было установлено только то, что в годы с наибольшей солнечной активностью можно ожидать устойчивого понижения водоносности на 2—3 года или, во всяком случае, не следует ожидать многоводных лет.

Неуспех разыскания связи между водоносностью рек и солнечной активностью скорее всего объясняется тем, что эти зависимости обычно изучаются для небольших районов поверхности суши, в то время как, несомненно, более правильно было бы рассматривать колебания водоносности рек всего земного шара. Кроме того, в настоящее время еще не найдены характеристики, хорошо отражающие колебания солнечной активности (в частности, числа Вольфа, по-видимому, плохо характеризуют солнечную активность).

Затронутый вопрос представляет исключительный интерес, однако он нуждается в дальнейшем развитии и должен явиться предметом специальной работы, поэтому здесь не место останавливаться на нем более подробно.

Синхронность колебаний годового стока рек на территории Средней Азии

Этот вопрос представляет значительный научный и практический интерес, далеко выходящий за рамки гидрологии. Доста-

---

[1] Ярким примером наличия длительного маловодного периода является р. Волга, снижение стока которой на протяжении 1930—1945 гг. послужило причиной небывалого понижения уровня Каспийского моря [8].

точно указать, что рассмотрение колебаний водоносности рек позволяет косвенно судить о распределении осадков, а анализ синхронности речного стока в масштабе земного шара — о наличии и распределении так называемых взаимно компенсирующих областей.

Практическое значение этого вопроса заключается хотя бы в том, что асинхронность маловодных лет повышает водообеспеченность сложных водохозяйственных систем.

Для рассмотрения синхронности колебаний годового стока на территории Средней Азии на мелкомасштабные карты за каждый год периода 1933—1958 гг. были нанесены значения коэффициентов относительной водности $a = \frac{Q_i - Q_0}{\sigma_Q}$.

Отсутствие сведений о стоке большинства рек Средней Азии не позволяло осветить распределение водоносности по ее территории в 1917 и 1921 гг., первый из которых отличался крайним маловодьем, а второй — крайним многоводьем.

За период 1933—1958 гг. наибольшей водоносностью отличались 1934, 1942 и 1952 гг., а наименьшей — 1938, 1944 и 1957 гг.

Рассмотрение упомянутых карт, из которых две приведены на рис. 30, позволяет сделать ряд весьма существенных выводов.

1. Полная синхронность в колебаниях водоносности рек в том или ином году не наблюдается [1]. Даже в экстремальные годы водоносность рек далеко не всегда одинакова, а отдельные реки независимо от типа их питания (даже находящиеся на сравнительно небольшом расстоянии друг от друга и на одном и том же склоне хребта) могут оказаться в многоводные годы маловодными и наоборот.

Так, например, в 1934 г. на общем многоводном фоне выделяются маловодьем водосборы рек Зеравшан, Сох, Исфара, Шахимардан и др. Поразительнее всего то, что маловодность некоторых водосборов была очень глубокой (например, бассейн р. Матча). Что же касается степени водоносности, то здесь наблюдается самая пестрая картина. Наряду с реками, водоносность которых превышала более чем вдвое среднее квадратическое отклонение годового стока (например, верховья Чу, Таласа), имеются реки, отклонения стока которых от средней водоносности не превышали $^1/_5\,\sigma_Q$, и реки, сток которых был близок к среднему (например, Исфайрам).

В 1942 г. распределение водоносности по территории было более равномерным, но все же и в этом году встречаются реки,

---

[1] Отсутствие полной синхронности в колебаниях годового стока было наглядно видно еще на рис. 29 (сравните колебания годового стока рек Зеравшан и Чирчик).

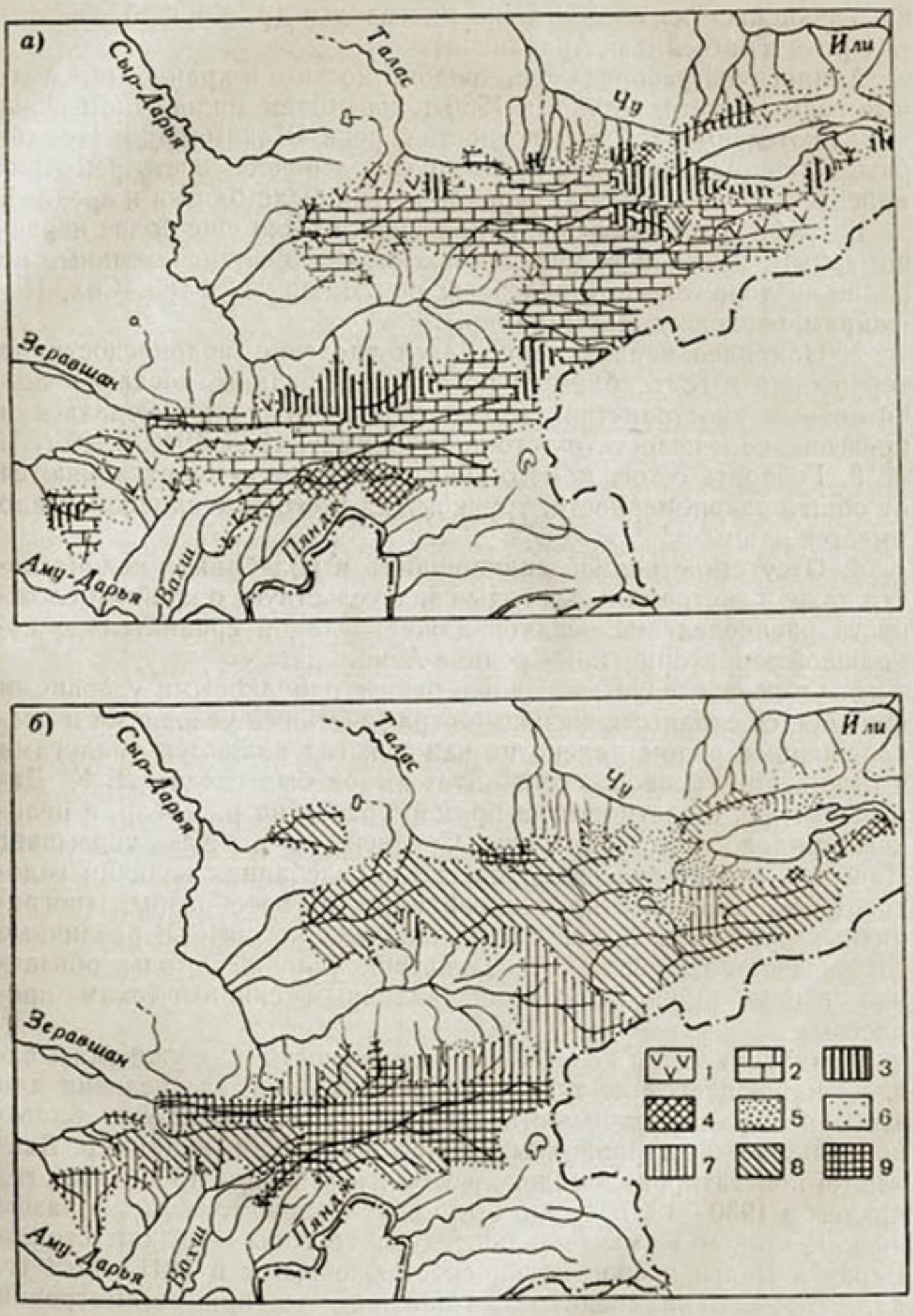


Рис. 30. Распределение водности по территории Средней Азии.

Коэффициенты относительной водности: *1* — свыше +2,0; *2* — от +2,0 до +1,0; *3* — от +1,0 до +0,5; *4* — от +0,5 до +0,2; *5* — от +0,2 до −0,2; *6* — от −0,2 до −0,5; *7* — от −0,5 до −1,0; *8* — от −1,0 до −2,0; *9* — ниже −2,0. *а* — 1952 г. (крайне многоводный), *б* — 1957 г. (крайне маловодный).

выделяющиеся на общем фоне многоводья (р. Куршаб, некоторые реки в бассейне р. Аравансай).

Аналогично распределение водоносности и в крайне маловодные годы. Действительно, в 1938 г. на общем маловодном фоне выделяются высокой водоносностью реки Шахимардан, Исфайрам, Кашкадарья и некоторые другие, а водоносность рек Аравансай, Акбура, Ширабаддарья и других была близка к средней.

В 1944 г. распределение водоносности было еще более неравномерным: высокой водоносностью отличались значительные по площади территории (водосборы рек Вахш, Исфара, Сох, Исфайрам, верховьев Нарына и др.).

2. Наиболее неравномерно распределение водоносности по территории в годы, близкие по стоку к средним, когда на значительных пространствах может одновременно наблюдаться и превышение и недостаток стока (например, 1935, 1943, 1946 гг.).

3. Говорить о том, какого типа реки чаще всего отклоняются от общей закономерности, трудно. Для этого еще слишком мало имеется данных.

4. Отсутствие полной синхронности в колебаниях водоносности даже в экстремальные годы свидетельствует о крайней сложности распределения осадков даже на такой сравнительно небольшой территории, как Средняя Азия.

5. Отсюда следует, что даже реки с одинаковыми условиями питания, со сходными физико-географическими условиями и расположенные рядом далеко не каждый год являются аналогами в отношении годового стока. Этот вывод был сделан Л. К. Давыдовым [4], в частности на примере бассейна р. Днепр, и целиком приложим к территории Средней Азии. Как указывает Давыдов, отсутствие синхронности в колебаниях величин годового стока наиболее ярко проявляется в своеобразных «пограничных» районах, т. е. в таких районах, которые в различные годы бывают подвержены воздействию условий погоды, обязанных своим происхождением различным синоптическим процессам.

Асинхронность в колебаниях водоносности, как уже указывалось, наблюдается не только в Средней Азии, где условия для этого вследствие сложности горного рельефа наиболее благоприятны, но и на равнинных территориях. Так, например, Зайков [8] констатировал маловодье Волги в период 1930—1945 гг., причем в 1930—1937 гг. оно было обусловлено главным образом низким стоком Камы, а в последующие годы — низким стоком Верхней Волги и Оки, водоносность же Камы в 1941—1944 гг, даже превышала среднюю. Понятно, что при рассмотрении бо́льших территорий асинхронность проявляется еще резче.

Здесь нужно предостеречь от попыток разыскания полной асинхронности и «антагонистических областей» на основе отдельных лет, как это, например, делалось в отношении европейской

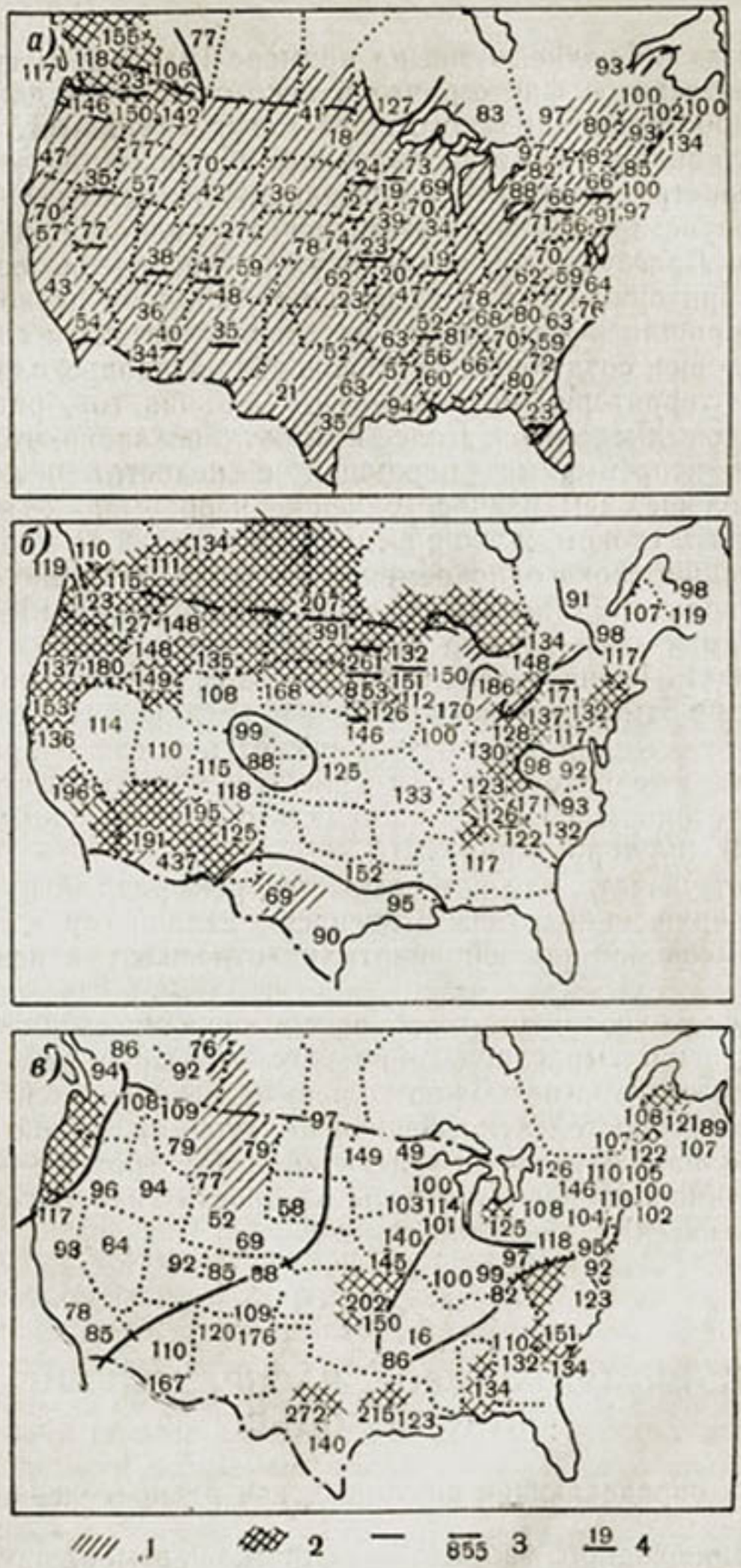


Рис. 31. Распределение водности рек на территории США.

а — 1933-34 г. (наиболее маловодный), *б* — 1915-16 г. (наиболее многоводный), *в* — 1918-19 г. (близкий к среднему). *1* — площади с недостаточным стоком, *2* — площади с избыточным стоком, *3* — наибольший (%) за период наблюдений, *4* — наименьший (%) за период наблюдений.

части Союза и Средней Азии на примере 1917 и 1921 гг. Нужно всегда считаться с фактом, что в некоторые годы даже почти на всем пространстве земного шара могут иметь место отклонения одного знака, хотя в подавляющем большинстве лет наблюдается пространственная компенсация, и неясным остается только вопрос: является ли компенсация полной или нет? [14].

Хойт и Лангбейн [20], анализируя распределение водоносности на территории США и частично Канады за период 1910—1942 гг., пришли к выводу, что метеорологические и гидрологические условия, создающие многоводье и маловодье, охватывают обширные территории независимо от наличия гор, равнин, пустынь и лесных массивов. Далее ими было показано, что распространение непрерывных площадей с недостаточным стоком обычно больше, чем распространение непрерывных площадей с избыточным стоком, и что в выдающихся годах как недостатки, так и излишки стока одновременно встречаются редко, хотя авторы приводят ряд исключений. На приводимых ими картах даже в самые маловодные годы на общем фоне маловодья можно видеть пятна с избыточным стоком. В многоводные же годы, даже в самом водоносном 1915-16-м гидрологическом году, площадь, охваченная избыточным стоком, никогда не превышала 46,3% общей территории США (рис. 31). Отметим, что в наиболее маловодном 1933-34 г. площадь с недостаточным стоком охватила 90,3% территории США.

Следует указать, что авторами сток рек, равный или превышающий верхнюю квартиль, относился к излишнему, а сток, равный или меньший нижней квартили, относился к недостаточному.

Нет нужды говорить, что объяснение причин столь сложного пространственного распределения годового стока рек, а следовательно, и осадков возможно только на основе синоптического анализа особенностей атмосферной циркуляции. Такой синоптический анализ в случае его успеха имел бы огромное практическое и научное значение, хотя бы в области гидрологических и метеорологических прогнозов.

Глава V

СРЕДНЕЕ ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА И ПОЛОВОДЬЕ

Факторы, определяющие внутригодовое распределение стока

Уравнение водного баланса для отрезков времени внутри года имеет, как известно, тот же вид, что и для годового периода, т. е

$$y = x - z \pm u.$$

Напомним, что здесь y — поверхностный сток воды, x — количество осадков и конденсация водяных паров из атмосферы, z — испарение с поверхности водосбора, u — изменение запасов влаги водосбора.

Отличие от уравнения для годового периода заключается только в значительно большей роли в водном балансе водосбора члена u, причем некоторые виды запасов влаги, играющие второстепенную роль при рассмотрении года в целом, в некоторые его периоды могут играть существенную роль (например, изменение запасов воды в открытых водоемах, в частности в озерах, пойме и пр.).

Из уравнения водного баланса следует, что своеобразные особенности внутригодового распределения стока являются результатом особенностей годового хода, присущего каждому из элементов водного баланса, и взаимодействия этих элементов.

На рис. 32 показан типичный годовой ход элементов водного баланса водосборов рек Средней Азии с незначительной и большой средней высотой.

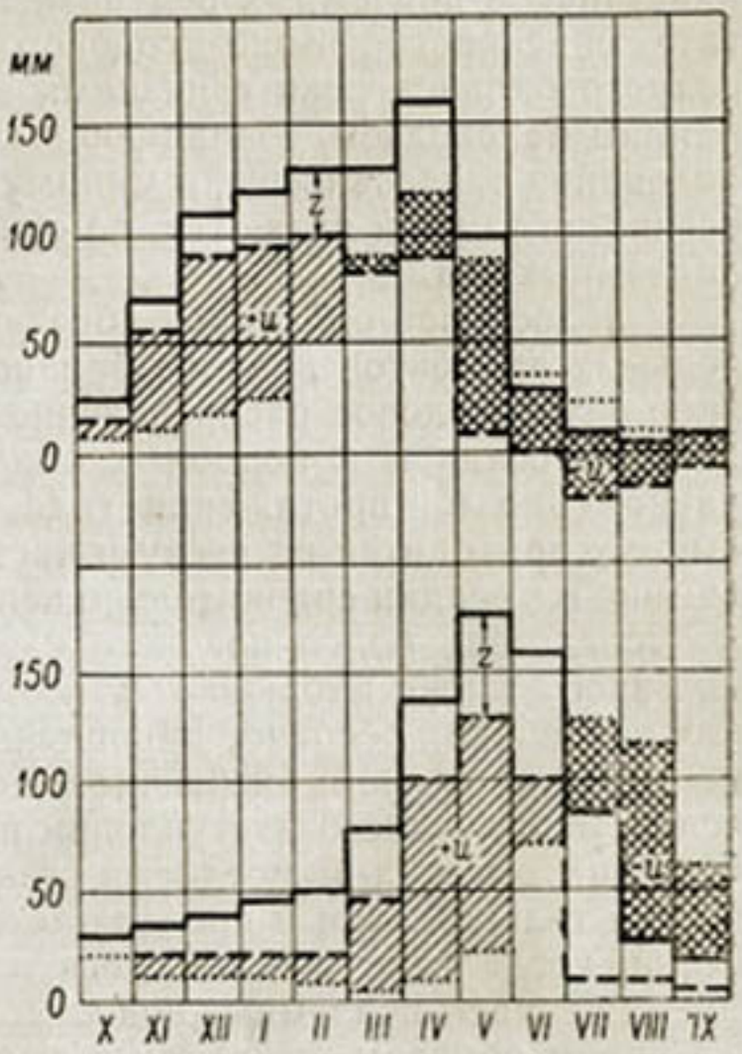


Рис. 32. Годовой ход элементов водного баланса водосборов рек Средней Азии.

В низко расположенных водосборах основная масса осадков обычно выпадает в конце осени, зимой и особенно весной, когда температуры воздуха в горах отрицательны (за исключением весны). Поэтому накопление запасов воды в твердом виде здесь наиболее энергично протекает именно осенью и зимой, превышая расходование запасов подземных вод. Уже в марте с наступлением положительных температур в нижних зонах гор от снега начинают освобождаться значительные площади водосборов, а испарение с влажной поверхности почвы и транспирация резко возрастают. Несколько раньше начинается интенсивное таяние запасов снега, вследствие чего, несмотря на обилие выпадающих в это время осадков, расходование запасов влаги начинает преобладать над накоплением (уменьшаются запасы влаги в снеге и увеличиваются в открытых водоемах, в зоне аэрации и под землей).

Летом, когда количество осадков ничтожно, а почва сухая, испарение также сравнительно невелико, однако иногда оно может даже превышать скудные осадки, выпадающие исключительно в жидком виде. В это время идет расходование запасов воды в открытых водоемах, в зоне аэрации и подземных вод. Последние при этом играют наибольшую роль и в случае истощения запасов подземных вод река может пересохнуть. В результате описанного выше годового хода отдельных элементов водного баланса реки с низкими водосборами характеризуются ранним половодьем, совпадающим с периодом наибольшего расходования запасов снега, и минимумом стока летом или в начале осени, когда реки питаются, по существу, только за счет запасов подземных вод.

У водосборов с большой абсолютной высотой годовой ход отдельных элементов водного баланса иной; этим определяется и иное внутригодовое распределение стока. Прежде всего, распределение осадков в подобных водосборах, как правило, более равномерно на протяжении года, причем наибольшее количество их приходится на весну и часто на первую половину лета [1], зимние же осадки сравнительно невелики.

Вследствие более позднего схода снега максимум испарения здесь также наблюдается позднее. В связи с этим на высоких водосборах основное накопление запасов влаги наблюдается не зимой, а весной, энергичное же расходование этих запасов вследствие позднего наступления положительных температур на больших высотах и позднего резкого снижения осадков начинается только летом и продолжается в течение первой половины осени, когда тают вечные снега и ледники и энергично расходуются запасы подземных вод.

Таким образом, на реках с высокими водосборами минимум стока наблюдается в начале весны, когда основные запасы снега еще не начали расходоваться, а запасы подземных вод истощаются; половодье начинается поздно — в апреле; наибольшие расходы проходят в июле—августе, в период наиболее интенсивного расходования запасов высокогорных снегов и отчасти льда.

Рисунок 32 показывает огромную роль запасов влаги водосбора (*и*) в формировании внутригодового распределения стока.

В условиях Средней Азии, как это было показано в главе II, особенно велика роль запасов различного рода снегов, являющихся основным источником питания рек. Поэтому внутригодовое распределение стока определяется главным образом ходом теплового баланса и в первую очередь температурами воздуха и солнечной радиацией, которые обусловливают аккумуляцию и

---

[1] На водосборах, расположенных в глубине горной системы, могут преобладать даже летние осадки (например, верховья рек Нарын, Чу и др.).

таяние снега. Годовой же ход осадков, за исключением рек с низкими водосборами, приобретает второстепенное значение; им определяется в основном только время наиболее интенсивного накопления и отчасти таяния снега.

Как это будет показано ниже, ход температур за сравнительно большие отрезки времени (более декады) аналогичен ходу солнечной радиации. Поэтому температура воздуха отражает ход теплового баланса в целом и, следовательно, определяет характер внутригодового распределения стока. Понятно, что зависимость хода речного стока от хода температур будет несколько различной на реках с разной средней высотой водосборов. У рек, берущих начало высоко в горах, где существенным источником питания являются высокогорные снега и отчасти ледники, ход расходов воды соответствует ходу температур воздуха в течение всего периода интенсивного снеготаяния. У рек, получающих питание с более низких высот, такая зависимость будет наблюдаться только до тех пор, пока не начинают исчерпываться запасы сезонного снега. На еще более низких высотах ход речного стока часто сильно искажается осадками, которые здесь могут выпадать в жидком виде даже зимой. Выпадая зимой, весной и во второй половине осени на влажную почву, они могут стекать в довольно значительных количествах, совершенно искажая нормальный термический ход стока (в этом отношении особенно показательны, например, реки Мургаб, Атрек, Теджен и др.) [1].

Сказанное наглядно подтверждается рис. 33, на котором гидрографы рек Исфара и Ангрен за теплый период года сопоставлены с температурами воздуха. У р. Исфара, водосбор которой расположен на больших высотах, наблюдается параллельный ход температур и расходов воды за весь период возможного интенсивного таяния воды в твердой фазе. У р. Ангрен согласованный ход расходов воды и температур воздуха наблюдается только до июня. По исчерпании основных запасов сезонных снегов расходы воды ее резко падают, несмотря на дальнейшее повышение температур.

То же можно видеть и на рис. 34, на котором представлены зависимости средних месячных расходов воды Исфары, Зеравшана и Чирчика от средних месячных температур воздуха в 13 час.

Действительно, у р. Чирчик, водосбор которой имеет среднюю высоту 2548 м, расходы периода март—июнь значительно выше расходов периода июль—октябрь, когда иссякает снежный покров. В результате этого зависимость расходов воды от температур представляется в виде петли.

---

[1] В северных районах Средней Азии с повышенным количеством летних осадков дождевые паводки летом также нередкое явление.

У р. Зеравшан, имеющей водосбор со значительно большей средней высотой ($H_{ср}$=3000 м), петля выражена уже значительно слабее, а у р. Исфара с наиболее высоко расположенным водосбором ($H_{ср}$=3111 м) связь между расходами и температурами является однозначной.

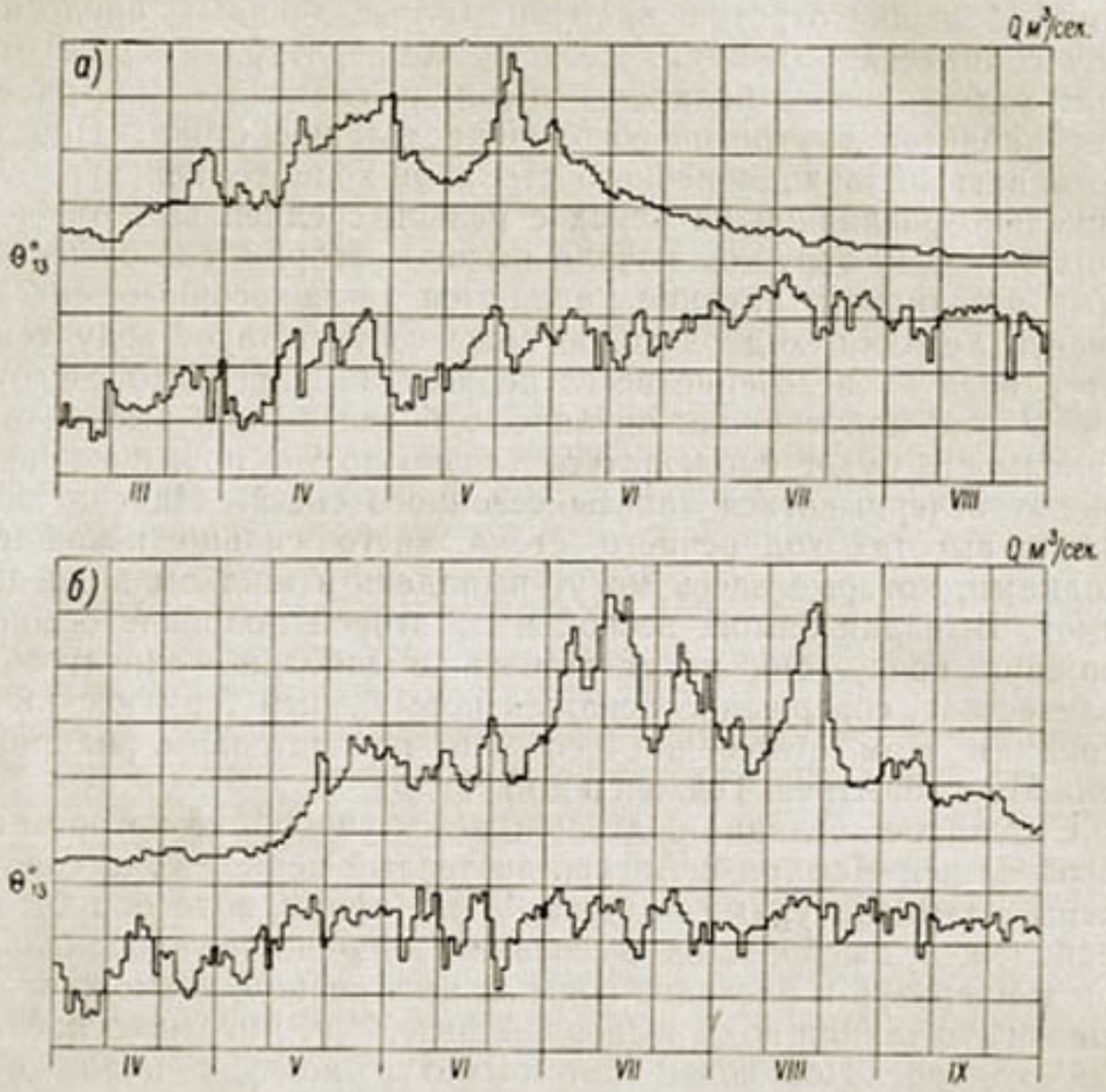


Рис. 33. Ход расходов воды (Q) и температур воздуха (θ_{13}) за период интенсивного снеготаяния.

а — р. Ангрен — ст. Турк, 1936 г. и *б* — р. Исфара — ст. Тангиварух, 1936 г.

Итак, если главным фактором, определяющим среднюю водоносность реки и колебания годового стока, является снежный покров и изменения его запасов из года в год, то распределение стока на протяжении года в основном зависит от термического режима периода таяния запасов снега и льда, если не учитывать реки, питающиеся с нижних зон горной системы, у которых снеговое половодье может сильно искажаться жидкими осадками.

Наступление положительных температур воздуха и связанное с ним таяние снега и льда вследствие наличия вертикального термического градиента происходят не одновременно на всей

площади водосбора, а постепенно передвигаются вверх. В пределах одной и той же высотной зоны процессы снеготаяния происходят быстрее на южных склонах и открытых местах и медленнее на северных склонах и в затененных местах. В долине р. Инн у Инсбрука (Швейцарские Альпы), например, граница

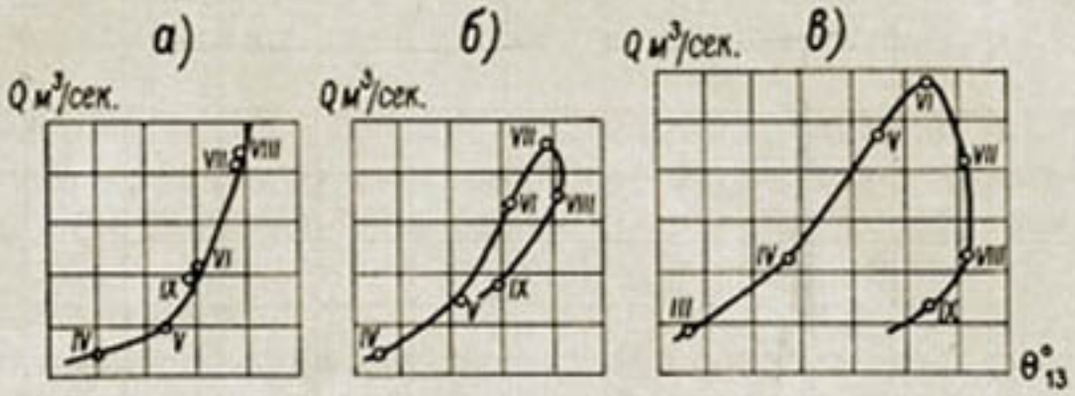


Рис. 34. Зависимость средних месячных расходов воды рек Исфара (*а*), Зеравшан (*б*), Чирчик (*в*) от средних месячных температур воздуха в 13 час.

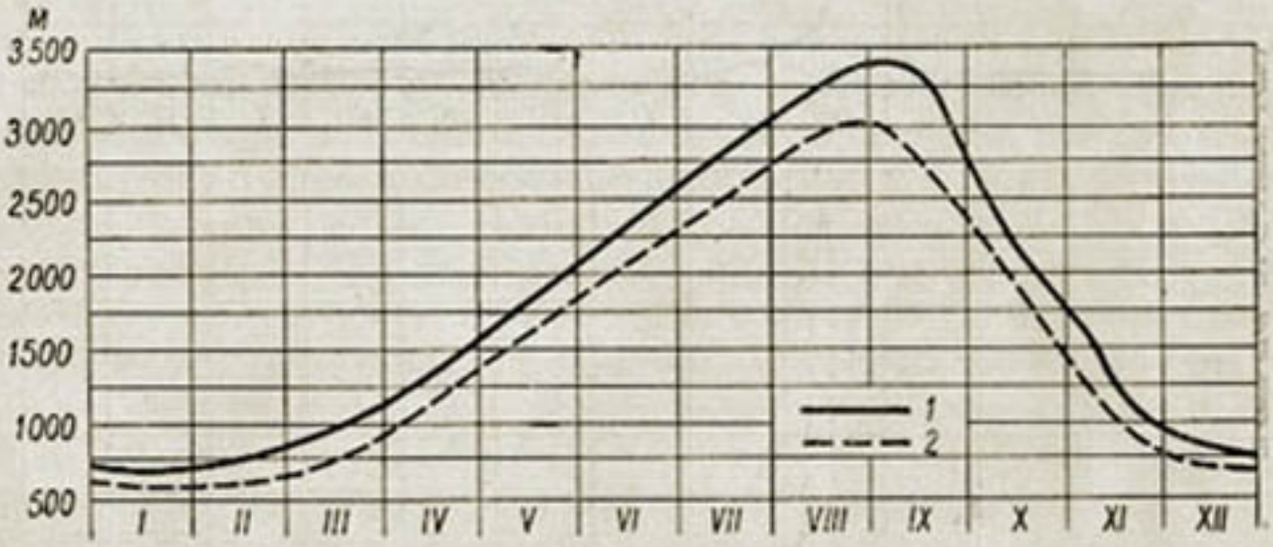


Рис. 35. Положение снеговой границы на склонах южной и северной экспозиций в долине р. Инн.

1 — южная экспозиция, *2* — северная экспозиция.

временного снежного покрова за период март—август поднимается в сутки в среднем на 13,9 м на южном склоне и на 12,8 м на северном склоне, а положение временной снеговой линии на солнечном и теневом склонах, за исключением зимы, различается по высоте на 160 м в мае—июне и на 450 м в сентябре, что наглядно видно на рис. 35.

По нашим определениям, средняя скорость продвижения границы временного снежного покрова в горах Средней Азии за период март—август составляет от 12,7 до 17,6 м в сутки при водности его от 20 до 400 мм, т. е. близка к приведенной выше.

Различия в высоте временной снеговой линии на северном и южном склонах в Средней Азии по вполне понятным причинам

должны быть больше и, согласно имеющимся данным, могут достигать 500 м и даже больше. Сказанное свидетельствует о значительной роли ориентации склонов в формировании внутригодового распределения стока. Эти различия в положении

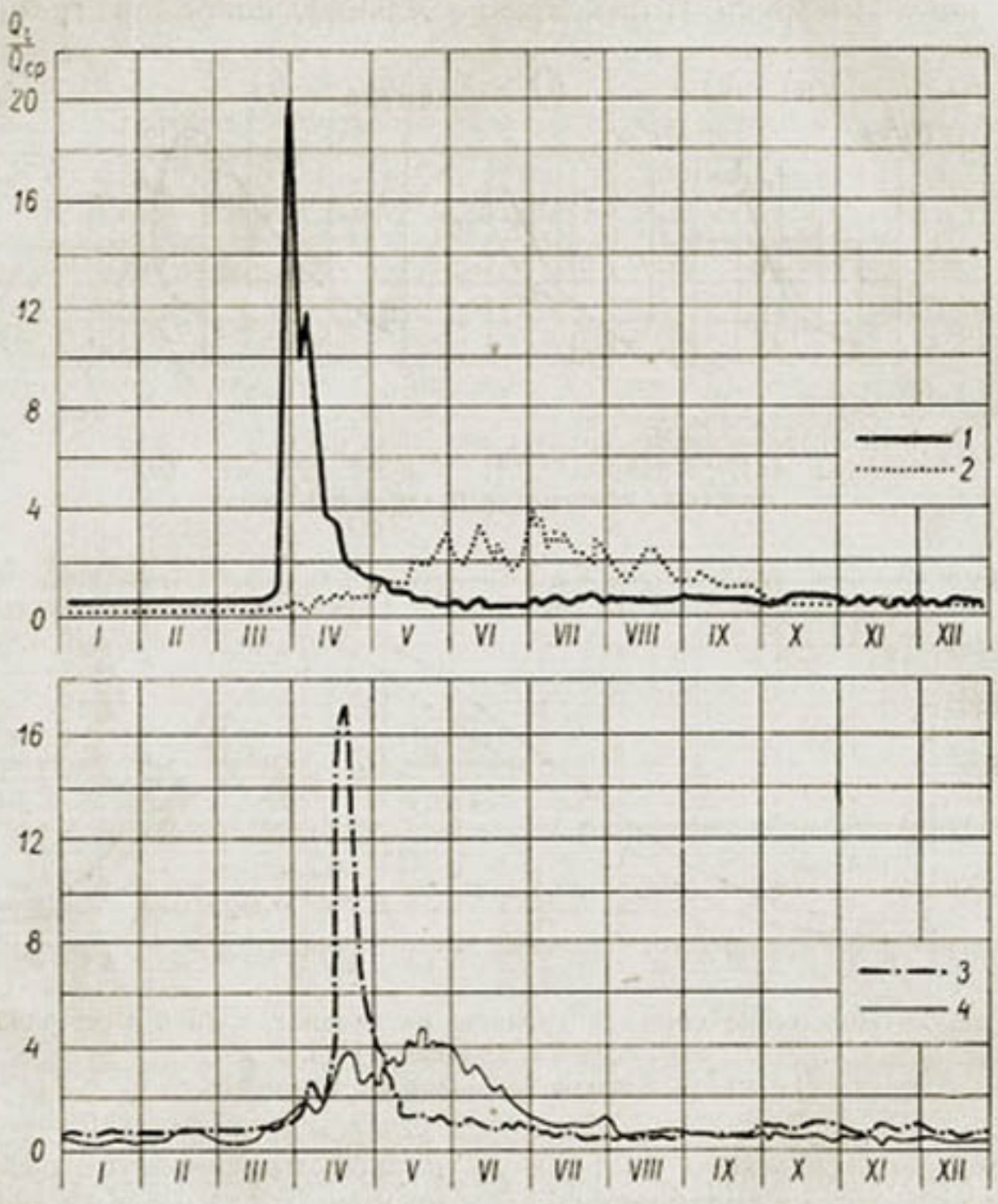


Рис. 36. Гидрографы рек Дон (*1*), Вахш (*2*), Волга (*3*) и Ангрен (*4*).

временной снеговой границы (тыла снеготаяния) обусловливаются в основном различиями в приходе прямой солнечной радиации.

Согласно данным М. В. Косарева [14] и А. А. Скворцова, средние суточные температуры воздуха северных склонов обычно на 0,5—1,0° ниже температур южных склонов на соответствующих высотах. Однако, как показала Л. И. Шалатова [39], на снежниках, расположенных на одной высоте на склонах различной

экспозиции, температура воздуха на высоте 2 м от поверхности снега остается приблизительно одинаковой. Исходя из этого, можно думать, что температурные различия возникают только после появления проталин, увеличиваясь после схода снега. Именно эти условия и освещаются исследованиями Косарева и Скворцова. Наибольшие различия, естественно, наблюдаются в тех случаях, когда один склон еще заснежен, а с другого снег сошел.

Больший приход прямой солнечной радиации на южные склоны по сравнению с северными обеспечивает более раннее прохождение половодья на реках, в водосборах которых преобладает южная ориентация склонов гор при одинаковой средней высоте водосборов.

Вертикальный градиент температур создает запаздывание начала снеготаяния с увеличением высоты, в силу чего половодье на реках с высокими водосборами наблюдается позже, а вертикальный градиент водности снежного покрова увеличивает продолжительность снеготаяния. В результате в горах снеготаяние носит более затяжной характер и, как следствие, половодье сильно растянутое и обычно невысокое. На реках Средней Азии месячный сток редко превышает 25% годового стока. Сток 25% годового и более наблюдается главным образом на реках с очень низкими или очень высокими водосборами, у которых интенсивное снеготаяние может происходить в сравнительно короткий отрезок времени. У таких рек месячный сток в редких случаях может достигать почти 35% годового стока. В бассейне Аара при средних высотах водосборов 4000 м месячный сток также достигает 33% годового [50]. Для примера укажем, что реки снегового питания полупустыни умеренных широт (например, Северного и Центрального Казахстана, Заволжья и т. д.) могут давать за один месяц более 90% годового стока. Наглядно разница во внутригодовом распределении стока рек Средней Азии и европейской части СССР представлена на рис. 36.

Что касается постепенной передвижки максимума стока по мере увеличения средней высоты водосбора, то здесь можно указать, что для верхней части бассейна Аара Шпильман получил следующие результаты:

Средняя высота водосбора, м	400	800—1600	2000	2400
Время прохождения максимума стока . .	Апрель	Май	Стоки июня и июля сравниваются	Июль

Реки Средней Азии отличаются бóльшим диапазоном времени наступления месячного максимума стока и бóльшим разнообразием внутригодового распределения стока вообще.

Действительно, при средних высотах водосбора до 1500 м месячный максимум стока наблюдается в апреле и даже марте, а при средних высотах свыше 2800—3000 м — в июле и в августе.

Таким образом, для передвижки максимума стока на июль в Средней Азии необходима бо́льшая средняя высота водосбора, чем в условиях Швейцарских Альп, что вполне понятно, если учесть особенности климата Средней Азии (меньшее количество осадков и более высокие температуры на соответствующих высотах).

На внутригодовое распределение стока могут оказывать весьма существенное влияние мощность снежного покрова, обусловливающая положение снеговой линии, и высота концов ледников. Этими факторами определяется размер площади одновременного снеготаяния и интенсивность таяния снега и льда. Ярким примером влияния на внутригодовое распределение стока положения концов ледников могут служить реки Матча и Ягноб (бассейн Зеравшана), из которых вторая имеет водосбор с несколько большей средней высотой, а в водосборе первой концы крупнейших ледников лежат значительно ниже. Вследствие этого по р. Матча в период интенсивного таяния ледников и высокогорных снегов, т. е. в период июль—сентябрь, проходит 61,4% годового стока, а месячный максимум его наблюдается в июле. По р. Ягноб за июль—сентябрь проходит только 44,9% годового стока, и месячный максимум передвигается на июнь.

Прочие физико-географические факторы, по справедливому замечанию Б. Д. Зайкова [8], большей частью лишь несколько модифицируют общий характер внутригодового распределения стока, определяемый климатическими факторами, хотя в отдельных случаях влияние их может быть очень велико. Роль их сводится к дополнительному регулированию стока, т. е. к повышению влияния члена *и* на характер внутригодового распределения стока.

Среди прочих факторов наибольшее значение имеют почвенно-геологические, которыми определяется величина просачивания и, следовательно, подземного питания. Характерным примером воздействия почвенно-геологических факторов на внутригодовое распределение стока могут явиться некоторые реки Италии, отличающиеся зарегулированным стоком вследствие распространения в их бассейнах проницаемых пород.

В условиях Средней Азии, где на водосборах рек всегда налицо обилие обломочного материала и трещиноватость горных пород, подземное питание почти всегда высокое. Это создает до известной степени однообразие почвенно-геологических факторов, поэтому влияние их на режим стока можно заметить сравнительно редко. Реки, отличающиеся аномально высоким подземным питанием, встречаются крайне редко (например, Шахимардан, Чу, Мургаб, Атбаш, Актерек, Кутурга), но даже и у них

сохраняется в яркой форме внутригодовое распределение стока, обусловливаемое климатическими условиями их водосборов.

Для примера приведем распределение стока на протяжении года у рек Шахимардан и Чу. Для сравнения возьмем бассейн р. Зеравшан, водосбор которой по высотным условиям сравнительно близок к водосборам Шахимардана и Чу, но отличается значительно меньшим базисным стоком (табл. 17). Данные таблицы показывают, что рассматриваемые реки имеют внутригодовое распределение стока, свойственное высотам их водосборов (максимум стока в июле, минимум в марте—апреле). Вся разница заключается в том, что величина месячного стока у рек Шахимардан и Чу не опускается ниже 4,7—6,1% годового, в то время как у Зеравшана она 1,8%, а более чем у 80% рек Средней Азии опускается до 3,5% и ниже.

В связи с повышением стока меженного периода снижены расходы половодья, иначе говоря, Шахимардан и Чу отличаются только более зарегулированным стоком [1]. То же можно сказать и про реки Мургаб и Яссы, из которых первая отличается повышенным подземным питанием.

В тех случаях, когда запасы подземных вод невелики, речной сток может приобретать периодический характер. Такого типа водотоки встречаются в Средней Азии только на самых нижних высотных зонах (саи).

Регулирующее влияние озер может быть очень велико. Достаточно указать, что отношение максимального месячного стока к минимальному у р. Роны до ее впадения в Женевское озеро равно 10, а после выхода из него — 3,8. У р. Аар до впадения в Бриенцкое и Тунское озера это отношение равно 16,4, а ниже озер — только 6,5.

Однако в условиях гор Средней Азии, где крупные озера, могущие оказать заметное регулирующее влияние на речной сток, встречаются крайне редко, влияние озерности невелико.

Аккумулирующее действие русла и поймы аналогично действию озер. При широкой пойме заполнение ее и потери части стока на просачивание с последующей отдачей воды реке могут быть весьма значительными, примером чего может служить Волга на участке между городами Куйбышев и Камышин [8].

В пределах горной области Средней Азии, где реки протекают обычно в узких долинах со слабо развитой поймой или не имеют ее совсем, регулирующее влияние русла и поймы не может быть значительным. Сравнительно невелико оно и в равнинной области при отсутствии интенсивно развитого орошения, искажающего внутригодовое распределение стока. Ярким примером

---

[1] Регулирующее действие почвенно-геологических факторов более подробно будет разобрано при рассмотрении минимальных расходов.

Таблица 17

Реки	Средняя взвешенная высота водосбора, м	Сток в % от годового												Отношение максимального расхода среднего к минимальному
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Шахимардан . .	2812	5,5	5,2	4,9	4,7	6,9	12,1	16,8	15,0	9,7	7,2	6,2	5,8	3,6
Чу	2788	5,1	5,2	5,0	4,9	9,1	14,0	14,5	14,1	9,6	7,1	6,0	5,4	2,9
Зеравшан . . .	3000	2,1	1,9	1,8	2,7	8,2	18,2	25,2	19,7	10,1	4,6	3,1	2,4	14,0
Мургаб	1745	6,1	6,5	7,8	13,0	15,3	11,9	8,0	6,5	6,2	6,1	6,3	6,3	2,5
Яссы	2069	2,7	2,7	4,4	14,8	27,4	20,4	9,3	4,4	3,3	3,6	2,9	3,1	10,0

сказанного может быть Аму-Дарья на участке между городами Керки и Нукус протяжением 831 км. На этом участке, несмотря на наличие широкого русла и поймы, а также больших разливов, внутригодовое распределение стока претерпевает незначительную трансформацию, как это можно видеть из табл. 18. Другим примером очень слабой трансформации внутригодового распределения стока при отсутствии интенсивного разбора на орошение могут явиться реки Или, Кафириган и др.

Некоторое исключение представляет Сыр-Дарья на участке между селом Тюменьарык и г. Казалинск (выше изменение внутригодового распределения стока почти не наблюдается). На этом участке забор воды из реки сравнительно незначителен, тем не менее внутригодовое распределение стока претерпевает довольно существенную модификацию, как это можно видеть из табл. 19. Различие в распределениях стока р. Сыр-Дарья в упомянутых пунктах является результатом разлива реки по обширному низменному району протока Караузяк. По этой причине наиболее значительные изменения в режиме реки наблюдаются в многоводные годы; в маловодные годы они минимальны (разливы отсутствуют).

Еще меньшее влияние по сравнению с аккумулирующим действием русла и поймы оказывает время пробега воды, вызывающее трансформацию волн половодья и сдвиг фаз стока во времени. Это объясняется большими скоростями этих волн и, как правило, незначительным протяжением большинства рек Средней Азии.

Влияние растительного покрова в условиях Средней Азии по причинам, указанным выше (см. главу III), не может быть значительным.

Аналогичное можно сказать и про болота, имеющие небольшое распространение в горной области Средней Азии.

Из изложенного выше можно сделать заключение, что в условиях горной области Средней Азии основными факторами, обусловливающими внутригодовое распределение стока, являются факторы климатические, в свою очередь определяемые рельефом водосбора и прежде всего его высотной характеристикой.

При выходе рек из гор на равнинные пространства Средней Азии внутригодовое распределение стока подвергается воздействию нового мощного фактора, иногда в столь сильной степени, что совершенно нельзя узнать распределение стока, сформированного в пределах горной области. Этим фактором является хозяйственная деятельность человека (до настоящего времени главным образом ирригация).

Как только река выходит на равнину, сток ее начинает разбираться на орошение, особенно интенсивно в период половодья. В результате этого по мере продвижения вниз сток половодья

Таблица 18

Река — пункт	Месячный сток в % от годового												Отношение максимального расхода к минимальному
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Аму-Дарья — г. Керки	3,3	3,1	3,7	6,8	11,0	15,7	18,2	15,6	9,9	5,2	3,9	3,6	5,87
Аму-Дарья — г. Нукус	3,4	3,5	3,8	4,9	10,0	14,8	18,6	16,1	9,9	6,0	4,8	4,2	5,47

Таблица 19

Река — пункт	Месячный сток в % от годового												Отношение максимального расхода к минимальному
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Сыр-Дарья — с. Тюменьарык . . .	5,1	5,9	7,2	9,3	12,9	15,7	13,1	8,5	5,7	5,4	5,8	5,4	3,08
Сыр-Дарья — г. Казалинск	5,1	5,9	7,7	9,6	11,1	11,6	11,6	9,7	7,5	6,7	7,2	6,3	2,27

постепенно уменьшается. Снижению расходов воды в это время способствуют и наибольшие потери в русле реки на инфильтрацию, в особенности на конусах выноса. Часть забранной в каналы и затем поданной на поля воды инфильтруется в грунт. От величины забора в ирригационные системы эта часть потерь воды в условиях Средней Азии составляет в среднем 40—50%.

Ушедшая в грунт и не подвергшаяся испарению оросительная вода в дальнейшем выклинивается частью на нижележащие орошаемые земли и в ирригационную сеть, частью же в русло реки, из которой она была забрана выше по течению.

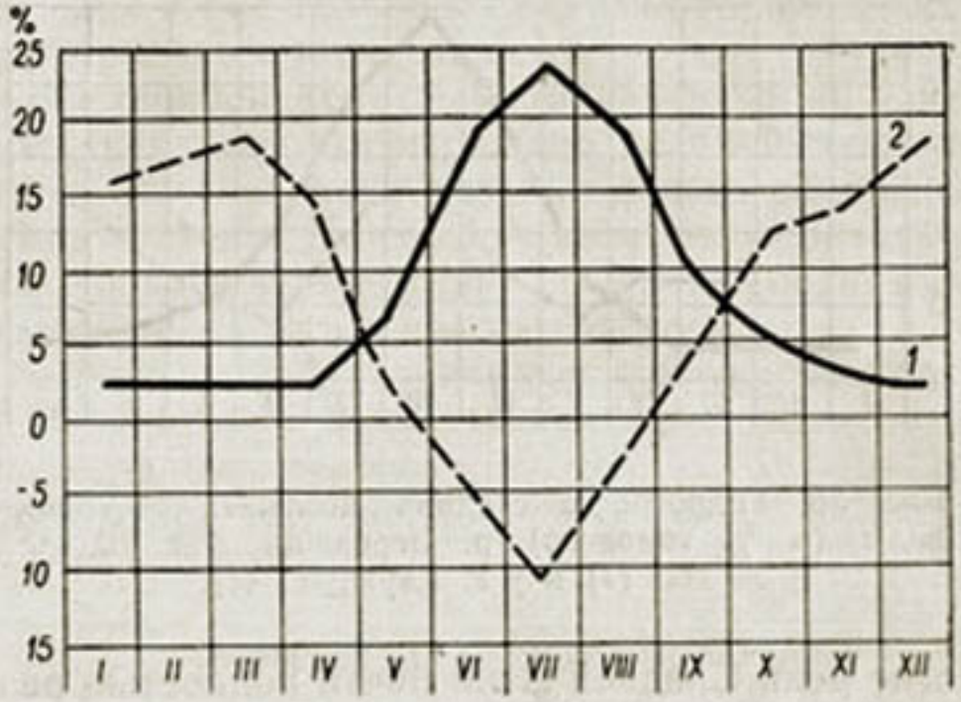


Рис. 37. Ход величин месячного стока (в % годового) р. Зеравшан при выходе из гор (*1*) и возвратных вод (*2*).

Количество воды, возвращающейся в реку из ирригационных систем через грунтовой поток, разумеется, колеблется в зависимости от целого ряда причин, преимущественно геологического и геоморфологического характера, а также в зависимости от особенностей режима орошения. Обычно в межгорных котловинах (в Ферганской, Зеравшанской, Китабо-Шахрисябзской, Чуйской и др.) «возвратные воды» ирригации составляют 15—30% величины забора ирригационными системами. Особенностью режима этих возвратных вод является не только то, что они возвращаются в реку значительно ниже того места, из которого они были забраны на орошение, но и значительно позже времени этого забора вследствие незначительных скоростей подземного потока. Поэтому обычно бóльшая часть возвратных вод попадает в реку уже тогда, когда в этой реке устанавливаются низкие расходы. Другими словами, распределение стока рек в году и распределение возвратных вод чаще всего противоположны, как это можно видеть на рис. 37, на котором приведены вели-

чины месячного стока р. Зеравшан и значения месячного стока возвратных вод. В результате сток меженного периода относительно, а на некоторых участках рек и абсолютно возрастает.

Грунтовое питание рек Средней Азии в пределах равнинной области определяется не только возвратными водами, однако они являются основным источником этого питания. Это положение станет совершенно бесспорным, если вспомнить, что над равнинами Средней Азии, имеющими колоссальные испаряющие возможности, выпадает ничтожное количество осадков, а также

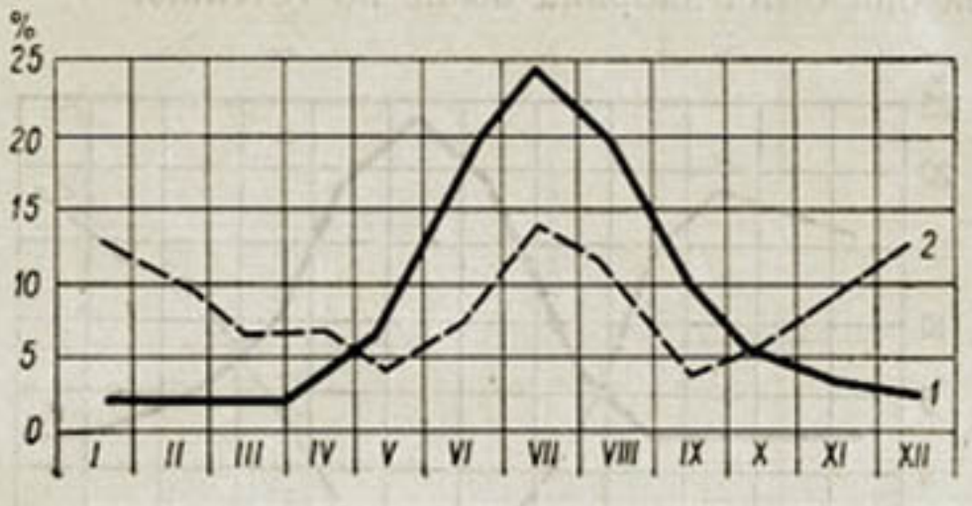


Рис. 38. Гидрографы средних месячных расходов воды (в % годового) р. Зеравшан при выходе из гор (*1*) и у г. Каракуль (*2*).

то, что многие реки Средней Азии почти полностью разбираются на орошение, причем только в ирригационной сети инфильтруется около 40—50% забранной из рек воды.

Громадную роль возвратных ирригационных вод в грунтовом питании рек можно показать на примере р. Южной Платты (США). Так, на участке Крик—Джильсбург протяжением 49 км до широкого развития орошения в реке наблюдались потери поверхностного стока. С расширением орошаемых площадей начало преобладать подпитывание реки, которое все возрастало и к 1919—1920 гг. достигло 20% стока реки у Джильсбурга [49]. Сказанное отнюдь не свидетельствует об увеличении стока реки, так как обычно разбор воды на орошение превышает поступление возвратных вод. Только при вытеснении влаголюбивой дикой растительности развитие орошения может привести к увеличению стока реки.

В результате разбора воды на орошение и выхода возвратных вод в русло реки внутригодовое распределение ее стока в корне преобразуется, если орошение в равнинной части бассейна реки широко развито.

Эти изменения стока наглядно видны на рис. 38. Половодье, ярко выраженное при выходе р. Зеравшан из гор, у г. Каракуль настолько сглаживается, а относительные расходы межени

настолько возрастают, что на реке наблюдаются как бы два максимума — в июле и январе — при минимуме расходов в сентябре—октябре, когда разбор воды на орошение еще сравнительно велик, а сток воды резко падает. Таким образом, внутригодовое распределение стока в нижнем течении Зеравшана совершенно не похоже на распределение стока при выходе реки из гор[1]. В еще большей степени видоизменяется сток р. Чу.

Заканчивая рассмотрение факторов, обусловливающих распределение стока рек на протяжении года, отметим, что в дальнейшем ограничимся освещением особенности внутригодового распределения стока только в пределах горной области Средней Азии, где образуется и формируется сток рек края и где воздействие хозяйственной деятельности человека на процессы стока или отсутствует, или пока выражено в слабой степени.

Рассмотрение вопросов внутригодового распределения стока и половодья на реках Средней Азии логично начать с освещения процессов формирования речного стока и в первую очередь с вопросов поступления талых вод на водосбор.

В свою очередь для установления объемов талых вод, поступающих на водосбор в любой момент времени, необходимо знать: а) площадь одновременного снеготаяния, б) интенсивность снеготаяния и в) потери снега и льда на испарение или приход влаги за счет конденсации.

Формирование стока половодья

В условиях Средней Азии, где водосборы даже небольших рек отличаются значительной амплитудой высот (обычно более 2000 м), одновременное снеготаяние по всей площади водосбора не может иметь места.

В каждый данный момент времени таяние происходит лишь в некоторой части водосбора, и фактически половодье формирует не весь водосбор, а лишь его часть. Очевидно, что площадь одновременного снеготаяния[2] в данный момент времени будет представлять часть водосбора, ограниченную «фронтом снеготаяния», т. е. линией, проходящей через точки начала снеготаяния, и «тылом снеготаяния», т. е. линией, соединяющей точки схода снега [7]. Так как не вся площадь, ограниченная фронтом и тылом снеготаяния, в рассматриваемых условиях покрыта снежным покровом, то поэтому эту площадь лучше называть площадью возможного одновременного снеготаяния.

Подобное явление объясняется крайним разнообразием залегания и затенения снежного покрова в горах: наряду с ме-

[1] Подробнее о возвратных водах см. в работах Бостанджогло, Луценко, Паршалла, Шульца [4, 20, 49] и др.

[2] Для упрощения термином «снеготаяние» будем объединять процессы таяния снега и льда.

стами, где снег по условиям рельефа не может удерживаться или сдувается ветрами, в горах наблюдаются мощные скопления снега в складках местности, особенно в глубоких ущельях, не успевающие иногда растаять даже в течение лета. Следует, однако, иметь в виду, что до интенсивного таяния и некоторое время после его начала заснеженность водосборов очень высока.

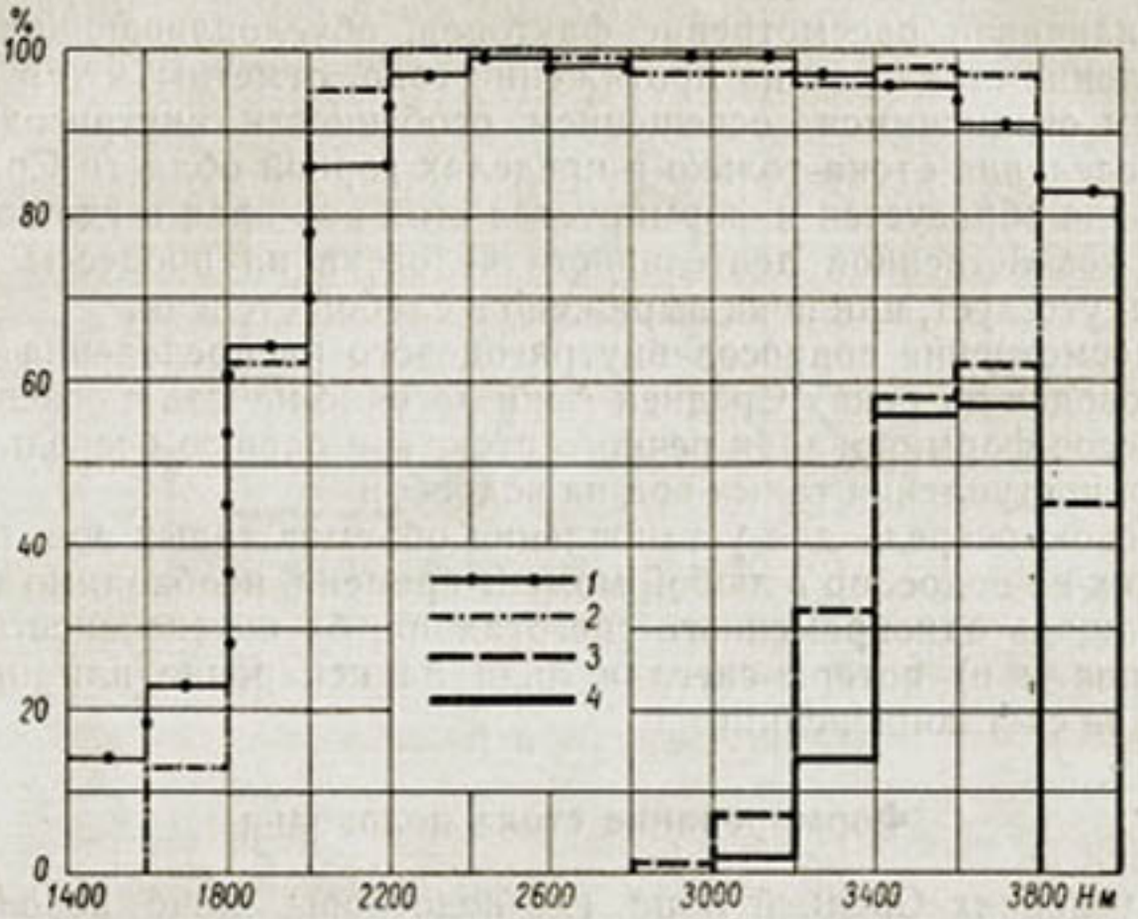


Рис. 39. Заснеженность водосборов (в % площади) по отдельным высотным зонам.

1 — водосбор р. Ангрен, 29/III 1958 г., *2* — р. Кызылча, 29/III 1958 г., *3* — р. Ангрен, 10/VII 1958 г., *4* — р. Кызылча, 10/VII 1958 г.

Так, например, согласно данным В. П. Черногорова, обработавшего планшеты аэрофотосъемок, на водосборе р. Ангрен выше с. Яккаарча и на водосборе Кызылчи при залете 26—29/III 1958 г., начиная с высот 2200 м, заснеженность была не ниже 96% (рис. 39), падая только в самых высоких зонах водосбора Ангрена, занятых скалистыми крутыми склонами, до 80%. К этому моменту фронт снеготаяния находился на высотах, близких к 3000 м, т. е. в высотной зоне 2200—2400 м снег уже таял в течение 20 суток (см. ниже). 11/IV 1959 г., по наблюдениям автора с вертолета, на водосборе Ангрена, начиная с высот 2200—2500 м, также наблюдался почти сплошной снежный покров, несмотря на довольно продолжительное время, прошедшее после начала снеготаяния.

Площадь возможного одновременного снеготаяния с течением времени изменяется по размерам и перемещается в пространстве,

постепенно поднимаясь по водосбору. Прослеживая продвижение фронта и тыла снеготаяния на данном водосборе, можно определить площадь возможного одновременного снеготаяния в любой момент времени, если иметь гипсометрическую кривую водосбора. Располагая сверх того сведениями о средней интенсивности снеготаяния в эти моменты, мы можем получить представление о ходе поступления талых вод на водосбор, а следовательно, и о распределении стока на протяжении половодья и, по существу, года, так как распределением стока в период половодья в значительной мере определяется и распределение стока в меженный период.

Что же считать фронтом и тылом снеготаяния?

За фронт снеготаяния может быть принято положение нулевой изотермы в 13 час. (подробнее об этом см. в статье автора [42]). Не отрицая возможного подтаивания в дни с температурой воздуха в 13 час. ниже 0° (за счет солнечной радиации), автор все же склонен утверждать, что оно, во-первых, не может быть значительным и, во-вторых, вряд ли даст сток в речную сеть. Логичнее всего предположить, что в дни с отрицательными температурами воздуха в 13 час. тепло от солнечной радиации будет расходоваться на перекристаллизацию снега. Неперекристаллизовавшийся снег может удерживать до 40—45% воды, а фирновый снег, хоть и редко, удерживает до 20% [15, 28]. Кроме того, до образования ходов в снеге талые воды движутся с небольшими скоростями. Именно поэтому на стоковых площадках поверхностный сток начинается только при положительных средних суточных (а не 13-часовых) температурах. Предположение, что до устойчивого перехода 13-часовой температуры через 0° не происходит интенсивного таяния, а тем более поступления талых вод в речную сеть, прекрасно согласуется с данными высокогорных метеорологических станций (отсутствие заметного уменьшения толщины снежного покрова), с наблюдениями за расходами воды (снижение расходов воды до тех пор, пока нулевая изотерма не охватит значительных площадей водосбора) и с практикой гидрологических прогнозов в Средней Азии. Таким образом, положение фронта снеготаяния может быть приближенно определено по положению 13-часовой нулевой изотермы [1].

---

[1] Правильность предположения, что до перехода 13-часовой температуры через 0° не может быть сколько-нибудь заметного таяния, а тем более стока талых вод, подтверждается и наблюдениями в фирновом бассейне ледника Федченко во время МГГ. Согласно данным В. К. Ноздрюхина, на высоте около 5200 м среднее снижение поверхности фирнового снега за период июль — первая неделя сентября составляло 0,5 мм за сутки (в слое воды). Нет сомнений, что на этой высоте значительная часть снега расходовалась на испарение и на таяние приходилось не более 0,2—0,3 мм (см. ниже).

Осредненное по водосбору положение нулевой изотермы определяется в первую очередь временем года. Связь между высотой местности и временем перехода температур воздуха в 13 час. через 0° для территории Средней Азии (без бассейна озера Балхаш) приводится на рис. 40. На нем видно, что в январе наблюдается медленное продвижение нулевой изотермы вверх (в среднем 9,7 м в сутки); в феврале и марте оно наибольшее (27,9—27,4 м в сутки), затем продвижение замедляется, а с августа начинается движение нулевой изотермы вниз. В среднем на высоте около 5200 м 13-часовая температура никогда не бывает положительной, и, следовательно, таяние на этих высотах практически прекращается.

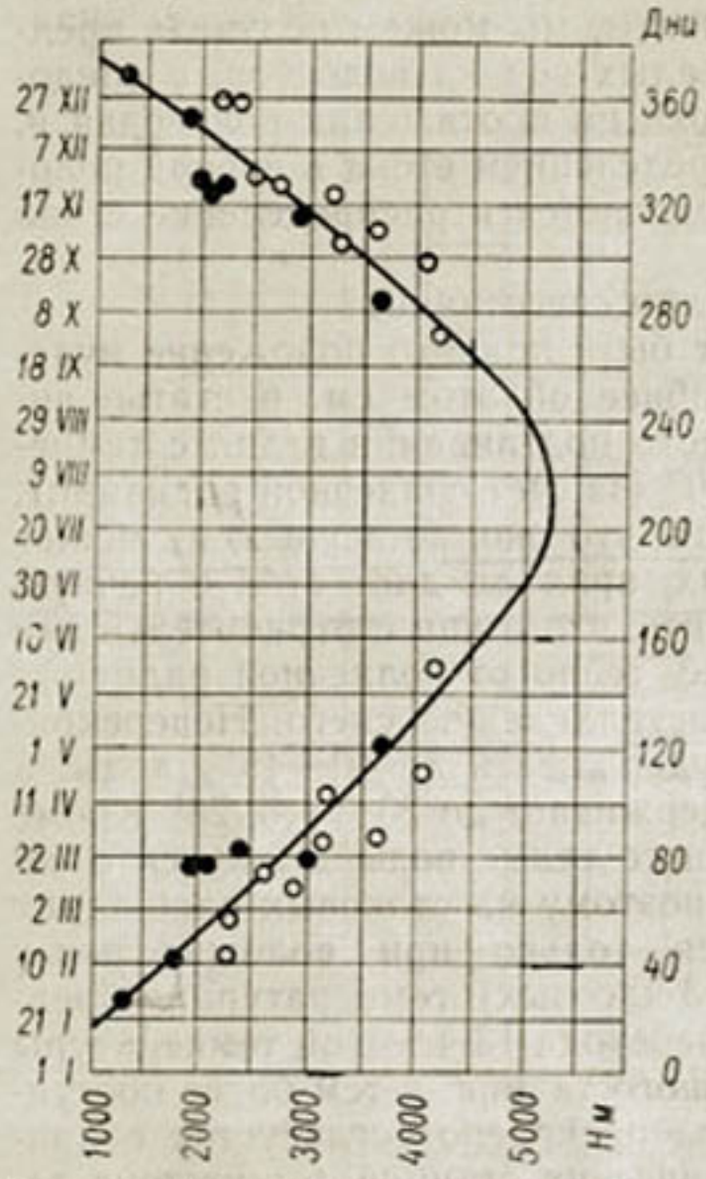


Рис. 40. Зависимость среднего времени перехода температур воздуха в 13 час. через 0° (положения фронта снеготаяния) от высоты местности.

Совершенно ясно, что ординаты внутри кривой показывают продолжительность периода снеготаяния при наличии снега, а дополнение до 365 суток представляет собой период аккумуляции снега на различных абсолютных высотах. Это положение было использовано некоторыми прогнозистами для определения запасов воды в снеге к началу снеготаяния на различных высотных зонах по данным метеорологических станций.

Переходя к рассмотрению тыла снеготаяния, необходимо сразу же указать, что в период интенсивного снеготаяния можно видеть границу, выше которой снежный покров занимает значительную часть площади. Ниже этой границы снег остается только в глубоких ущельях и складках местности. Очень часто нижние концы таких снежников, покрывающих причудливым узором склоны хребтов, спускаются на 1000 м и более ниже границы относительно сплошного снежного покрова. К концу снеготаяния, если бассейн не возвышается над границей вечного снега, они являются основным источником питания рек талыми водами. Таким образом, следует различать две линии тыла снеготаяния: 1) линию, соединяющую точки схода более или менее сплошного

снежного покрова («границу снежного покрова») и 2) линию, соединяющую нижние концы снежников («границу снежников») [1].

Ниже будем рассматривать осредненную для водосбора линию тыла снеготаяния, заменяющую весьма прихотливую линию более или менее сплошного снежного покрова и тем более линию, соединяющую нижние концы снежников. Высота осредненной линии определяется в предположении, что если бы вся площадь выше этой линии была покрыта снегом, то количество образующейся при его таянии воды равнялось бы количеству фактически поступающей на водосбор талой воды. То же следует сказать и про фронт снеготаяния. Таким образом, зависимости, приведенные на рис. 40 и 41, не дают возможности определять положение фронта и тыла снеготаяния на склонах той или иной экспозиции, а также на конкретном леднике или снежнике.

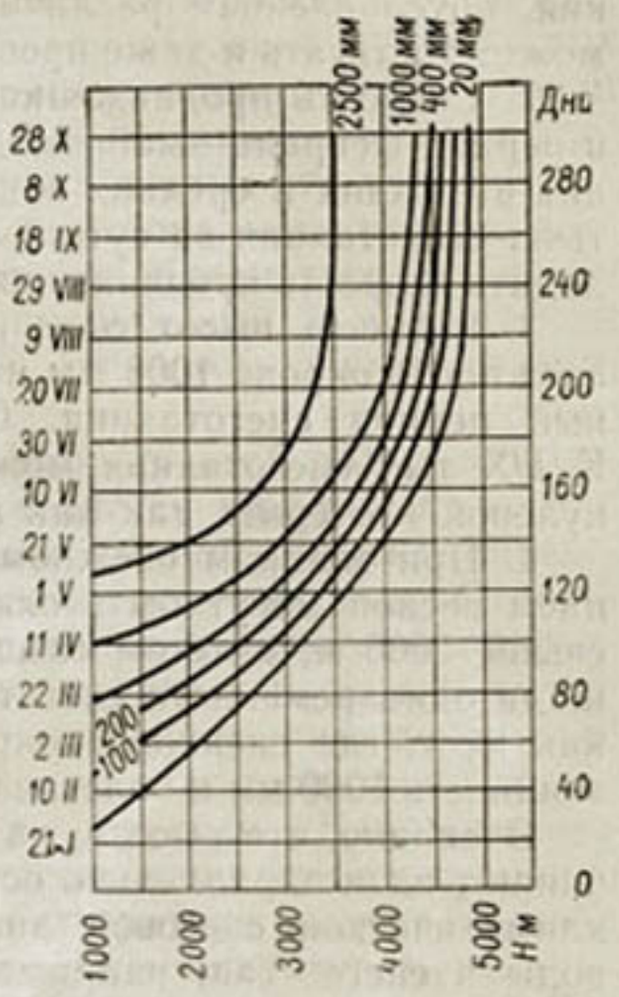


Рис. 41. Зависимость среднего времени схода снежного покрова (положения тыла снеготаяния) от его мощности (в слое воды) и высоты местности (H).

Положение тыла снеготаяния нельзя рассматривать как функцию только высоты местности. Совершенно очевидно, что оно, если не учитывать условий теплового баланса, должно зависеть и от толщины снежного покрова.

Установление связи между временем схода снежного покрова и его толщиной (в слое воды) к началу снеготаяния и высотой местности произведено автором на основе зависимостей: а) между слоем стаявшего снега и суммой положительных температур воздуха и б) между суммой положительных температур, временем и высотой местности.

Такой способ разыскивания необходимой нам зависимости обусловлен тем, что многие высокогорные метеорологические станции расположены в пунктах с маломощным и неустойчивым снежным покровом, таяние которого происходит быстро и подвержено ряду случайностей (выпадение осадков, особые условия погоды и т. д.)

---

[1] Аналогично климатической и орографической снеговым линиям.

Полученная указанным способом зависимость между положением тыла снеготаяния, мощностью снежного покрова и высотой местности (рис. 41) позволяет сделать следующие выводы.

1. Влияние водности снежного покрова на положение тыла снеготаяния очень велико, в особенности ранней весной, когда вследствие низких температур воздуха интенсивность снеготаяния невелика. В это время разница в положении тыла снеготаяния, обусловленная различиями в водности снежного покрова, может достигать и даже превышать 2000 м.

2. Скорость продвижения тыла снеготаяния особенно велика в период февраль—май, когда снеготаяние в основном происходит в нижних и средних зонах гор. В этот период продвижение тыла снеготаяния за сутки может превышать 30 м, т. е. превосходить скорость продвижения фронта снеготаяния.

3. Разность высот тыла и фронта снеготаяния при водности снежного покрова 1000 мм и выше бывает наибольшей в начальный период снеготаяния. Осенью эта разность минимальна. К 1/X тыл снеготаяния может располагаться выше 13-часовой нулевой изотермы, так как в сентябре осадков выпадает мало.

4. При мощном снежном покрове одновременным снеготаянием весной могут быть охвачены площади с разностью высот свыше 2000 м, а летом свыше 1000 м. В действительности площади одновременного снеготаяния будут несколько меньше, так как мест, где снежный покров на высотах ниже 1500 м имеет мощность 1000 мм и более, в Средней Азии мало.

Очевидно, что высота, на которой линии связи на рис. 41 начинают идти параллельно оси y, является одновременно высотой климатической снеговой линии при данной величине запасов воды в снеге. Так, например, при водности снежного покрова 1000 мм климатическая снеговая линия располагается приблизительно на абсолютной отметке 4300 м, при водности снежного покрова 100 мм — на отметке 4700 м и т. д.

Заканчивая рассмотрение вопроса о фронте и тыле снеготаяния и площади возможного одновременного снеготаяния, необходимо подчеркнуть еще три момента. Во-первых, при маломощном снежном покрове тыл снеготаяния весной может лежать выше 13-часовой нулевой изотермы, так как под действием солнечной радиации снежный покров может сходить раньше наступления положительных температур, не давая никакого стока в речную сеть. Такое положение наблюдается, например, в водосборах Соха, Исфары и некоторых других рек, где снежный покров до высот 2500—3000 м маломощен, лежит отдельными пятнами и не дает никакого поверхностного и быстрого подземного стока в реки. Об этом свидетельствуют расходы указанных рек, продолжающие снижаться в марте и апреле, хотя нулевая изотерма в это время находится на высоте больше 2000 м. Во-вторых, устойчивое появление снежного покрова осенью (с конца

октября) и зимой почти совпадает с устойчивым переходом 13-часовой температуры через 0° в сторону отрицательных температур, в силу чего в это время положения фронта и тыла снеготаяния можно считать совпадающими. Наконец, необходимо иметь в виду, что приведенные на рис. 40 и 41 зависимости для определения фронта и тыла снеготаяния являются осредненными для всей горной области Средней Азии, исключая только бассейн озера Балхаш. По этой причине в отдельных районах возможны довольно существенные ошибки при использовании упомянутых связей. Так, например, Памир является несколько более теплым по сравнению с бассейном Вахша и реками южного склона Гиссарского хребта и т. д. Однако следует помнить, что для построения рассматриваемых зависимостей в региональном разрезе данных часто может оказаться недостаточно. Кроме того, приведенные зависимости носят скорее принципиальный, чем расчетный характер. Сказанное относится и к некоторым другим связям, приводимым ниже.

Следующим элементом, знание которого необходимо для выяснения формирования половодья, является интенсивность снеготаяния, которая в каждый данный момент определяется тепловым балансом поверхности снега или льда. Отдельные элементы теплового баланса зависят от большого числа факторов, в частности от температур воздуха, затененности, облачности, скорости ветра, крутизны и экспозиции склонов и т. п. Интерполяция большинства этих элементов по территории вследствие их резкой изменчивости вряд ли допустима. Единственным элементом, поддающимся сравнительно точному определению для неизученных пунктов, является температура воздуха. В связи с этим возникает вопрос: нельзя ли по температурам воздуха определять величину стаивания хотя бы за несколько суток? Попытка связать величину стаивания с суммой положительных температур $\Sigma(+\theta_{ср})$ в гидрологической литературе впервые была сделана М. А. Великановым [7] и дала положительные результаты (близкий, но все же отличный от предложения М. А. Великанова способ определения стаивания снега был раньше разработан Ф. И. Быдиным). Наличие подобной зависимости с физической стороны объясняется тем, что температура воздуха и приход суммарной солнечной радиации $\Sigma(Q'+q)$, которыми в основном определяется тепловой баланс поверхности снега или льда, в общем имеют параллельный ход, резко расходясь только в отдельные сутки (рис. 42).

Именно поэтому П. П. Кузьмин [17] констатировал наличие связи между величинами баланса тепла поверхности льда и средними суточными температурами воздуха, когда они превышали +2°. Подобная зависимость для ледника Имат в верховьях р. Пасруд (бассейн Зеравшана), построенная по данным Кузьмина, приводится на рис. 43. Она показывает, что для

периодов времени 5—10 суток общий приход тепла может быть определен с высокой точностью [1]. Понятно, что линии связи между $\Sigma(+\theta_{ср})$ и суммами баланса тепла не могут иметь для разных

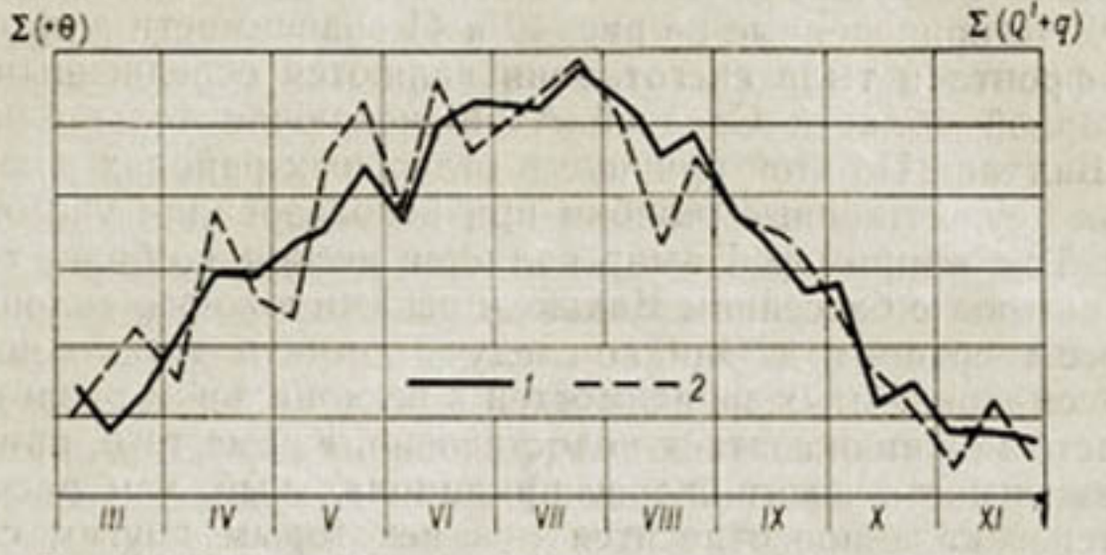


Рис. 42. Ход суммы средних декадных температур воздуха и прихода суммарной солнечной радиации за декаду в г. Ташкенте за 1949 г.
1 — $\Sigma(+\theta)$, *2* — $\Sigma(Q'+q)$.

мест один и тот же угол наклона. В пунктах с большой облачностью, затененных, с высоким альбедо поверхности снега и т. п. он будет меньше, чем в пунктах с открытым горизонтом, где преобладают ясные дни. Отсюда следует, что величина стаявшего снега и льда, приходящаяся на 1° положительной температуры, будет в разных местах различна; для нас важно только установить, насколько может быть велик этот размах.

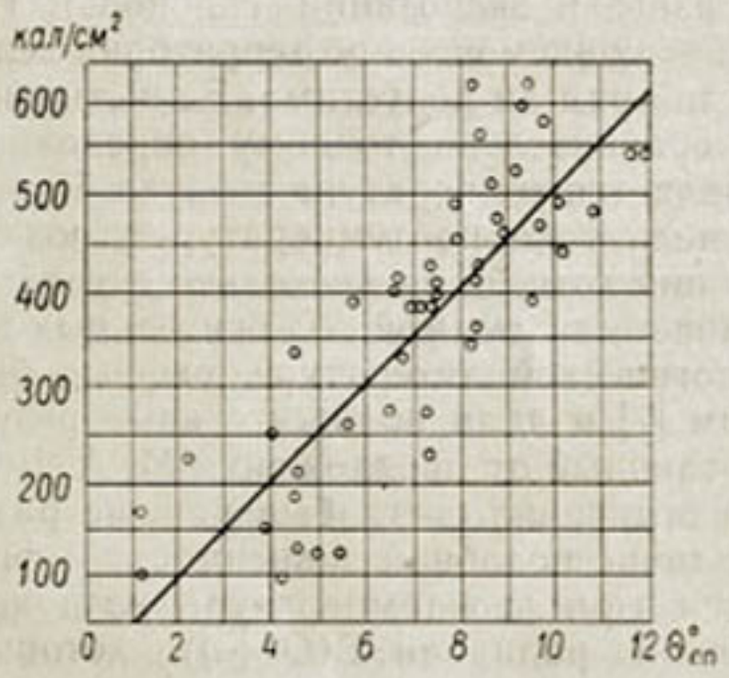


Рис. 43. Зависимость между приходом тепла и средними суточными температурами воздуха (θ).

На рис. 44 показаны связи между стиванием льда и $\Sigma(+\theta_{ср})$ для некоторых ледников Средней Азии, Кавказа и Швейцарских Альп. Они подтверждают возможность высокой точности определения стивания за отрезки времени 10 дней и более.

Связи на рис. 44, а также наблюдения за стиванием и тем-

[1] Более подробно этот вопрос рассмотрен в работе автора «Таяние снежников в горах Средней Азии» [46].

пературами воздуха на леднике Тамынген и других, позволяющие определить среднее стаивание на 1° положительной температуры, показывают, что несмотря на самые разнообразные условия затенения, загрязненность поверхности ледников и т. п.,

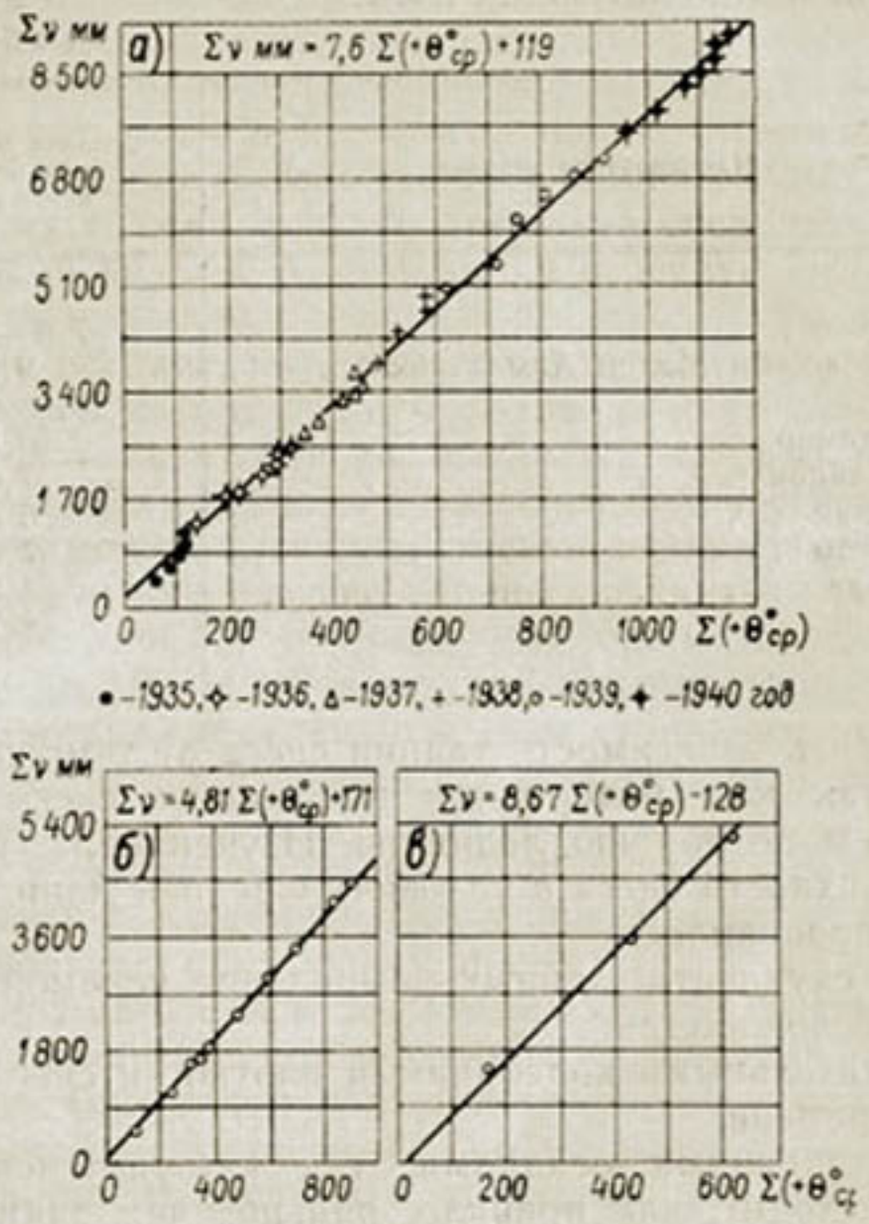


Рис. 44. Зависимость между стаиванием льда и суммами средних суточных температур воздуха на ледниках.

а — Федченко (*H* = 4050 *м*), *б* — Башкара (Кавказ), *в* — Аллалин (Швейцарские Альпы).

величина стаявшего льда на 1° положительной температуры колеблется не в очень широких пределах, как это можно видеть из табл. 20.

Если учесть, что на леднике Казантемир наблюдения велись очень непродолжительное время в условиях погоды, благоприятствующих наибольшему стаиванию (ясные дни при низких температурах воздуха), а для ледника Башкара температура воздуха не была приведена к высоте, на которой велись наблюдения за таянием, из-за отсутствия надлежащих данных, то таяние льда, приходящееся на 1° положительной температуры, уложится

в пределы 6—9 мм. Таким образом, для определения величины стаивания льда на водосборах рек Средней Азии без большой погрешности можно в среднем принять, что на 1° положительной температуры приходится 7—8 мм растопленного льда. По-видимому, лучше остановиться на 7 мм.

Таблица 20

Наименование ледника	Средняя величина стаивания льда на 1° в мм
Федченко	7,6—8,0
№ 4 (бассейн Малой Алмаатинки)	9,0
Имат	5,9—6,3
Казантемир	10,3
Кок-Майнок	7,0
Тамынген	6 5
Караугом	7,6
Башкара	4,8
Аллалин	8,7

Установить зависимость таяния снега от температур воздуха труднее, так как материалов по таянию снега значительно меньше, чем по таянию ледников. Изучение же теплового баланса поверхности снега в условиях Средней Азии, по существу, совсем не проводилось.

Кроме скудности данных, выявление искомой зависимости для снега осложняется:

а) значительными колебаниями плотности снега в пространстве и во времени;

б) выпадающими осадками, так как интенсивное таяние снега происходит, как правило, раньше, чем таяние ледников, в период, когда частота выпадения и количество осадков существенно больше, чем в период таяния льда;

в) более низкими температурами, при которых происходит таяние снега, если исключить его мощные скопления (снежники).

По многочисленным данным УГМС УзбССР, средняя плотность снега в период снеготаяния, если исключить пункты с совершенно ничтожным снежным покровом и снежники, колеблется в пределах 0,3—0,5[1]. Первая цифра относится к местам, где снег на небольших высотах лежит сравнительно недолго и где его мощность незначительна; вторая — к высоким зонам гор, где снег начинает таять поздно, и к местам с мощным снежным покровом.

[1] Правильность того, что плотность снега в период интенсивного снеготаяния не может быть ниже 0,3, подтверждается наблюдениями в долине Муксу, где свежевыпавший мокрый снег имел плотность 0,36—0,40.

Таким образом, для расчетов снеготаяния плотность снега (исключая снежники) может быть принята равной 0,35—0,40.

Влияние выпадающих осадков на интенсивность таяния снега в зависимости от их вида различно. Твердые осадки резко снижают интенсивность таяния, так как альбедо свежевыпавшего снега очень велико и достигает 70—95% [16, 18, 36, 37]. Жидкие осадки, наоборот, хотя и незначительно, но усиливают таяние снега. Кроме того, они быстро стекают в пониженные места, увеличивают в них объемы воды и, прорывая снежные перемычки, вместе с талыми водами устремляются в речную сеть, усиливая тем самым сток последних.

Количество осадков, выпадающих в период снеготаяния, как уже указывалось в предыдущей главе, обычно не превышает 20—25% слоя стаявшего снега и только в некоторых (по преимуществу низкогорных) районах с большим количеством зимне-весенних осадков может быть существенно выше названных чисел.

Значительно лучше изучено таяние снежников экспедициями Академии наук УзбССР и Среднеазиатского государственного университета им. В. И. Ленина под руководством автора. Согласно данным этих исследований, слои стаявшего снега, приходящиеся на 1° положительной средней суточной температуры воздуха, несмотря на самые разнообразные физико-географические условия, в том числе различную абсолютную высоту, ориентацию склонов и т. п., изменяются в общем в узких пределах — от 4,7 до 6,8 мм/град. при среднем значении 5,5 мм/град. Точность расчетов таяния снежников по средним суточным температурам воздуха за десятидневки при значениях их, больших 4—5°, достаточно высокая (ошибки в большинстве случаев не превышают ±7%). Интересно, что стаивание снега в ясные и пасмурные дни мало различается. В среднем в пасмурные дни таяние снежников на 1° положительной температуры на 10% ниже среднего таяния (5,5 мм), а в ясные дни на 5% выше среднего. Особенно важно, что стаивание снежников на 1° положительной температуры в период интенсивного их таяния (май—август) остается приблизительно одинаковым на различных абсолютных высотах (во всяком случае в пределах 1800—3800 м) и на склонах различных экспозиций. Это, как показала Л. И. Шалатова [39, 46], объясняется тем, что роль радиационного баланса в таянии снега за период май—август мало изменяется с высотой местности и экспозицией склонов, составляя округленно 40—60% общего тепла, необходимого для таяния снега. Рассматривать причины сравнительного постоянства доли радиационного баланса и теплообмена с атмосферой в таянии снежников мы здесь не имеем возможности и отсылаем интересующихся к работам [39, 46]. Укажем только, что расчеты таяния снежников, принимая стаивание на 1° средней суточной температуры в размере 5,5 мм,

с достаточной для практической цели точностью возможно производить для интервалов времени 10 суток и более и для средних суточных температур воздуха, превышающих 4—5°.

Так же как и у снежного покрова, у снежников наблюдается увеличение плотности снега со временем. Однако в горах плот-

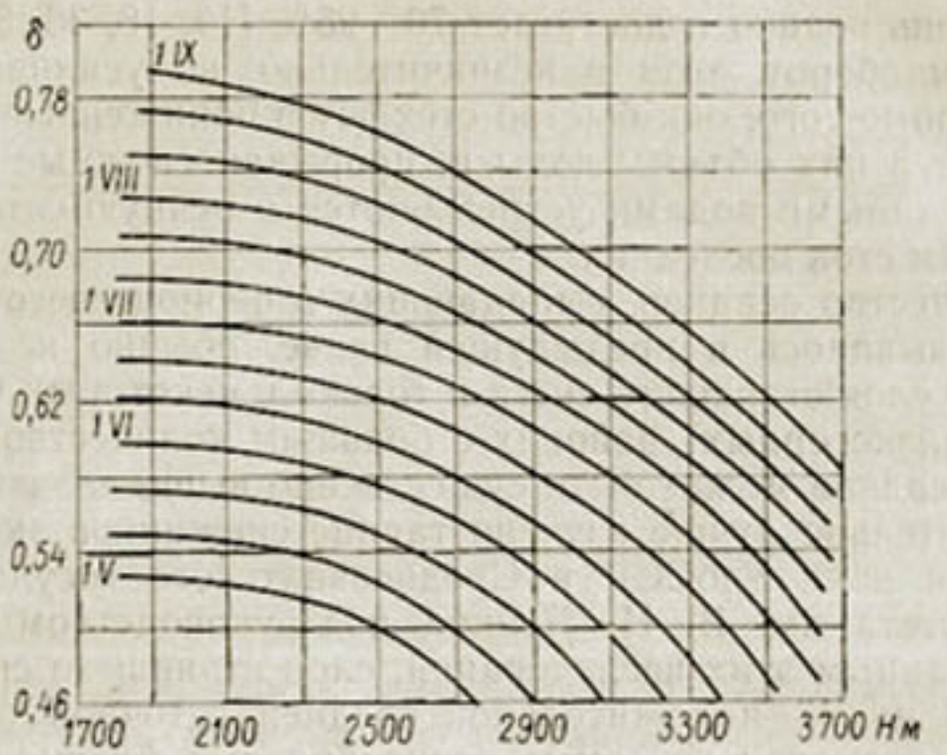


Рис. 45. Зависимость плотности снега (δ) от высоты (*H*) и времени.

ность снега зависит и от абсолютной высоты, на которой располагается снежник.

Зависимость плотности снега снежников от абсолютной высоты и времени (за период снеготаяния), составленная Л. И. Шалатовой [46], приводится на рис. 45. Средняя ошибка определения плотности снега по этой зависимости составляет ±0,02, в 87,6% случаев ошибки не выходят за пределы ±0,04. Согласно этой зависимости, на высоте, например, 2000 м плотность снега 1/V равна 0,53, а 1/IX увеличивается до 0,79. 1/VII плотность снега на высоте 2000 м составляет 0,66, на высоте 3000 м — 0,59, а на высоте 3500 м — 0,50 и т. д. Как видно, в период интенсивного таяния снежников плотность снега в большинстве случаев укладывается в пределы 0,45—0,75. От высоты и времени в первую очередь, очевидно, зависит и альбедо поверхности снежников. Такая зависимость, полученная Б. Е. Милькисом [46], приведена на рис. 46 [1]. Им было установлено также, что альбедо поверхности снежников в период таяния имеет различный суточный ход на снежниках разной экспозиции, причем полуденные значе-

[1] Точность определения отражательной способности снежников северной ориентации ±0,2%.

ния альбедо северной, западной и восточной экспозиций с точностью ±0,5%, в южной ±1,5% характеризуют их дневную отражательную способность. Таким образом, альбедо, измеренное близ полудня, можно считать средним за день. При использовании зависимости (рис. 46) для определения альбедо наклонных

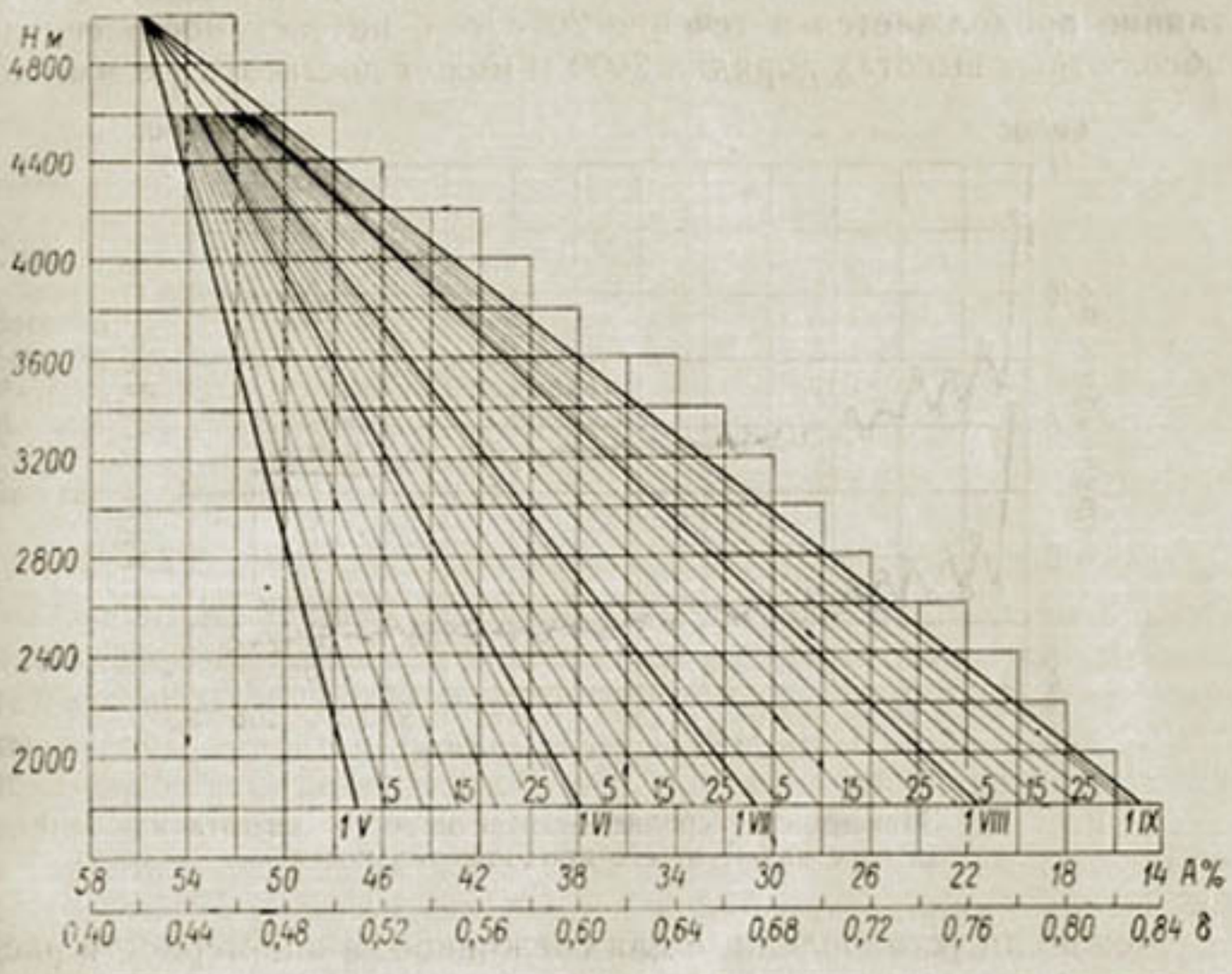


Рис. 46. Номограмма для расчета альбедо и плотности снежников в период таяния.

поверхностей необходимо к данным, полученным по шкале, прибавлять при снежниках западной и южной ориентаций 6%, при снежниках восточной ориентации 5% и при снежниках северной ориентации 8%. Альбедо поверхности снежников на высоте 2000 м изменяется от 48% 1/V до 18% 1/IX. Альбедо на высоте 2000 м 1/VII составляет 32%, на высоте 3000 м — 40% и на высоте 3500 м — 44%. В целом в период май—август отражательная способность поверхности снежников укладывается в пределы 52—16%.

Как показали наблюдения, дневной ход интенсивности таяния снежников зависит от условий погоды. В ясные и малооблачные дни ход интенсивности снеготаяния имеет наибольшую амплитуду, максимальной величины интенсивность снеготаяния в такие дни достигает в 12—15 час. Наибольшая часовая интенсив-

ность таяния снежников на абсолютных высотах порядка 2000 м летом может достигать 15 мм/час. Падение интенсивности снеготаяния с увеличением его продолжительности (рис. 47) резко выражено только в пределах одних суток (что обусловлено суточным ходом теплового баланса). В дальнейшем средняя интенсивность снеготаяния падает очень медленно; если даже снеготаяние продолжается в течение 20 суток, интенсивность его на абсолютных высотах порядка 2000 м может достигать 4,8 мм/час.

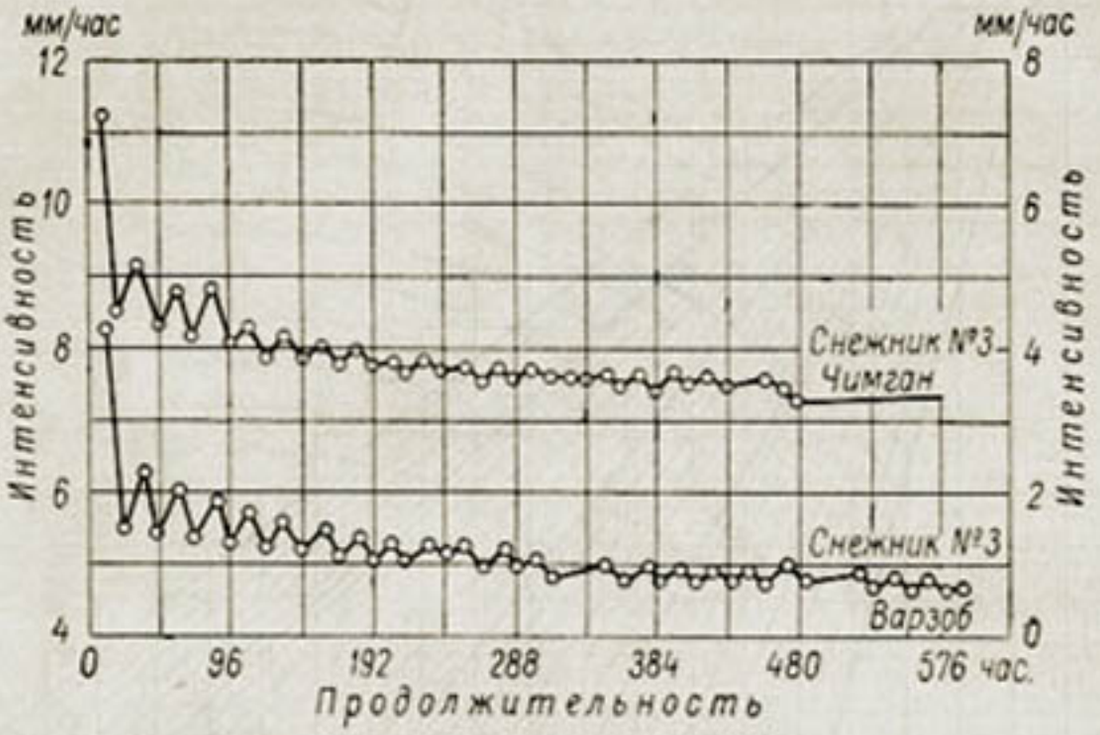


Рис. 47. Зависимость средней интенсивности снеготаяния (в слое воды) от его продолжительности.

Можно ли установленные для снежников закономерности распространить на нормальный снежный покров[1], сказать трудно, так как необходимы еще довольно длительные исследования. Все же некоторые соображения по этому вопросу могут быть высказаны, в первую очередь в отношении приемлемости установленного выше коэффициента стаивания (т. е. стаивание на 1° положительной средней суточной температуры) в размере 5,5 мм. Произведенные расчеты показывают, что, принимая указанное значение коэффициента стаивания, получают вполне удовлетворительные результаты при расчетах схода снежного покрова при условии, если его мощность не менее 200 мм (в слое воды), продолжительность снеготаяния составляет не менее 10 суток и протекает оно при устойчивой температуре воздуха (без перехода к отрицательным значениям). Возможность принятия стаивания на 1° положительной температуры в размере 5,5 мм для расче-

[1] Под нормальным снежным покровом автор понимает снег, мощность которого обычно не превышает 1 м, редко 1,5—2,0 м, а плотность к концу снеготаяния, как правило, не выше 0,4.

тов таяния снежного покрова подтверждается значениями коэффициента стаивания, полученными рядом исследователей для разных, преимущественно северных, районов СССР (табл. 21), а также расчетами автора для некоторых пунктов Средней Азии [42, 46].

Таблица 21

Место наблюдений	Стаивание снега на 1° в мм слоя воды	Источник сведения
Стоковая площадка в с. Собакино Московской обл.	5,9	[24]
Бассейн р. Москвы	6,4	[13]
Бассейн р. Пехорки	5,4	[13]
Метеорологическая станция Сыктывкар	4,0	[13]
Метеорологическая станция Безенчук	5,0	[13]
Стоковая площадка близ г. Омска	5,7	[34]
Бассейн р. Мологи	5,3	[22]

Очевидно, что при таянии снега и льда весной и осенью влияние экспозиции склонов может сказываться весьма существенно, так как разница в приходе прямой солнечной радиации на склоны разной ориентации при низком стоянии солнца может быть исключительно велика (рис. 48). Этим объясняется огромная разница в таянии льда, которую наблюдал О. А. Спенглер в первой половине октября 1932 и 1933 гг. в бассейне ледника Федченко на склонах северной и южной экспозиций крутизной 20—30° [33]. Действительно, таяние льда на южном склоне превышало в это время таяние на северном склоне округленно от 4,5 до 11 раз. В конце сентября различия были значительно меньше (интенсивность таяния на южном склоне превышала таковую на северном только в 2,3—2,4 раза). Чрезвычайно большое влияние экспозиции склонов на таяние снега и льда при низком стоянии солнца объясняется, понятно, не только огромной разницей в приходе прямой солнечной радиации на склоны разной ориентации, но и низкими температурами воздуха в это время, в силу чего стаивание происходит почти исключительно под влиянием радиационного баланса. Этим обусловливаются значительные различия в режиме сезонного снежного покрова на склонах северной и южной ориентаций, которые отмечались рядом исследователей, в частности в водосборе Малой Алмаатинки И. С. Соседовым [32].

Установленная выше величина стаивания снега и льда на 1° положительной температуры в действительности является результатом совместного действия испарения, таяния и конденсации. Поэтому необходимо оценить роль испарения и конденсации в общей абляции снега или льда, поскольку расход

снега и льда на испарение является безвозвратно потерянным для стока.

Вопрос об испарении и конденсации для снега или льда имеет довольно большую историю и самые противоречивые суждения [2, 5, 10, 12, 25, 27, 30, 38, 41, 44]; здесь ограничимся рассмотрением только некоторых данных.

Ввиду приблизительного постоянства температуры поверхности снега или льда в период снеготаяния вопрос о преобладании

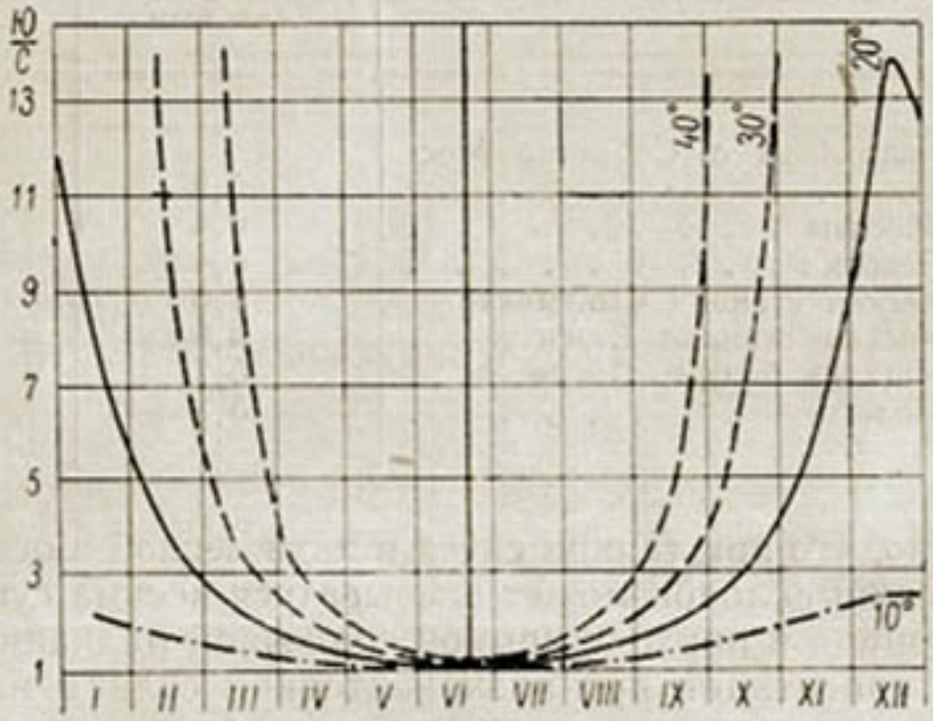


Рис. 48. Отношение прихода прямой солнечной радиации за день на южном склоне к приходу на северном склоне при крутизне склонов 10, 20, 30, 40°.

испарения или конденсации в этот период решается величиной упругости водяного пара над поверхностью таяния: если она больше 4,58 мм, или 6,11 мб (насыщение воздуха при температуре 0°), то должна наблюдаться конденсация, если меньше — испарение. В связи с этим будет законным предположение, что шансы на конденсацию будут больше при высоких температурах, когда содержание паров воды в воздухе обычно больше. Отсюда можно сделать вывод, что в период снеготаяния испарение не должно быть велико. Все известные нам данные подтверждают этот вывод. Так, например, наблюдения за испарением с поверхности снега на Валдайской гидрологической станции [28] показывают, что испарение при отрицательных средних суточных температурах воздуха может превышать 1 мм в сутки; при положительных температурах испарение не превышало 0,5 мм, опускаясь до нуля (при температуре 4,3°), а при наибольшей температуре 5,2° отмечалась даже конденсация (0,2 мм). В среднем за дни с отрицательными средними суточными температурами испарение составляло 0,89 мм за сутки, а за дни с положительными

температурами 0,18 мм. По наблюдениям О. А. Спенглера на Усадьевском логу, испарение с поверхности снежного покрова за период снеготаяния 1938 г. составляло 10 мм, т. е. испарение за сутки исчисляется долями миллиметра.

Исследования О. В. Ванеевой [5] на леднике Караугом (Кавказ) показали, что влажность воздуха на высоте 1 м часто выше влажности на высоте 2—2,5 см, т. е. воздух обеднен влагой, ушедшей из него путем конденсации. На базе этих наблюдений Ванеева не без основания считает ледник Караугом конденсатором влаги, по крайней мере летом.

Согласно 10-летним наблюдениям Дубовской научно-исследовательской гидрологической лаборатории [35], испарение снега в период половодья в среднем равняется 4—8 мм. Исследования Г. А. Авсюка [2] на северных склонах Терскей-Алатау на высотах до 4000 м показали, что на поверхности фирна максимальное значение конденсации за сутки равнялось 0,216 мм, а максимальная величина испарения 0,084 мм. Подавляющее большинство дней характеризуется гораздо меньшими величинами испарения и конденсации: испарение величиной порядка 0,005 мм, конденсация 0,01 мм. Суммарный эффект в пользу конденсации был равен 0,005 мм.

Работы экспедиции Академии наук УзбССР и Среднеазиатского государственного университета в разнообразных горных районах Средней Азии на высотах от 1800 до 3700 м также показали преобладание конденсации над испарением. На снежниках, расположенных на абсолютных высотах 1800—2200 м, максимальная величина конденсации в период интенсивного снеготаяния за все годы не превышала 3 мм в сутки. Средняя суточная величина конденсации намного ниже. Например, на снежнике № 4 в бассейне р. Чимганка средняя суточная величина конденсации с небольшим округлением была равна 0,5 мм. На Большом снежнике в том же бассейне за период с 26/VI по 9/VII 1949 г., где влажность воздуха была существенно ниже, суточная конденсация не превышала 1 мм при среднем значении несколько менее 0,20 мм. За месяц снежник № 4 в результате конденсации получил 15 мм воды, а Большой снежник — всего 6 мм. Таким образом, даже в этом низко расположенном районе с благоприятными (высокая влажность воздуха) для конденсации условиями величина ее незначительна и чаще всего не превышает 1 мм в сутки при средних суточных величинах, исчисляющихся долями миллиметра. Преобладание конденсации над испарением сохраняется до больших абсолютных высот (3500—4000 м). Исключение могут представлять только сухие, главным образом внутригорные, районы (например, Центральный Тянь-Шань и Восточный Памир), где испарение над конденсацией, возможно, начинает доминировать на более низких высотах. Интересно отметить, что в моменты конденсации наблюдается снижение влаж-

ности воздуха к поверхности снега, особенно резкое в приснежном слое, в моменты испарения наблюдается обратная картина. Таким образом, по разрезам воздуха можно судить качественно о преобладании испарения или конденсации.

Не имея возможности подробнее останавливаться на вопросах испарения и конденсации на поверхности снега в период интенсивного снеготаяния[1], ограничимся приведением конечных выводов, полученных вышеупомянутыми экспедициями.

1. В период снеготаяния в горах Средней Азии до высот 3500—4000 м обычно преобладает конденсация над испарением с поверхности снежников.

2. При повышении температур воздуха в период снеготаяния увеличение испарения не только не происходит, но, наоборот, условия для конденсации становятся более благоприятными.

3. В период снеготаяния процессы испарения и конденсации протекают не интенсивно; поэтому можно пренебречь ими при расчетах талых вод, поступающих на поверхность водосбора.

Последний вывод имеет особенно важное практическое значение. Следует, однако, иметь в виду, что упомянутые выводы сделаны главным образом на основе наблюдений на снежниках и охватывают время со второй половины мая по август. Поэтому они нуждаются в проверке для районов и отрезков времени с низкой влажностью воздуха в период снеготаяния. В частности, во время залегания сплошного или почти сплошного снежного покрова влажность воздуха может быть низкой, так как пополнение воздуха влагой за счет интенсивного испарения с поверхности грунта, освободившегося из-под снега, не имеет места.

На наличие значительного испарения с поверхности снежного покрова, в том числе в период снеготаяния, указывают, в частности, наблюдения М. И. Ивероновой [9] и И. С. Соседова на северных склонах Терскей-Алатау и Заилийского Алатау. Нужно, однако, всегда помнить, что преобладание испарения или конденсации целиком определяется влажностью воздуха, которая и должна быть основным корректирующим фактором наблюдений с помощью испарителей, так как эти наблюдения весьма приближенны и нередко показывают испарение, когда должна иметь место конденсация, и наоборот.

Измерения объемов гротов снежников незадолго перед их исчезновением, а также определение тепла, которое выделяется воздухом при циркуляции по гроту и водой ручья, протекающего под снежником, произведенные экспедициями, показали, что величина подснежниковой абляции[2] в самых благоприятных усло-

---

[1] Интересующиеся могут прочесть об этом в работах [44, 46].

[2] Под подснежниковой абляцией понимается таяние снега за счет тепла, отдаваемого воздухом и водой при прохождении их под гротами снежников, и в значительно меньшей степени за счет внутреннего тепла земли.

виях не превышает 10%, оставаясь в большинстве случаев ниже 5%, и доходит почти до нуля, если снежники покоятся на хорошо проницаемом основании. Таким образом, при расчетах поступления талых вод на водосбор можно не считаться и с подснежниковой абляцией, ограничившись учетом только поверхностного таяния.

В заключение отметим, что в большинстве случаев основным источником подснежниковой абляции является тепло, отдаваемое водой, которое служит первопричиной образования гротов, конечно, там, где они образуются.

Зная слой стаявшего снега или льда, приходящийся на 1° положительной температуры, и имея суммы положительных температур к любому моменту времени, можно определить среднюю интенсивность снеготаяния за интервалы времени не менее декады в любом пункте Средней Азии. Совершенно естественно предположить, что суммы положительных температур зависят не только от времени, но и от высоты местности, поскольку средние годовые и средние месячные температуры воздуха весьма тесно связаны с высотой и сравнительно мало зависят от широты местности.

Зависимость сумм положительных средних суточных температур воздуха от времени (t) и высоты местности (H), осредненная для всей горной области Средней Азии за исключением бассейна озера Балхаш, представлена на рис. 49. Отдельные пункты могут значительно отклоняться от осредненных изолиний $\Sigma(+\theta_{ср})$. Это подтверждает то, что влияние местных особенностей, как и следовало ожидать, довольно значительно. Остановимся на некоторых особенностях зависимости $\Sigma(+\theta_{ср}) = f_1(t, H)$, приведенной на рисунке.

Зависимость $\Sigma(+\theta_{ср}) = f_1(t, H)$ характеризуется сначала медленным приращением сумм положительных температур, летом оно наибольшее, а осенью снова замедленное. Так, например, на высоте 2000 м для накопления первых +500° необходимо около 110 дней, последующие +500° набираются уже за 33 дня (в мае—июне), 29 дней (в июне—июле) и 24 дня (в июле — начале августа). В августе—сентябре для прироста +500° необходимо 32 дня, а последующие +500° уже не набираются до конца года.

К моменту начала интенсивного снеготаяния (переход 13-часовой температуры через 0° в сторону положительных температур) уже имеется, как правило, некоторая сумма положительных средних суточных температур. Это объясняется тем, что до устойчивого перехода 13-часовой температуры через 0° довольно часто встречаются один-два дня с положительными средними суточными температурами воздуха. В эти дни, вновь сменяющиеся днями с отрицательными температурами, не может происходить интенсивное снеготаяние, а тем более сток талых вод в речную

сеть. Это предположение подтверждается, например, наблюдениями на стоковых площадках Московской агрометеорологической станции [24], на которых сток при средних суточных температурах воздуха менее 5° начинался на вторые—шестые сутки,

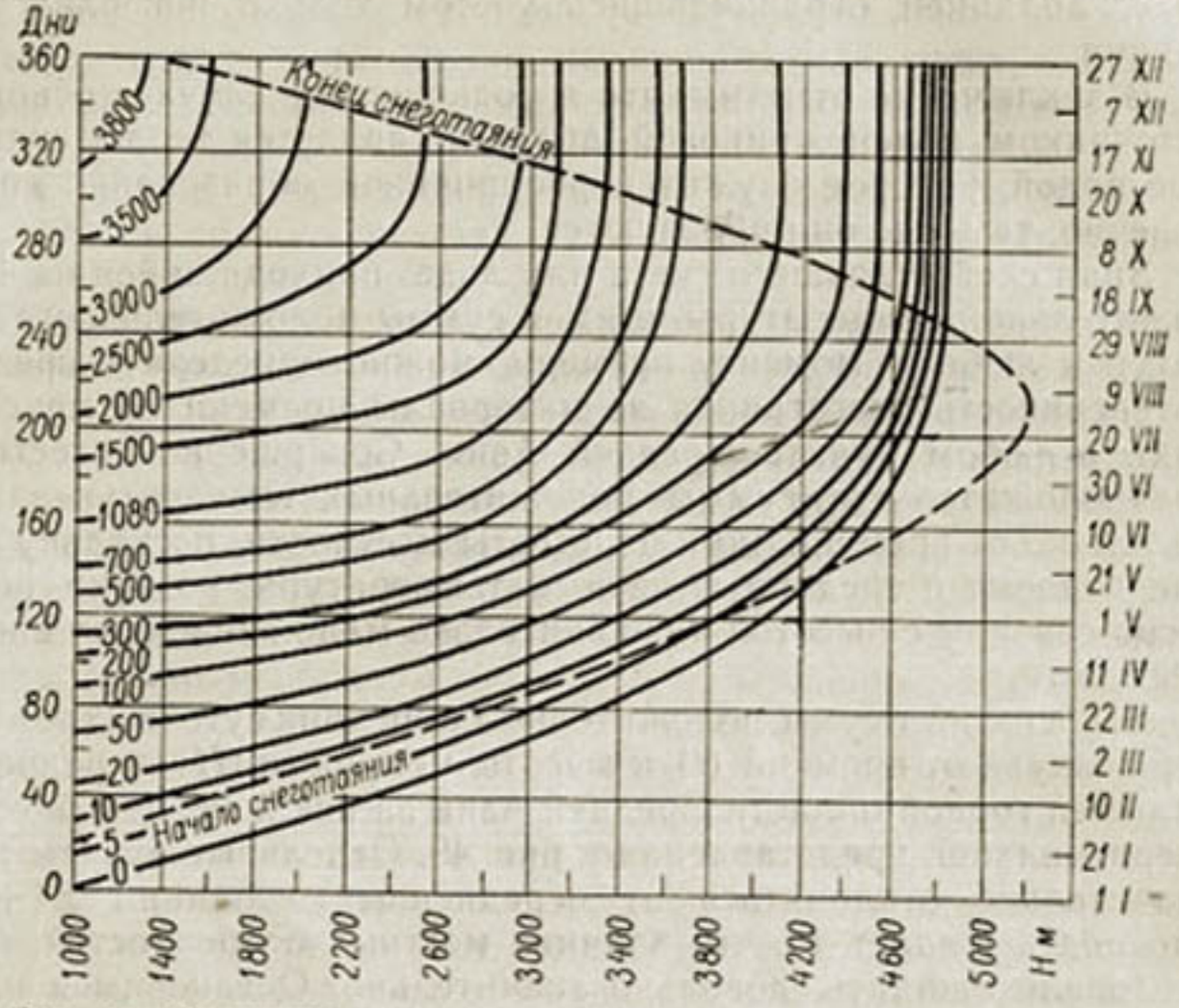


Рис. 49. Зависимость сумм положительных средних суточных температур воздуха от времени и высоты местности.

причем $\Sigma(+\theta_{ср})$ до начала стока колебалась от 2 до 9,3°. Запаздывание стока на водосборах рек будет еще больше, чем на стоковых площадках. По этой причине при определении слоя стаявшего снега или льда $\Sigma(+\theta_{ср})$ следует брать с момента перехода 13-часовой температуры через 0° (с момента начала интенсивного снеготаяния). На больших высотах (4400 м и выше) положительные средние суточные температуры воздуха наблюдаются уже только после устойчивого перехода 13-часовой температуры через 0°, а на высотах 4800 м и более дней с положительными средними суточными температурами не бывает вовсе. На этих высотах снеготаяние может происходит только за счет солнечной радиации и теплообмена с атмосферой в теплую часть суток, и его интенсивность не бывает значительной. Таяние льда при отрицательных средних суточных температурах воздуха, по имеющимся наблюдениям, не превышает 30—40 мм в сутки, а снег в это время, по-видимому, совсем не дает стока в речную сеть. Позже конца интенсивного снеготаяния (переход 13-часовой

температуры через 0° в сторону отрицательных температур) приращение $\Sigma(+\theta_{ср})$ или не наблюдается, или совершенно ничтожно, поэтому за пределами линий конца снеготаяния изолинии равных $\Sigma(+\theta_{ср})$ идут параллельно оси y. Располагая зависимостью $\Sigma(+\theta_{ср})=f_1(t, H)$ и величиной стаивания снега на 1° положительной температуры, можно определить, какие толщи

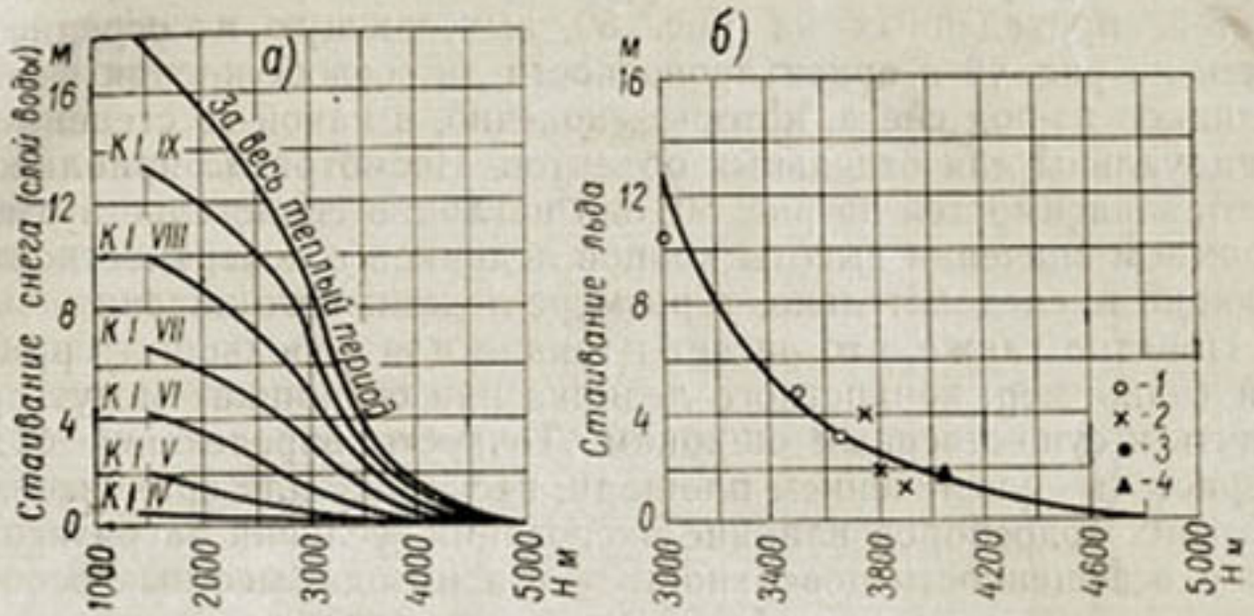


Рис. 50. Возможное стаивание снега в зависимости от времени и высоты местности (*а*) и стаивание льда за теплый период в зависимости от высоты (*б*).

1 — Рошский ледник, *2* — ледник Де-ля-Сель, *3* — ледник Туюк-су, *4* — ледник Федченко.

снега (в слое воды) могут быть растоплены к определенным датам и к концу теплого сезона на различных высотах. Для наглядности на рис. 50 приведена зависимость $\Sigma v=f_2(t, H)$. На рисунке видно, что на высоте 1500 м и за теплый период года может быть растоплен снег, эквивалентный 17 750 мм воды, а на высоте 4500 м — 500 мм. Следовательно, для того чтобы осредненная по водосбору снеговая линия располагалась на высоте 4500 м, нужно иметь годовое количество осадков не меньше 500 мм. Для высоты снеговой линии 4000 м нужно иметь уже 1500 мм осадков и т. д.

Снежники мощностью 20 м на высоте 2500 м (при плотности снега 0,50) успели бы растаять только к 1/IX, а на высоте 2850 м — только к концу теплого сезона.

Для приближенного определения толщины слоев льда, которые могут быть растоплены за теплый сезон года, приводится зависимость Σv (принимая плотность льда $\delta=0{,}90$) от высоты местности. При построении зависимости из сумм положительных температур за весь теплый период вычитались температуры, идущие на таяние снега, лежащего на поверхности ледников. Для этой цели по имеющимся данным были установлены даты обнажения ледников от снега на разных высотах. В частности,

для высоты 3000 м было принято, что ледники освобождаются от покрывающего их снега к 15/V, на высоте 4000 м — к 10/VII, на высоте 4600 м — к 23/VIII. Согласно зависимости, приведенной на рис. 50, на высоте 3000 м может быть растоплен слой льда в 12,5 м, на высоте 3500 м — 4,4 м, на 4000 м — 1,6 м, на 4500 м — 0,35 м.

Вряд ли нужно вновь подчеркивать приближенность зависимостей, приведенных на рис. 50, вытекающую из осреднения связи на рис. 49 и ориентировочности дат освобождения языков ледников из-под снега, которые, конечно, в какой-то степени индивидуальны для отдельных объектов. Несмотря на приближенность зависимостей на рис. 50, они наглядно свидетельствуют об огромном значении высоты концов ледников в поверхностной их абляции и, следовательно, в размере ледникового питания.

Понятно также, что расчеты таяния для небольших территорий (например, конкретного ледника или снежника) могут приводить к существенным ошибкам. Точность определений будет возрастать с увеличением площади, поскольку для сравнительно больших водосборов влияние экспозиции, условий загрязненности и освещенности поверхности снега и льда, местных особенностей климата и других факторов будет сглаживаться.

Последним элементом, необходимым для определения поступления талых вод на водосбор, является водность снежного покрова к началу снеготаяния в различных высотных зонах, определяющая положение тыла снеготаяния.

Как было показано в главе III, средняя водность снежного покрова на разных высотах водосбора в настоящее время неизвестна. Мы знаем только вид зависимости $v=\psi(H)$ и то, что чем ниже средняя высота водосбора, тем обычно больше водность снежного покрова в нижних зонах его при сходных условиях увлажнения водосборов атмосферными осадками.

Следует заметить, что получать зависимости $v=\psi(H)$ путем непосредственных наблюдений вряд ли целесообразно, так как это связано с чрезвычайно большими затратами сил и средств ввиду крайне неравномерного распределения снега в горах Средней Азии. По этой причине водность снежного покрова как функция высоты в настоящее время может быть получена только на основе имеющихся наблюдений за стоком рек (с исключением базисного стока) путем подбора кривых зависимостей $v=\psi(H)$ и, следовательно, кривых положения тыла снеготаяния, дающих наилучшее совпадение с распределением поверхностного стока во времени.

В качестве первого приближения можно рекомендовать положение тыла снеготаяния определять по зависимости времени устойчивого схода снега от высоты местности, которую можно составить по данным метеостанций. В качестве примера такой зависимости приводим рис. 51.

Для неизученных створов можно пользоваться подобранными кривыми положения тыла снеготаяния для створов-аналогов. Подобранные таким образом кривые несколько искажают действительную мощность снежного покрова и положение тыла снеготаяния, так как наблюденные гидрографы поверхностного стока уже учитывают процессы стока талых вод по поверхности водосбора и в его речной сети, в частности потери талых вод при их стекании.

В данной работе, в основном преследующей цель дать анализ формирования стока и закономерности географического распределения характеристик стока, не имеет смысла останавливаться подробно на технике исключения подземного питания, подбора кривых тыла снеготаяния и определения объемов талых вод. Ограничимся только приведением подобранных кривых положения тыла снеготаяния и соответствующих им зависимостей $v = \psi(H)$ для водосборов рек Кашкадарья, Ангрен, Чирчик, Зеравшан и Исфара, охватывающих почти весь диапазон высот водосборов рек Средней Азии (рис. 52).

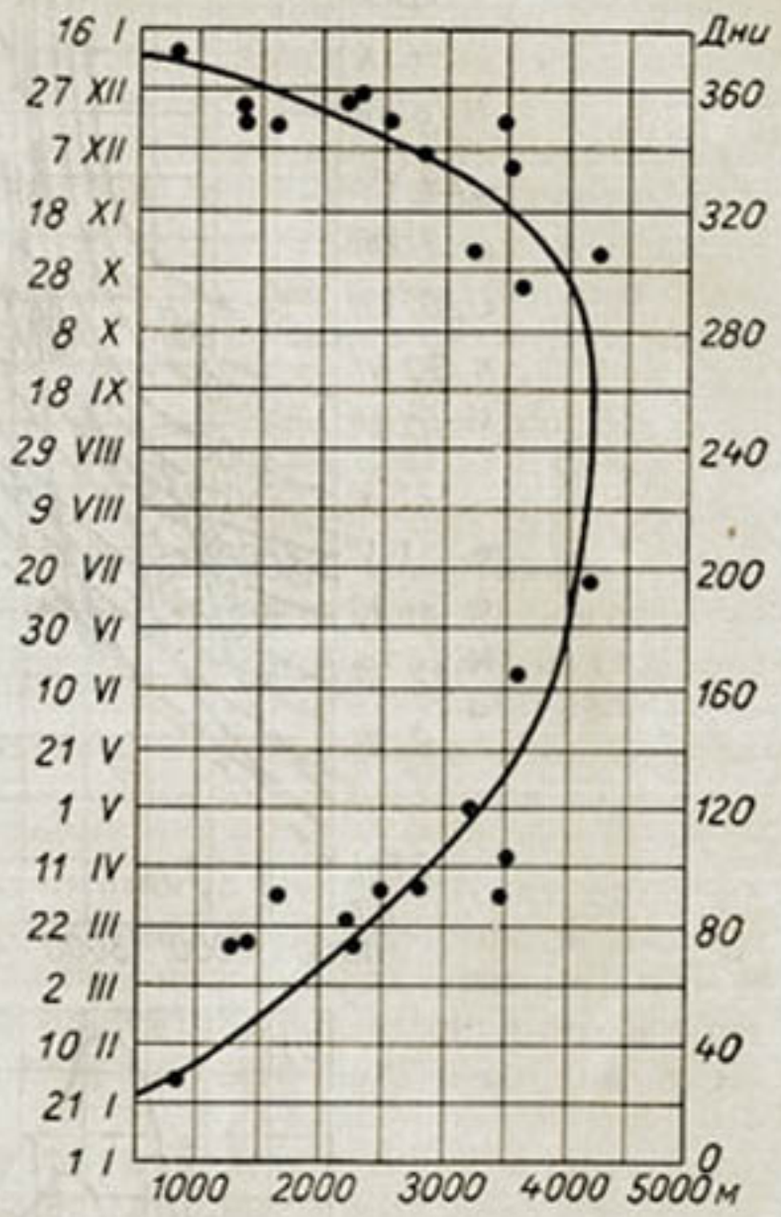


Рис. 51. Зависимость времени устойчивого схода и установления снежного покрова на водосборе Аму-Дарьи.

Рисунок 52 наглядно показывает, что кривые положения тыла снеготания и зависимости мощности снежного покрова от высоты местности к началу интенсивного снеготаяния имеют вид, описанный в главе III, т. е. характеризуются наибольшим ростом водности снежного покрова в среднем диапазоне высот и отрицательным градиентом на больших отметках. Кроме того, рис. 52 показывает, что водность снежного покрова в нижних зонах водосбора тем больше, чем ниже его средняя высота, при условии, что количества выпадающих осадков на водосборах различаются не очень резко. Таким образом, подобранные кривые тыла снего-

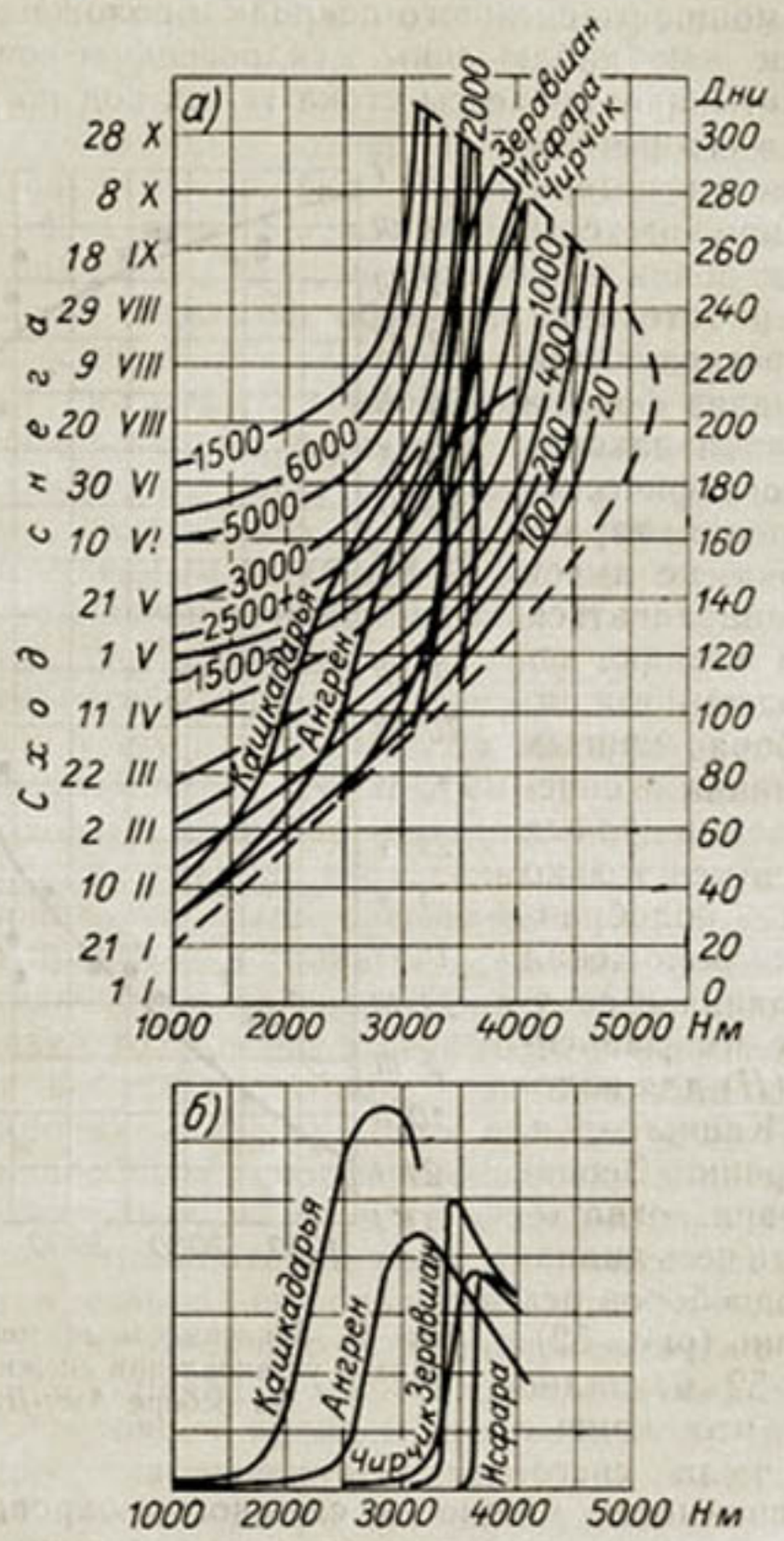


Рис. 52. Подобранные кривые тыла снеготаяния для водосборов рек Кашкадарья, Ангрен, Чирчик, Зеравшан и Исфара (*а*) и зависимость водности снежного покрова от высоты (*б*).

таяния целиком отвечают положениям, установленным в главе III при рассмотрении зависимости водности снежного покрова от высоты местности [1].

На рис. 53 даны величины месячного стока рек Кашкадарья, Ангрен, Чирчик, Зеравшан, Исфара — фактические и вычисленные при помощи: а) приведенных на рис. 52 кривых тыла снеготаяния, б) зависимости фронта снеготаяния от высоты местности, в) гипсометрических кривых и г) зависимости сумм положительных температур от времени и высоты местности.

Рисунок 53 наглядно показывает огромную роль высотной характеристики водосбора в распределении стока на протяжении периода снеготаяния. Действительно, на наиболее низко расположенном водосборе р. Кашкадарья площадь возможного одновременного снеготаяния достигает наибольшего размера в марте, а объем талых вод — в апреле. Для р. Ангрен наибольшая площадь возможного одновременного снеготаяния наблюдается в апреле, а наибольший объем талых вод — в мае. Для рек Зеравшан и Исфара, отличающихся наиболее высокими водосборами, площади возможного одновременного снеготаяния и объем талых вод достигают максимума в июле. Начало снеготаяния и талого стока в наиболее высоко расположенных водосборах Исфары и Зеравшана наблюдается, по существу, в апреле и заканчивается в сентябре—октябре. На водосборе Кашкадарьи, расположенном наиболее низко, половодье начинается в феврале и заканчивается в июне.

С физической стороны зависимость распределения стока на протяжении половодья от высотных характеристик водосбора в свете изложенного ясна. Наличие подобной зависимости позволяет подойти к оценке внутригодового распределения стока в неизученных створах исходя из распределения высот на водосборах.

Заканчивая рассмотрение формирования стока половодного периода, следует указать, что анализ внутригодового распределения стока автором ограничен месячными интервалами. Такое ограничение вызвано следующими соображениями: а) надежное определение величин стаивания снега и льда по суммам положительных температур возможно, как указывалось, только за сравнительно длительные промежутки времени; б) связь между стоком и стаиванием наблюдается, как правило, только за длительные промежутки времени в силу сложности процессов протекания стаявших масс воды в снежном покрове, по телу ледника, по поверхности водосбора и т. д.

Кроме того, ограничение анализа расчетов месячными интер-

---

[1] Очевидно, что выше климатической снеговой линии зависимости $\nu = \psi(H)$ показывают не водность аккумулированного за холодный период снега, а величину стаявшего за теплый период снега и льда.

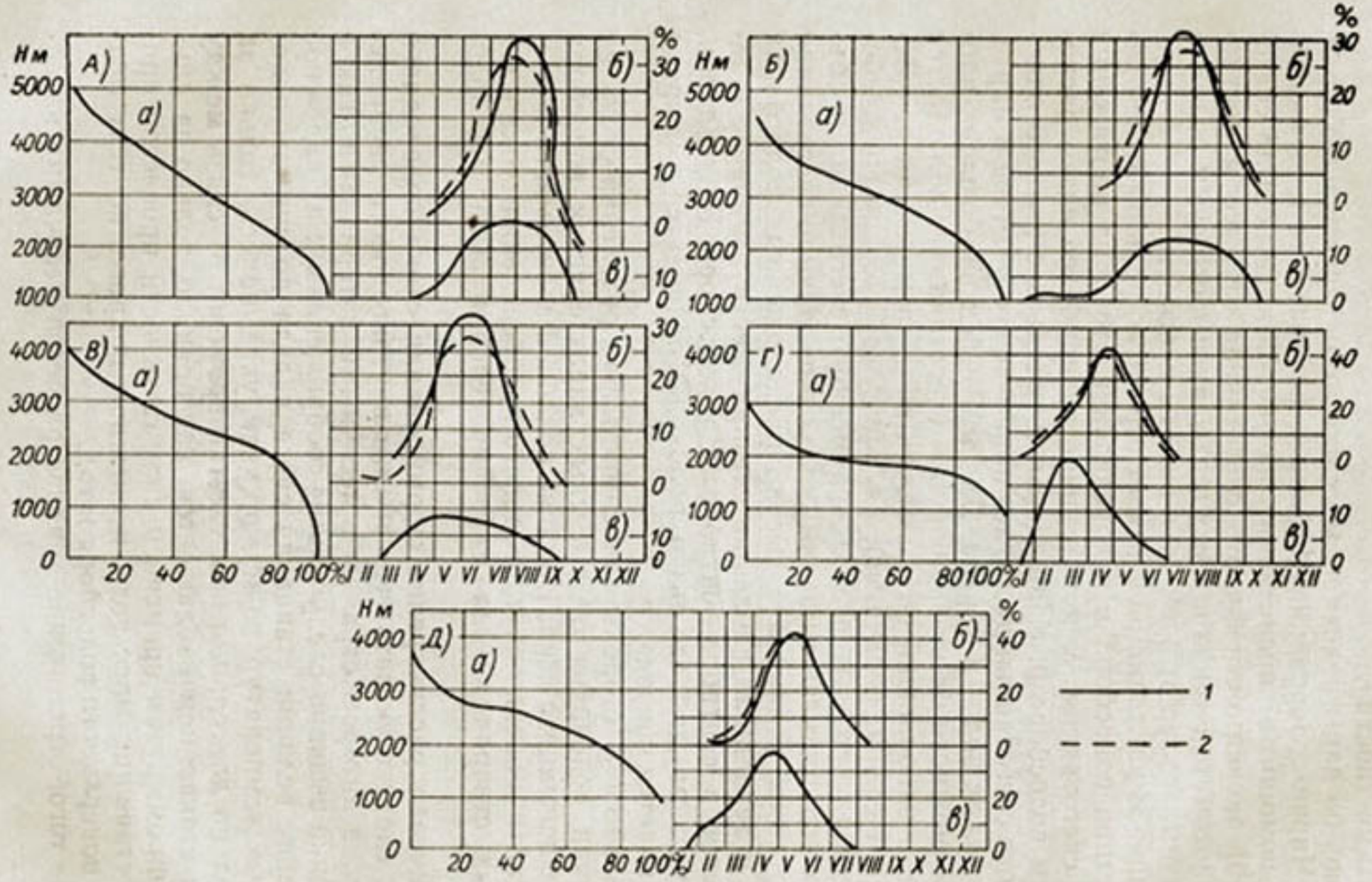


Рис. 53. Гипсометрические кривые (*а*), гидрографы талых вод (*б*) и площади возможного одновременного снеготаяния (*а*).

1 — гидрограф талых вод фактический и *2* — вычисленный. *А* — р. Исфара — Тангиварухская, *Б* — р. Зеравшан — Дупулинская, *В* — р. Чирчик — Ходжикентская, *Г* — Кашкадарья — Варганзинская, *Д* — Агрен — Туркская.

валами позволяет не считаться со временем добегания склонового [1] и руслового стока талых вод, определение которого, в особенности для склонового стока, крайне затруднительно.

Представление об изменении времени добегания талых вод, даже в таком сравнительно крупном водосборе, как водосбор р. Карадарья, может дать суточный ход уровней воды за 16/IV, 21/V и 16/VIII 1941 г., снятый П. М. Машуковым с лимниграммы.

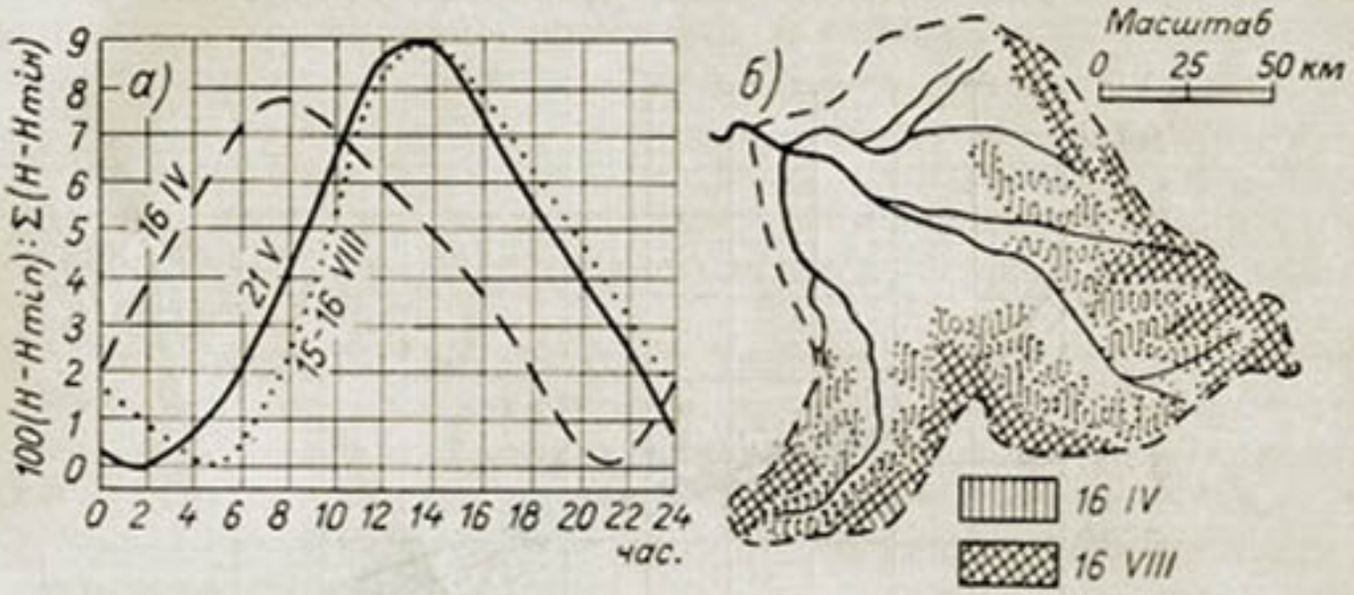


Рис. 54. Суточный ход уровней воды (*а*) Карадарьи в 1941 г. и схема водосбора с площадями возможного одновременного снеготаяния на 16/IV и на 16/VIII (*б*).

На рис. 54 видно, что наивысшее стояние уровня 21/V и 16/VIII наблюдается на 6 час. позже, чем 16/IV. Столь ничтожная сдвижка во времени добегания талых вод в апреле—мае и отсутствие ее в последующий период снеготаяния объясняется тем, что обычно маломощный и несплошной снежный покров в нижних зонах водосборов рек Средней Азии стаивает быстро, уже в середине апреля площади возможного одновременного снеготаяния располагаются на больших высотах (порядка 3000 м) и в дальнейшем передвигаются вверх медленно и на небольшие расстояния. Это очень ярко представлено на рис. 54 *б*, на котором показаны положения площадей возможного одновременного снеготаяния на водосборе Карадарьи, установленные при помощи кривых фронта и тыла снеготаяния и гипсометрической кривой водосбора. Тыл снеготаяния 6/IV располагается на высоте около 3000 м, а 16/VIII —на высоте 3700 м [2].

[1] Здесь и в дальнейшем под склоновым стоком автор понимает сток не только по поверхности склона, но и (главным образом) быстрый подземный сток, так как поверхностный склоновый сток в условиях горных стран носит локальный характер и встречается сравнительно редко.

[2] Следует пояснить, что тыл снеготаяния располагается между климатической и орографической снеговыми линиями, ближе к первой, так как мы вынуждены весьма прихотливую линию, выше которой располагается снег, заменять осредненной по высоте. Понятно, что отдельные снежники могут располагаться значительно ниже.

Приближенная оценка внутригодового распределения стока и элементов половодья в неизученных створах

Выше была выяснена огромная роль высотной характеристики водосбора в распределении стока на протяжении периода снеготаяния, а следовательно, и всего года. Этой характеристикой определяется размер площади возможного одновременного

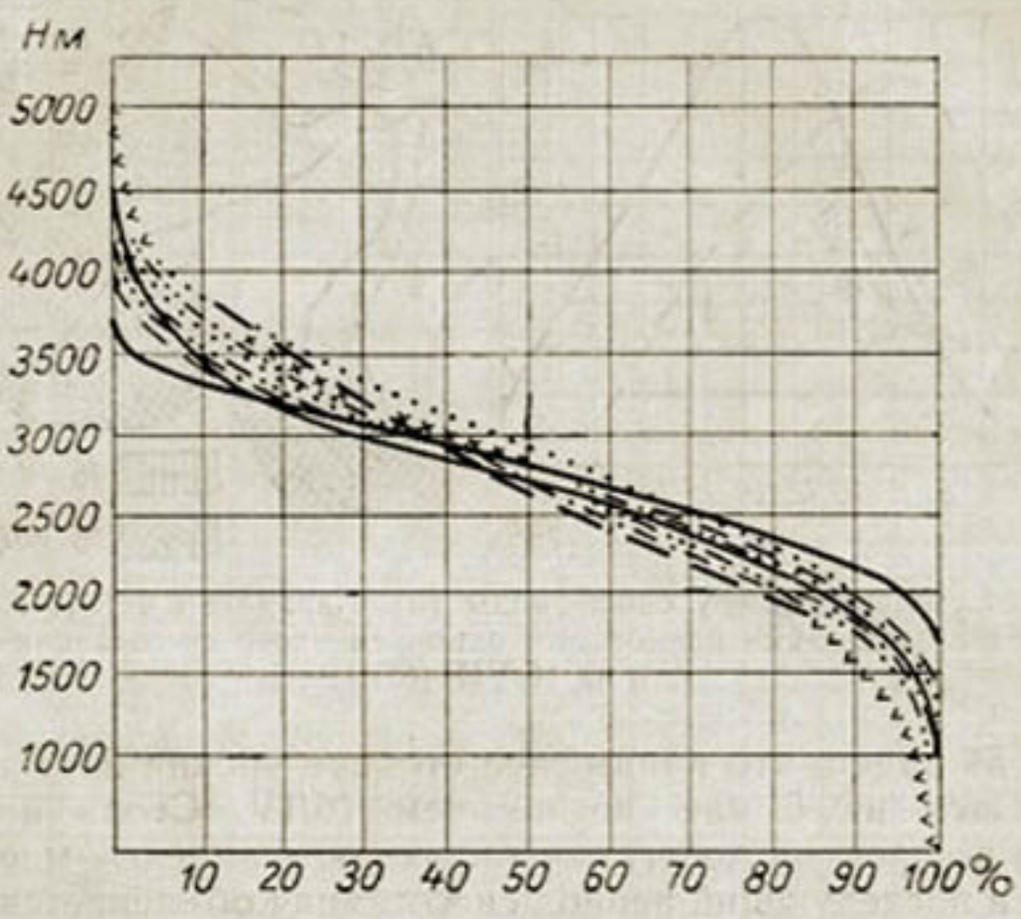


Рис. 55. Гипсометрические кривые водосборов некоторых рек Средней Азии для интервалов средневзвешенных высот 2700—2800 м.

снеготаяния и интенсивность таяния снега и льда. Таким образом, мы имеем право рассматривать внутригодовое распределение стока в первую очередь как функцию распределения высот водосбора. Распределение высот наиболее полно характеризуется гипсометрической кривой водосбора.

Для удобства разыскания связей гипсометрическая кривая может быть заменена средней взвешенной высотой водосбора. Однако такая замена приводит к уменьшению тесноты связей, так как при близких средних высотах водосборов гипсометрические кривые все же могут в отдельных случаях довольно значительно отличаться друг от друга (рис. 55). Учесть различное распределение высот при одной и той же средней высоте водосбора можно до известной степени либо при помощи средневзвешенного уклона водосбора, либо, что лучше, при помощи сред-

него квадратического отклонения (σ_h) высотных зон водосбора от $H_{ср}$, т. е.

$$\sigma_h = \sqrt{\frac{\Sigma [(h_i - H_{ср})^2 f_i]}{100}}.$$

Здесь h_i — средняя высота зоны, f_i — площадь высотной зоны в процентах от общей площади водосбора.

В статье, опубликованной в 1961 г., Т. С. Абальян [1] предложила для прогноза месячных стоков учитывать не $H_{ср}$ водосборов, а характер изменения площадей по отдельным высотным интервалам. Ею было показано, что независимо от величины запасов снега в бассейне и его местоположения одинаковое распределение площадей по высотным зонам обусловливает и очень сходный характер среднего многолетнего распределения стока за период снеготаяния.

Что касается показателей внутригодового распределения стока, которые, с одной стороны, находились бы в наиболее тесной связи со средней высотой водосбора, а с другой — характеризовали бы распределение стока на протяжении всего года, то к выбору их лучше всего подойти путем разделения стока на генетически однородные фазы.

В общем виде весь годовой ход стока рек Средней Азии можно разбить на три основных периода.

1. Период преимущественно подземного питания. Он характеризуется устойчивыми небольшими расходами, плавно снижающимися до начала снеготаяния (спад расходов на многих реках, как это будет показано в главе VIII, нарушается дождями и подтаиванием снега), и отсутствием суточного хода расходов воды. Этот период лучше всего называть периодом м е ж е н и.

2. Период половодья за счет таяния преимущественно сезонного снежного покрова. Он отличается увеличением расходов воды при наступлении устойчивой положительной температуры воздуха, суточным ходом их и колебаниями в зависимости от колебаний температур. Сильные обложные дожди в нижних зонах водосборов образуют дождевые пики, накладывающиеся на снеговое половодье. В благоприятных условиях, в особенности на реках с низко расположенными водосборами, такие дожди формируют катастрофические максимальные расходы. Дожди с небольшим количеством осадков не только не увеличивают, но даже уменьшают сток вследствие снижения притока тепловой энергии, выпадения осадков на больших высотах в виде снега, повышающего отражательную способность поверхности снега, и т. п. Этот период может быть назван периодом с н е г о в о г о п о л о в о д ь я.

3. Период половодья за счет таяния преимущественно высокогорных снегов (расположенных на высотах выше 3500—4000 м), снежников (которые в благоприятных условиях могут

залегать на отметках ниже 2500 м) и ледников. В этот период связь между стоком и температурами воздуха выражена наиболее ярко (как внутри суток, так и по отдельным суткам). Дождевые пики, за исключением северо-восточной части Средней Азии, обычно отсутствуют. Этому периоду логичнее всего присвоить название периода снегово-ледникового половодья. Следует подчеркнуть, что снеговое и снегово-ледниковое

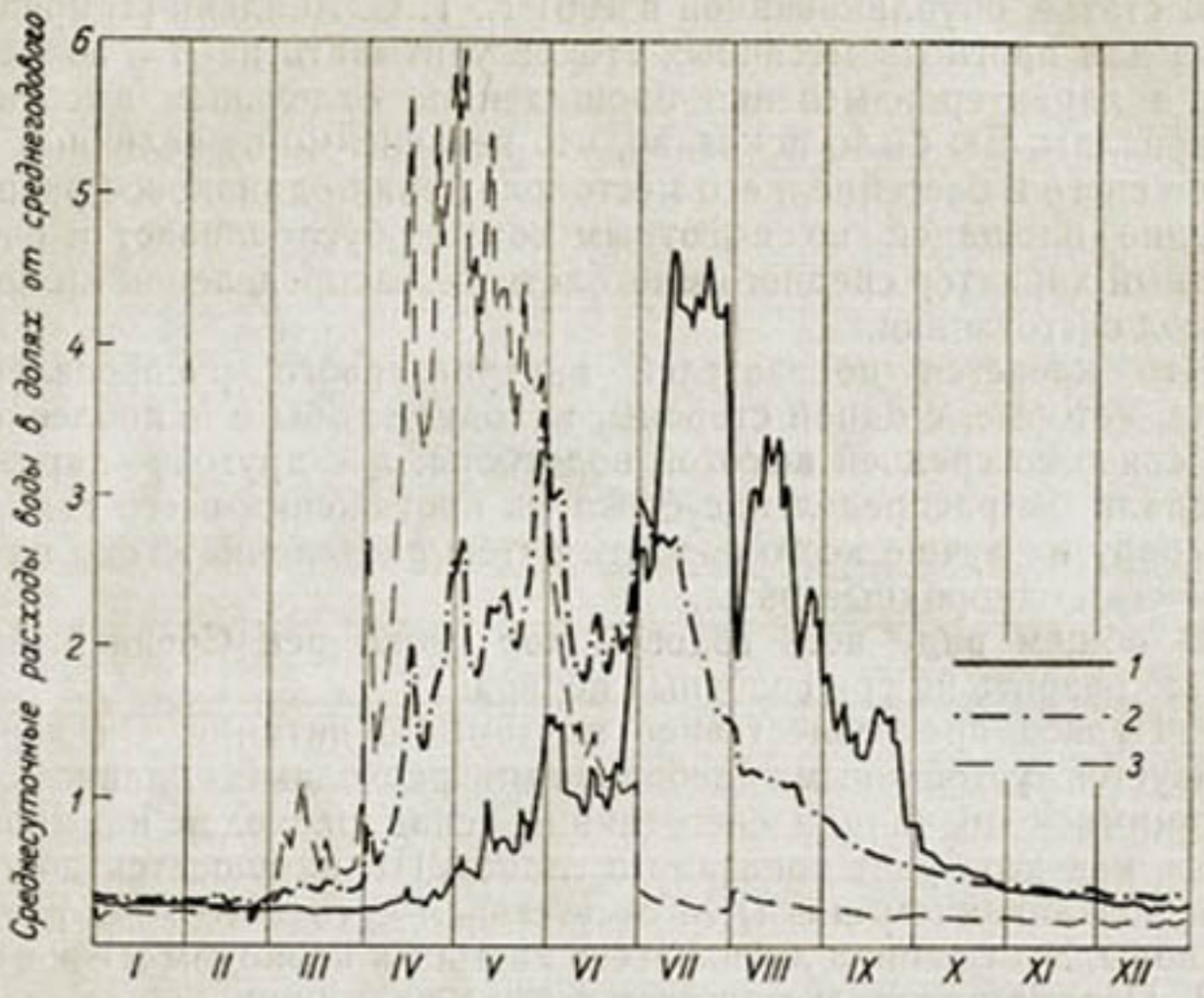


Рис. 56. Гидрографы рек за 1956 г.
1 — Сох, *2* — Чирчик, *3* — Ангрен.

половодья незаметно переходят друг в друга, не имея сколько-нибудь четко выраженной границы.

При том разнообразии высот водосборов, которое наблюдается в Средней Азии, не может быть единых границ фазово-однородных периодов. Более того, на некоторых реках может отсутствовать период снегово-ледникового половодья. Так, например, межень может охватывать, с одной стороны, период с ноября по апрель (реки с наиболее высокими водосборами), а с другой стороны, с июля—августа до января—февраля (реки с низкими водосборами). Период снегово-ледникового половодья соответственно охватывает время с июля по сентябрь—октябрь, а у рек с низко расположенными водосборами он отсутствует совсем, так как на реках такого типа в это время наблюдается уже межень (рис. 56).

При всем разнообразии границ фазово-однородных периодов все же представляется возможным установить наиболее характерные их периоды. Таковыми являются: 1) для межени октябрь—февраль, 2) для снегового половодья март—июнь и 3) для снегово-ледникового половодья июль—сентябрь.

Из изложенного разделения годового цикла стока на фазово-однородные периоды следует, что отношение стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь $\frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}} = \delta$, показывающее соотношение между объемами снегового и снегово-ледникового половодий, может неплохо характеризовать условия питания реки, а следовательно, и внутригодовое распределение стока в целом [1]. В частности, показатель δ характеризует величину ледникового и дождевого питаний (см. рис. 14). С другой стороны, это отношение должно в значительной степени определяться распределением высот водосбора, в частности их средними взвешенными высотами.

Вторым показателем внутригодового распределения стока, характеризующим его в целом и в то же время находящимся в тесной связи со средними взвешенными высотами водосбора, может явиться сток за период июль—сентябрь (W_{VII-IX}), выраженный в процентах от годового стока [2].

Зависимости δ и W_{VII-IX} от средних взвешенных высот водосборов для рек Средней Азии могут быть представлены в виде:

$$\delta = BH_{ср}^{3,30}. \quad (1)$$

$$W_{VII-IX} = DH_{ср}^{2,19}. \quad (2)$$

Среднее значение коэффициента B в формуле (1) равно 0,032, а коэффициента D в формуле (2) — 3,80, если $H_{ср}$ выражено в километрах. Для юга и центра Средней Азии значения коэффициентов соответственно равны: $B=0{,}0265$ и $D=3{,}40$, а для севера $B=0{,}0414$ и $D=4{,}28$. Приведенные формулы могут применяться при средних взвешенных высотах водосбора 1,5—3,8 км (для севера 2,0—3,8 км) и площадях водосбора свыше 100 км^2.

Вычислив δ и W_{VII-IX} для любого нужного нам створа реки, можно получить величины месячного стока с помощью метода аналогии, причем критериями для выбора створа-аналога служат те же показатели внутригодового распределения стока δ и

---

[1] У рек с низкими водосборами, у которых отсутствует фаза снегово-ледникового половодья, это отношение показывает соотношение между частью стока межени и стоком снегового половодья. В пределе оно может быть равно нулю (пересыхающие реки).

[2] За второй показатель мог быть принят и сток за период март—июнь. Однако зависимость его от средней высоты водосбора более сложная (сначала сток растет, а потом падает) и менее тесная.

W_{VII-IX}. Таким образом, в данном случае выбор аналога не представляет затруднений, и, что самое главное, эта задача становится вполне объективной, в отличие от большинства случаев применения метода аналогии в гидрологии. В самом деле, обычное требование однородности физико-географических условий для рассчитываемого бассейна и бассейна-аналога является задачей в значительной мере субъективной и зависящей от опыта и искусства расчетчика. В предлагаемом же способе, и это самое основное, аналог по среднему многолетнему стоку может быть совсем не аналогом для внутригодового распределения стока или для максимальных расходов. Другими словами, для бассейна-аналога по одной какой-нибудь характеристике стока необязательна аналогичность физико-географических условий с рассчитываемым бассейном, поэтому они и могут нередко находиться на значительном удалении друг от друга.

Показатели δ и W_{VII-IX}, как это было показано выше, хорошо определяют характер питания реки, в силу чего величины месячного стока, выраженные в процентах от годового, не могут не зависеть от них. Заметим, что одного показателя δ для характеристики внутригодового распределения недостаточно, поскольку при одном и том же значении δ подземное питание может быть резко различно. Показатель W_{VII-IX} как раз и учитывает роль подземного питания, так как очевидно, что при одном и том же значении δ сток за период июль—сентябрь будет тем меньше, чем больше подземное питание реки. Это хорошо видно из табл. 22, где приведено внутригодовое распределение стока рек с близкими значениями δ, но различными W_{VII-IX}. В самом деле, среди рек с $\delta \geqslant 2{,}5$ наибольшим подземным питанием отличается р. Аксай, у которой средний месячный сток не опускается ниже 4% годового стока, тогда как реки Исфара, Аламедин и Сох характеризуются минимальными величинами месячного стока в размере 1,9—2,3% годового. Среди этих рек Аксай имеет наименьшее значение W_{VII-IX}.

Среди рек с $\delta = 1{,}90 \div 1{,}99$ выделяется повышенным подземным питанием р. Иссык, имеющая наименьшее значение W_{VII-IX} и т. д.

Следует иметь в виду, что чем больше W_{VII-IX} при том же значении δ, тем больше месячный сток периода май—август и меньше месячный сток периода сентябрь—март. Апрель является в этом смысле переходным: при более высоком W_{VII-IX} апрельский сток может быть и больше и меньше.

Укажем, что определение величины месячного стока по значениям δ и W_{VII-IX} лучше производить при помощи зависимостей между значением месячного стока и названными показателями внутригодового распределения его. Подобные зависимости для рек Средней Азии были получены автором и приведены в «Ука-

заниях к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии» [27, глава III].

Изложенный выше способ определения величин месячного стока принципиально приложим ко всем горным странам, где сток рек в основном формируется за счет талых вод. Это было подтверждено на примере рек бассейна Верхней Роны и бассейна Аара. Показатели степени в выражениях (1) и (2) для названных рек получились меньшими, чем для рек Средней Азии (соответственно 2,66 и 1,44). Это вполне закономерно. В Средней Азии климатические условия чрезвычайно сильно зависят от высоты местности. Если климат наиболее высоких мест горной области Средней Азии может быть сопоставлен с климатом самых северных районов СССР, то на низких высотах горной области климатические условия мало отличаются от климата пустынь. В бассейнах Верхней Роны и Аара изменения климатических условий с высотой происходят не столь резко, и в результате влияние высоты на внутригодовое распределение стока выражено в меньшей степени, чем у рек Средней Азии.

Понятно, что показателями внутригодового распределения стока могут явиться не только предложенные автором δ и W_{VII-IX}, но и другие. В частности, вместо δ можно использовать отношение площади, расположенной выше относительной интегральной кривой стока, к площади, расположенной ниже нее (предложение автора), или центр половодья (предложение П. М. Машукова [23]). Понятно, что все три показателя находятся в тесной зависимости друг от друга. Наконец, возможно и чисто математическое описание внутригодового распределения стока (Г. А. Гриневич), если рассматривать гидрограф реки как кривую распределения. Автор, однако, стремился избегать таких математических моделей, так как они часто не способствуют пониманию природы явления и их трудно использовать для некоторых целей (при классификации рек по типу питания, при разработке способа расчета внутригодового распределения стока в неизученных пунктах и т. п.).

Как это ясно из предыдущего, от средней взвешенной высоты водосбора зависит не только внутригодовое распределение стока, но и сток за фазово-однородные периоды и даже отдельные элементы их, а также естественная зарегулированность стока[1]. В частности, все элементы половодья — начало, конец, продолжительность, объем, дата максимальной ординаты — в весьма существенной степени определяются высотой водосбора. Это положение было использовано Ф. Э. Рубиновой для разработки методов расчета начала, конца, продолжительности и объема

[1] Перечисленные характеристики стока, в том числе и степень зарегулированности стока, логично рассматривать как элементы внутригодового распределения стока, что и делает автор, хотя многие из них могут иметь и самостоятельное значение.

Река	Пункт	$\delta = \frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}}$	W_{VII-IX}	Месячный сток		
				I	II	III
Исфара	Тангиварух . . .	2,82	60,9	2,9	2,0	2,3
Аламедин	Ташмайнок . .	2,65	60,2	2,4	2,2	2,1
Аксай	Муяртюбе . . .	2,19	48,0	6,2	6,0	5,2
Сох	Сох	2,58	60,5	2,3	2,2	2,0
Талгар	Талгар	2,00	52,2	3,4	3,1	3,0
Иссык	Иссык	2,11	49,8	4,5	4,0	3,7
Карабура	Сарыункур . . .	1,95	54,0	2,9	2,5	2,5
Каракол	Каракол	1,90	55,0	2,4	2,3	2,1
Чу	Джильарык . .	1,13	37,7	5,2	5,2	5,0
Кзылсу	Кокджай . . .	1,17	40,3	4,0	4,0	4,0
Малая Аксуйка	Семеновское . .	1,38	45,9	3,6	3,3	3,4
Актерек	Актерек	1,15	32,3	6,9	7,0	7,5
Тургень	Тургень	1,36	45,5	3,6	3,4	3,2
Пскем	Чарвак	0,78	36,9	2,5	2,6	3,4
Нарын	Учкурган . . .	0,79	35,4	3,3	3,6	3,8
Кашкасу	Байтык	0,76	35,2	3,0	2,8	2,8
Тар	Чолма	0,70	35,4	2,3	2,2	2,5
Аксу	Хазырнау . . .	0,74	35,9	2,5	2,8	4,6
Туполанг	Зарчоб	0,48	28,8	1,9	2,2	4,8
Танхаз	Атчиги	0,43	26,8	2,2	2,2	3,6
Яккобаг	Татарская . . .	0,46	28,1	1,8	1,4	2,7
Шайдан	Шайдан	0,35	20,7	3,7	4,0	6,5
Каттауру	Кошлюк	0,32	18,7	4,5	5,0	5,2
Сангардак	Каттадагана . .	0,27	18,7	2,2	3,2	7,3
Нельды	Верхняя	0,40	24,3	2,7	2,7	2,8
Гавасай	Багджай . . .	0,29	19,6	2,1	2,0	2,8
Карасу	Аксуйская . . .	0,29	16,1	5,5	7,3	12,6
Кульдук	Кульдук	0,26	17,3	3,0	2,9	3,7
Яссы	Шайбек	0,26	17,5	2,7	2,8	4,6

в % от годового

IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2,6	5,2	11,5	24,5	24,7	11,7	5,5	3,9	3,2
2,1	5,0	13,5	24,2	24,3	11,7	5,7	3,8	3,0
4,5	5,0	7,2	16,6	20,2	11,2	6,7	6,2	5,0
2,5	5,6	13,3	25,2	23,5	11,8	5,4	3,4	2,8
3,4	7,1	12,5	18,7	21,3	12,2	6,6	4,8	3,9
3,6	6,1	10,2	16,5	20,8	12,5	7,3	5,7	5,1
2,6	5,7	16,9	25,2	18,9	9,9	5,6	4,1	3,2
2,9	7,7	16,2	23,0	22,5	9,5	4,9	3,6	2,9
5,0	9,8	13,6	13,9	14,2	9,6	7,0	6,0	5,5
6,6	10,0	13,8	14,5	15,9	9,9	6,9	5,7	4,7
4,3	7,2	18,4	20,0	16,6	9,3	5,6	4,4	3,9
7,3	6,7	6,6	8,0	13,3	11,0	9,4	8,5	7,8
5,7	13,7	10,8	19,3	17,2	9,0	5,7	4,5	3,9
7,7	15,5	20,8	18,7	11,8	6,4	4,2	3,5	2,9
6,8	14,3	20,1	16,9	11,8	6,7	4,9	4,2	3,6
5,5	15,6	22,4	16,7	11,7	6,8	4,9	4,2	3,6
7,3	18,1	22,6	18,4	11,2	5,8	3,9	3,2	2,5
9,3	13,6	21,3	19,0	10,8	6,1	4,0	3,2	2,8
12,4	20,7	22,6	16,4	8,2	4,2	2,5	2,1	2,0
8,5	21,6	28,2	16,8	6,6	3,4	2,6	2,2	2,1
9,5	21,7	27,8	17,6	6,9	3,6	2,7	2,3	2,0
14,7	21,2	16,2	9,4	5,7	5,6	4,3	4,6	4,1
20,3	18,0	14,6	8,7	5,5	4,5	4,5	4,6	4,8
18,3	24,7	18,4	10,5	5,1	3,1	2,4	2,4	2,4
7,3	27,0	23,6	10,5	8,9	4,9	3,4	3,2	3,0
10,0	27,9	27,4	11,2	5,1	3,3	3,0	2,8	2,4
20,4	14,2	8,5	6,1	5,1	4,9	5,1	5,0	5,3
18,0	27,2	17,5	8,8	4,9	3,6	3,5	3,7	3,2
15,3	26,3	20,3	9,6	4,5	3,4	3,7	3,7	3,1

половодья. В качестве примера рассмотрим зависимости конца и продолжительности половодья от средней взвешенной высоты водосбора, полученные Рубиновой [29] для южного района Средней Азии. В последующем для уточнения расчетов в качестве дополнительной независимой переменной в эти зависимости было введено σ_h (см. выше). Обращает на себя внимание характер рассматриваемых зависимостей. С ростом высоты водосбора сначала наблюдается ярко выраженное смещение конца половодья на более поздние сроки, что определяется более поздним стаиванием сезонных снегов на больших высотах. В пределах $H_{ср}=3000\div4000$ м конец половодья остается практически неизменным, а затем наблюдается, хотя и медленное, смещение конца половодья на более ранние сроки, вызванное более ранним наступлением отрицательных температур на больших высотах (меньшей продолжительностью теплого периода). Продолжительность половодья по вполне понятным причинам наименьшая как при низких высотах водосбора (быстрое стаивание сезонных снегов), так и при больших (позднее начало и ранний конец половодья из-за короткого периода с положительными температурами). Этим обстоятельством объясняется и факт наибольшей естественной зарегулированности стока при высотах водосбора, не слишком малых и не чрезмерно больших (см. ниже). Что касается объема половодья, то он, составляя 80—90% годового стока, естественно, определяется теми же факторами, что и средний сток. Поэтому зависимости объема, или слоя стока, половодья от средней взвешенной высоты водосбора имеют тот же вид, что и связи $M_0=\varphi(H_{ср})$, устанавливаются для тех же районов, а изолинии слоя половодья аналогичны изолиниям M_0. Зависимость времени прохождения максимальной ординаты половодья от $H_{ср}$ водосборов будет рассмотрена в главе VII.

Степень естественной зарегулированности стока представляет собой одну из важных характеристик внутригодового распределения стока, имеющую и большое практическое значение. В качестве показателя естественной зарегулированности стока в дальнейшем используется коэффициент внутригодовой неравномерности стока, как он был назван В. Г. Андреяновым [3]. Таким образом, используется не показатель зарегулированности, а показатель неравномерности стока на протяжении года, и, следовательно, чем больше величина коэффициента, тем менее зарегулирован сток, и наоборот. Согласно данным Л. И. Шалатовой примерно для 160 створов, коэффициент внутригодовой неравномерности стока (φ) на реках Средней Азии изменяется от 0,20 до 0,60 и несколько больше. Наиболее распространены значения φ в пределах 0,30—0,40, на которые приходится около половины всех случаев (49,7%), в пределы 0,25—0,30 укладывается 16,8%, а в пределы 0,40—0,50 — 23,2%. Таким образом, значения φ от 0,25 до 0,50 охватывают

почти 90% всех случаев и только 8,4% приходится на долю $\varphi=0{,}20\div0{,}25$ и 1,9% — на $\varphi>0{,}50$. Нужно, однако, иметь в виду, что в число 160 створов из-за слабой изученности вошло очень мало створов, освещающих как наиболее высокие водосборы, так и наиболее низкие. Между тем, как это уже отмечалось, именно им чаще всего свойственна наименьшая зарегулированность стока, обусловленная или полным прекращением стока в течение определенного периода года, или весьма малыми расходами в эти периоды. Ясно, что на низкорасположенных водосборах полное прекращение стока или незначительность расходов обусловлены быстрым таянием сезонных снегов и отсутствием дождей с большим слоем осадков, а также истощением подземного питания, а на высоко расположенных водосборах — прекращением таяния снега и льда и подземного питания вследствие низких температур воздуха в холодный период, который на больших высотах имеет большую продолжительность. По указанной причине наибольшие значения φ, которые нам пока известны, отмечаются, с одной стороны, для р. Хонтага с водосбором, имеющим среднюю высоту 970 м ($\varphi=0{,}59$), и, с другой — для р. Сельдара, вытекающей из ледника Федченко, средняя высота водосбора которой намного больше 4000 м ($\varphi=0{,}63$). В первом случае сток отсутствует в течение августа—ноября, во втором — в течение ноября—апреля (по существу, октября—мая, так как сток в октябре и мае невелик). Из сказанного следует, что наиболее зарегулированным стоком должны были бы обладать реки с водосборами, высота которых приходится на средний диапазон (порядка 2000—3000 м), а наименее зарегулированным — реки с наиболее высокими и низкими водосборами. Другими словами, между значениями коэффициента φ и средней взвешенной высотой водосборов должна существовать известная зависимость. Однако в силу целого ряда причин, главным образом геологических, существует довольно много исключений из этого правила, поэтому можно говорить только о тенденции к зависимости между φ и $H_{ср}$ водосборов (рис. 57). В качестве примера укажем на р. Атбаш (бассейн Нарына), которая в створе Джангизтальской станции имеет исключительно сильно зарегулированный сток ($\varphi=0{,}13$), несмотря на большую высоту водосбора ($H_{ср}=3056$ м). Это объясняется высоким подземным питанием реки в створе названной станции, обусловленным, в частности, интенсивной инфильтрацией поверхностного стока в рыхлые отложения расширенной части долины и выходом инфильтровавшихся вод выше станции.

Высокой зарегулированностью стока, учитывая высоту их водосборов, отличаются и многие реки Памира (рис. 57). С другой стороны, у рек с низкими водосборами часто наблюдается высокое подземное питание и вследствие этого хорошо зарегулированный сток. В качестве примера можно указать на правый при-

ток Аксу (бассейн р. Кашкадарья) р. Карасу со средней высотой водосбора, равной 1802 м, имеющей $\varphi=0{,}23$. Таких примеров легко привести множество.

Таким образом, зависимость между φ и $H_{ср}$ водосборов хорошо проявляется обычно в районах, где влияние высоты не затушевывается другими факторами, в первую очередь геологическими. В качестве примера можно указать на зависимости, полу-

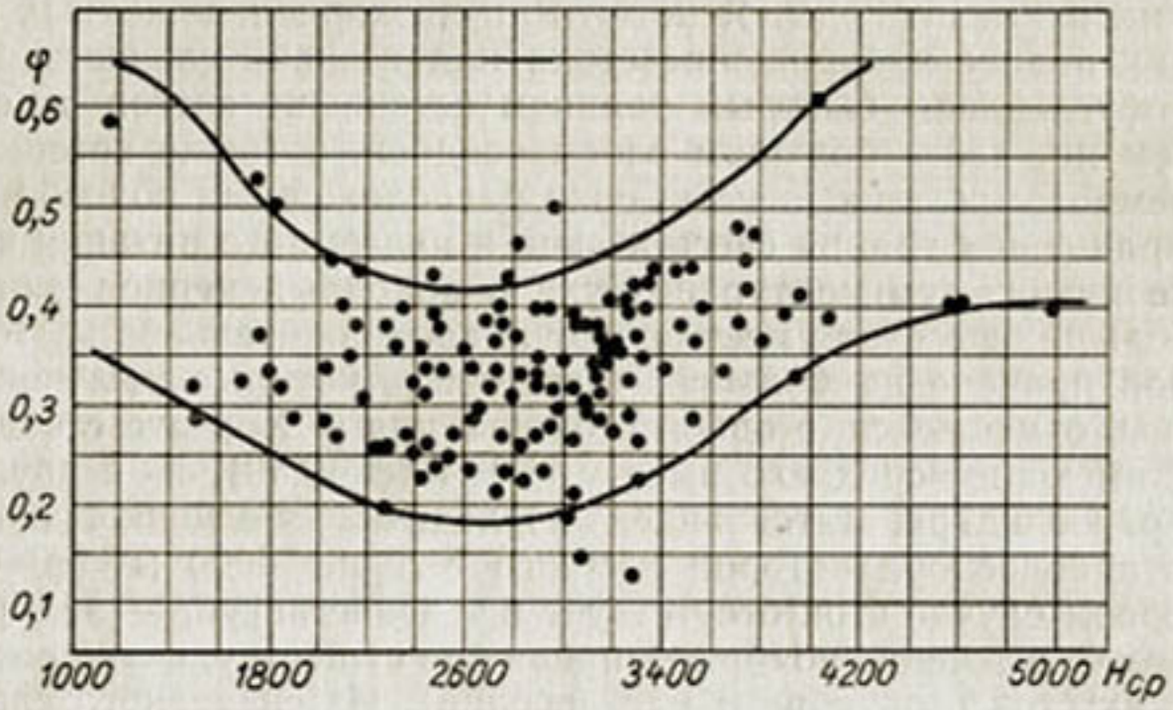


Рис. 57. Зависимость коэффициента внутригодовой неравномерности стока (φ) от средней взвешенной высоты водосбора.

ченные Л. Д. Лаврентьевой [19] для северных склонов Заилийского Алатау, Киргизского хребта и бассейна Чирчика, а также автором совместно с Л. И. Шалатовой [45] для бассейна Кашкадарьи.

Заканчивая рассмотрение естественной зарегулированности стока рек Средней Азии, отметим, что коэффициент внутригодовой неравномерности стока (или его дополнение до единицы, представляющее собой коэффициент зарегулированности стока), по-видимому, может быть использован для учета влияния на сток и на отдельные его характеристики факторов, оказывающих регулирующее воздействие, в первую очередь геологических факторов. Дело в том, что учет, например, литологического строения водосбора непосредственно по литологическим картам крайне затруднен ввиду чрезвычайной пестроты литологического строения водосборов, разнообразия водных свойств даже однотипных пород (например, известняков), различной степени прикрытости их рыхлообломочным материалом и т. п. Именно поэтому попытки автора и некоторых его сотрудников учесть литологический состав пород никогда не приводили к положительным результатам [43]. Некоторое исключение представляет работа

И. А. Ильина [11]. Ему удалось получить, правда весьма нетесные, зависимости грунтового стока и коэффициента стока от площади, занятой известняками, установленные по составленной им самим геолого-литологической схеме, сильно отличающейся от аналогичной карты, составленной специалистами-геологами.

Следует отметить, что показатели зарегулированности стока уже использовались гидрологами для разработки способов расчета некоторых характеристик стока в неизученных пунктах. Так, например, А. Н. Важнов [6] использовал отношение $\frac{Q_{min}}{Q_0}$. Очевидно, что φ более полно характеризует степень зарегулированности стока, чем отношение $\frac{Q_{min}}{Q_0}$. Во всяком случае, использование тех или иных показателей зарегулированности стока вместо чрезвычайно трудного учета влияния неклиматических факторов на сток, оказывающих в основном регулирующее действие, как это было показано в главе IV, с точки зрения автора, является наиболее перспективным для различного рода расчетов.

Водность рек Средней Азии по отдельным сезонам и классификация рек по типу питания

В период снегового половодья (март—июнь) реками Средней Азии выносится от 20 до 80% всего годового стока, если не считать типичные саи, у которых сток за этот период может превышать 80%. Наибольший сток в период март—июнь наблюдается на реках с низко расположенными водосборами (снегово-дождевое и снеговое питание), у которых за это время проходит более 60% годового стока.

Наименьшим стоком в период март—июнь отличаются реки с наиболее высокими водосборами (ледниково-снеговое питание). У рек этого типа сток за период снегового половодья не превышает 40%, чаще всего укладываясь в пределы 20—30%.

В период преимущественного таяния высокогорных снегов, снежников и ледников (июль—сентябрь) наибольшим стоком отличаются реки с высокими водосборами. Сток за это время у них может превышать 60% годового, причем он никогда не спускается ниже 30%, в подавляющем же большинстве случаев бывает не ниже 40%. Наоборот, у рек с низкими водосборами сток за июль—сентябрь падает до нескольких процентов, а у пересыхающих саев даже до нуля. Это вполне понятно, так как в указанный период реки этого типа питаются почти исключительно за счет подземных вод.

В соответствии с таким распределением стока отношение между стоком периода март—июнь и стоком периода июль—сен-

тябрь у рек с высокими водосборами превышает 1,0, а у некоторых рек превосходит 2,5 (реки Исфара, Сох, Аксай, Аламедин).

За период октябрь—февраль по рекам Средней Азии, за очень редкими исключениями, проходит от 10 до 25% годового стока. Очень высоким стоком в этот период отличаются реки Актерек (40%), Чу при выходе из Кочкорской долины (34,5%), Атбаш (33,3%), Аксай (30,5%), Чонкурчак, Кутурга, Шахимардан (от 29 до 30%) и другие главным образом небольшие реки, питающиеся на низких горах, например многие реки северо-восточного склона Копет-Дага. Для этих рек характерно аномально высокое подземное питание. Приведенные выше числа относились большей частью к створам при выходе рек из гор или, во всяком случае, в значительном удалении от ледников. В непосредственной близости от них сток за рассматриваемые периоды может весьма значительно отличаться от приведенных величин. Так, например, на р. Сельдара (исток у ледника Федченко) сток за март—июнь может опускаться почти до 10%, за июль—сентябрь превышать 80%, а за октябрь—февраль составлять несколько процентов от годового. Таким образом, отношение стока за период июль—сентябрь к стоку за период март—июнь может достигать 8.

Как уже указывалось, сток в период снегового и снегово-ледникового половодий, а также их соотношение хорошо характеризуют условия питания рек Средней Азии и, следовательно, могут быть положены в основу классификации рек по типу их питания. Такая классификация была предложена автором в 1941 г. и опубликована в 1944 г. [40].

Таблица 23

Типы рек	Критерии, служащие для отнесения рек к тому или иному типу		
	$\delta = \frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}}$	W_{VII-IX} в % от годового стока	Месяц с максимальным стоком
Реки ледниково-снегового питания . . .	⩾1,00	⩾38	VII, VIII
Реки снегово-ледникового питания . . .	0,99—0,27	40—17	V, VI
Реки снегового питания	0,27—0,18	16—12	IV, V
Реки снегово-дождевого питания	0,17—0,00	13—0	III, IV, V

Этой классификации (табл. 23) мы и будем придерживаться в дальнейшем. Грань между реками второго и третьего типов была установлена на основе изучения водотоков, относительно которых было достоверно известно, что в их водосборах отсут-

ствуют вечные снега и ледники. К рекам снегово-дождевого питания были отнесены водотоки с паводками, носящими селевой характер[1].

Ввиду того что на сток, образованный таянием, накладывается подземное питание, δ и W_{VII-IX} для рек различного типа питания не имеют совершенно четких границ и несколько налагаются друг на друга.

Следует подчеркнуть условность формулировки некоторых типов питания. Так, у рек ледниково-снегового питания ледниковый сток может падать до 7% годового стока.

Нужно вообще иметь в виду, что говорить о типе реки можно только в определенном створе, так как при продвижении вниз по реке условия питания в горных странах изменяются. Так, например, р. Нарын у г. Нарын относится к рекам первого типа, а при выходе в Ферганскую долину — к рекам второго типа.

То же следует сказать и об отдельных годах, поскольку условия питания по годам меняются довольно сильно. Действительно, та же р. Нарын при выходе в Ферганскую долину в 1911 г. имела $\delta=0{,}61$ и $W_{VII-IX}=29{,}7\%$, т. е. относилась к рекам второго типа, а в 1917 г. у нее было $\delta=1{,}10$ и $W_{VII-IX}=41{,}3\%$, т. е. в 1917 г. она уже являлась представительницей рек первого типа.

Предложенные критерии для отнесения рек к тому или иному типу не применимы к равнинным участкам рек, где распределение стока подвергается мощному воздействию хозяйственной деятельности человека (см. например, рис. 38), а также ко многим небольшим рекам с низкими водосборами, например к рекам северо-восточного склона Копет-Дага. Автор сознательно не включил в классификацию реки подземного питания, так как они типичны для равнинной области Средней Азии (так называемые карасу) и распространены в некоторых низкогорных районах Средней Азии. Водные ресурсы таких водотоков чрезвычайно малы, хотя и представляют в ряде случаев большое народнохозяйственное значение при общей бедности запасов воды.

Упомянем, что автором, по возможности (как это видно из названий типов рек), была сохранена привычная классификация Э. М. Ольдекопа. Мы отказались совершенно только от термина «реки смешанного питания», так как по существу все реки Средней Азии характеризуются многими видами питания и поэтому являются реками смешанного питания (исключаться может только ледниковое питание). Кроме того, даны четкие критерии для отнесения рек к тому или иному типу, что не было сделано Ольдекопом.

---

[1] Хотя дождевое питание сравнительно невелико даже на реках с низкими водосборами, оно вносит существенные изменения в режим рек (сели, селевые паводки). По этой причине и введен термин «реки снегово-дождевого питания».

Во избежание недоразумений следует указать, что лучше всего было бы строить классификацию рек по типу их питания, исходя непосредственно из соотношения отдельных источников питания, как это, например, было сделано М. И. Львовичем [21] в отношении рек СССР. Однако спорность и невозможность сколько-нибудь точного выделения ряда источников питания (подземное, ледниковое) заставило нас сохранить старую классификацию (до лучшего изучения вопроса питания рек Средней Азии), исходящую из внутригодового распределения стока. Следует только указать на возможную целесообразность объединения рек второго и третьего типов. Тогда типы рек по характеру их питания можно назвать следующим образом: 1) реки снегово-ледникового питания, 2) реки снегового питания и 3) реки снегово-дождевого питания.

В 1960 г. О. П. Щеглова [47, 48] вновь вернулась к термину «реки ледникового питания». С точки зрения автора, вряд ли в этом есть необходимость. Дело в том, что даже в понимании Щегловой ледниковое питание близ языков ледников лишь в редких случаях может превышать 50%, так как, согласно данным Н. Н. Пальгова [26], почти половину питания с площади оледенения составляет питание за счет таяния сезонного снега на языке ледника. Довольно детальные наблюдения на леднике Федченко во время МГГ показали, что сток р. Сельдары в 1959 г. состоял из: 54% стока от таяния льда, 3% стока от таяния снега выше фирновой линии, 19% от таяния снега ниже фирновой линии на языке ледника и, наконец, 24% от таяния снега на склонах хребтов и таяния снежников. Следовательно, ледниковое питание Сельдары в трактовке его Щегловой составляло 57%, а скорее всего меньше, так как лишь небольшая часть воды, образованной от таяния снега выше фирновой линии, могла поступать в реку. Таким образом, термин «реки ледниково-снегового питания» вполне правильно отражает соотношение источников питания даже у створов близ языков ледников. Различная же роль ледникового питания может учитываться подтипами, предложенными автором, от которых он отнюдь не отказывался, как это ошибочно предполагает Щеглова [48], а для сокращения обычно ограничивался приведением только типов. Введение термина «реки ледникового питания», помимо того, что оно лишь в редких случаях, быть может, найдет себе оправдание, будет способствовать только возрождению точки зрения о большой роли ледникового питания в общем стоке рек Средней Азии, против которой в течение многих лет вели борьбу автор и, во всяком случае в первые годы, сама Щеглова. Что касается введения в классификацию рек подземного питания, то с этим можно согласиться. Следует только отметить, что распространение их в пределах горной области не так уж велико и они,

конечно, не опоясывают горную страну [21], а встречаются, как правило, пятнами.

Реки Актерек, Шахристан и Алтыяб, которые приводятся Щегловой в качестве рек подземного питания, уже существенно изменили свой режим под воздействием ирригации в межгорных котловинах, которые они пересекают. К рекам же, режим которых существенно изменен хозяйственной деятельностью человека, не следует применять те же критерии, что и для рек с естественным режимом. Поэтому автор продолжает придерживаться той точки зрения, что водотоки подземного питания типичны уже для равнинной области Средней Азии.

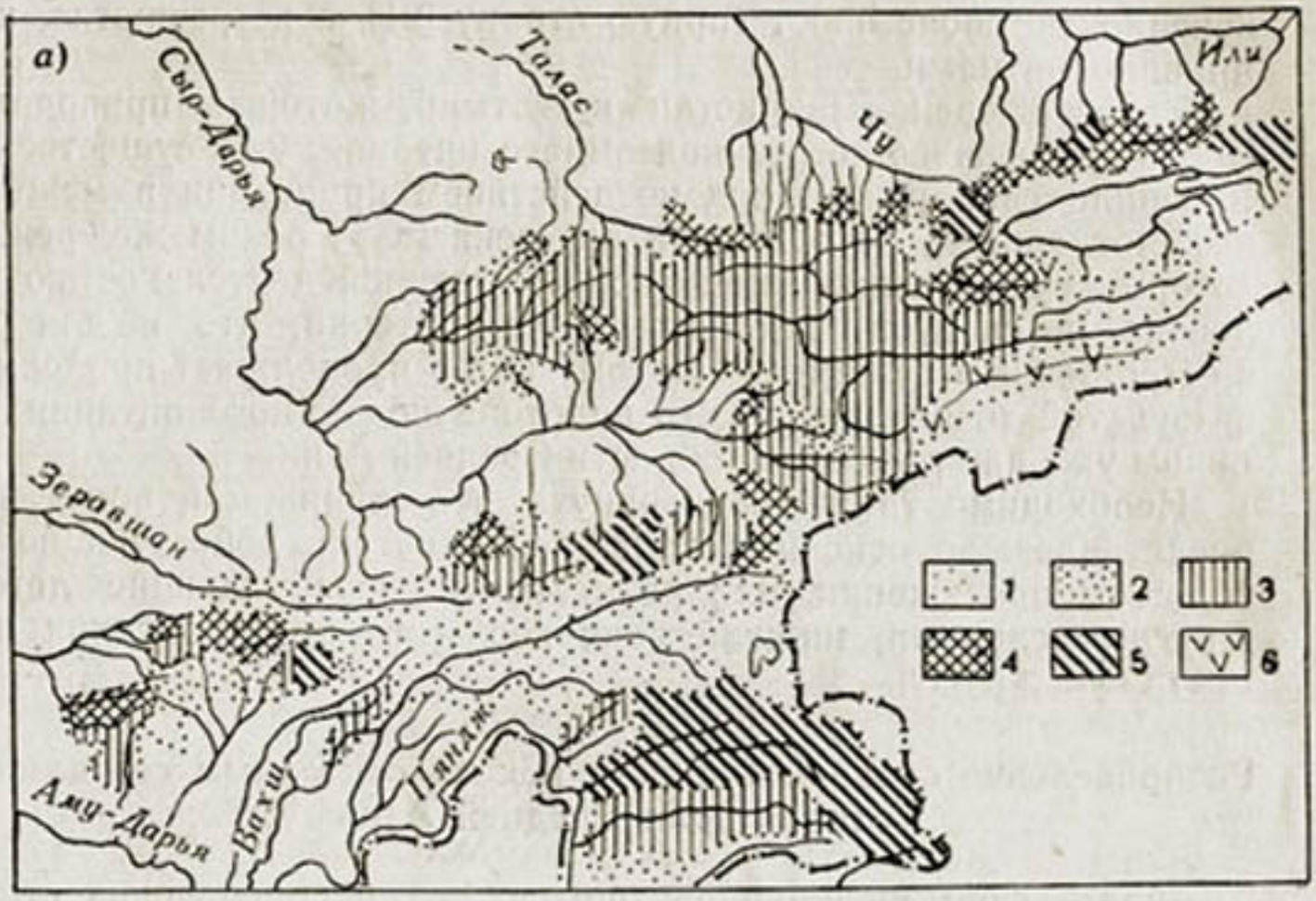
Необходимо также подчеркнуть, что в нижнем поясе гор представлены в основном реки, периодически действующие на большом протяжении, или реки, почти пересыхающие летом. Другими словами, нижний пояс гор — это царство сухих или почти сухих русел.

Распределение средней водности рек по отдельным сезонам на территории Средней Азии

Анализ формирования внутригодового распределения стока, данный выше, свидетельствует о том, что эта характеристика речного стока, пожалуй, еще в большей степени, чем рассмотренные в предыдущих главах, определяется высотными условиями водосбора. В силу этого нет необходимости подробно останавливаться на закономерностях ее распределения по территории горной области Средней Азии.

Сток за период июль—сентябрь достигает наибольших значений в тех районах, где горные хребты, слагающие водосборы, наиболее высоки. Наоборот, концентрация стока в период март—июнь наблюдается в водосборах, питающихся с невысоких хребтов. Только сток за период октябрь—февраль, в основном получающий питание за счет подземных вод, определяется в большой степени факторами, обусловливающими величину минимального стока. Распределение стока за этот период по территории горной области в некоторой степени идентично распределению минимальных модулей стока (глава VIII).

У водосборов с небольшой средней высотой в период октябрь—февраль, помимо подземных вод, в питании рек принимают часто значительное участие талые и дождевые воды, так как в нижних зонах горной области, в особенности на юге Средней Азии, таяние снега и выпадение дождей возможно на протяжении всего этого периода. Действие дождей в период октябрь—февраль наиболее эффективно, поскольку выпадают они на влажную почву и сток их в речную сеть более высок, чем в другое время года. Поэтому на реках с низко расположенными водосборами минимальный сток сдвигается на лето и осень,



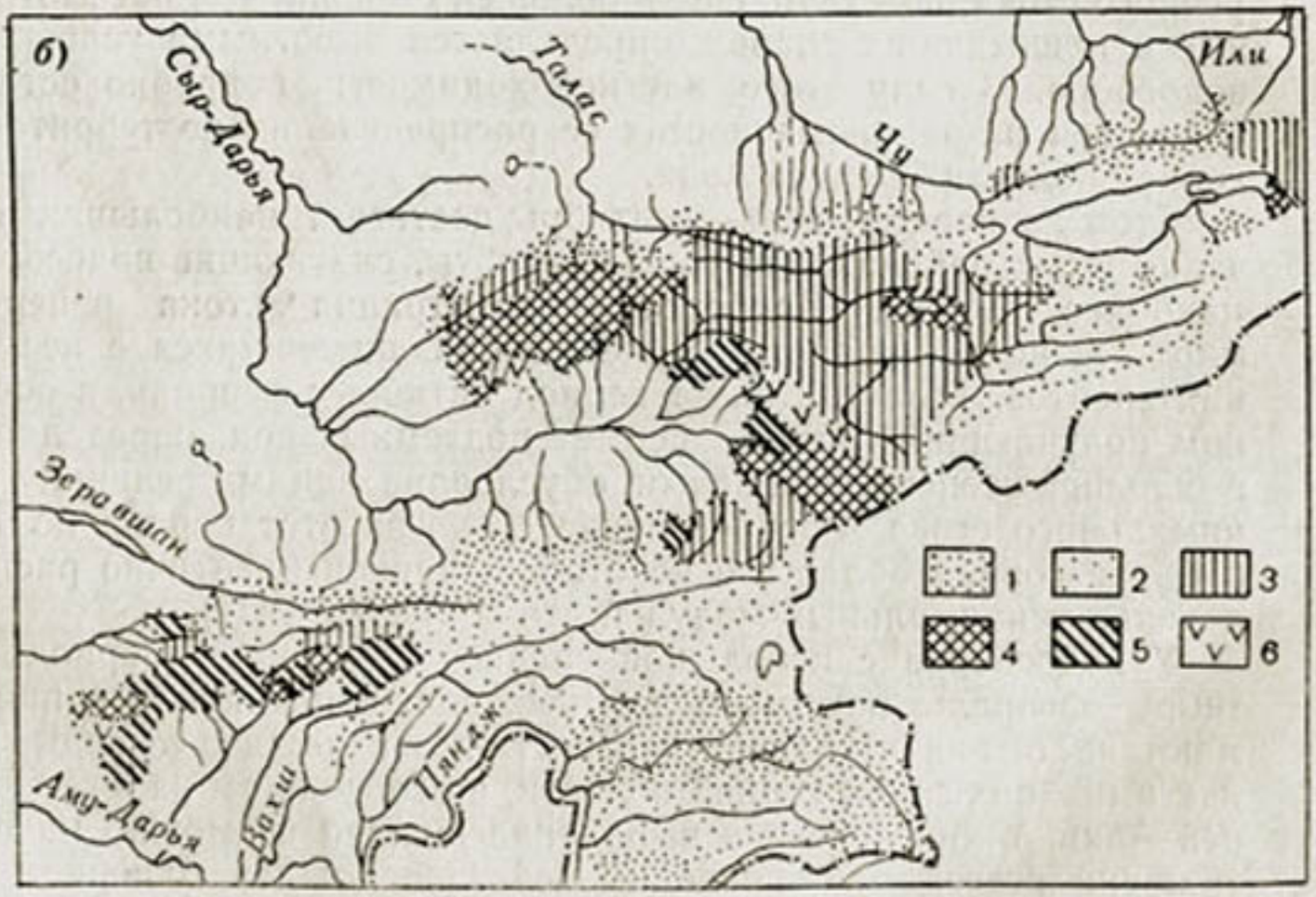
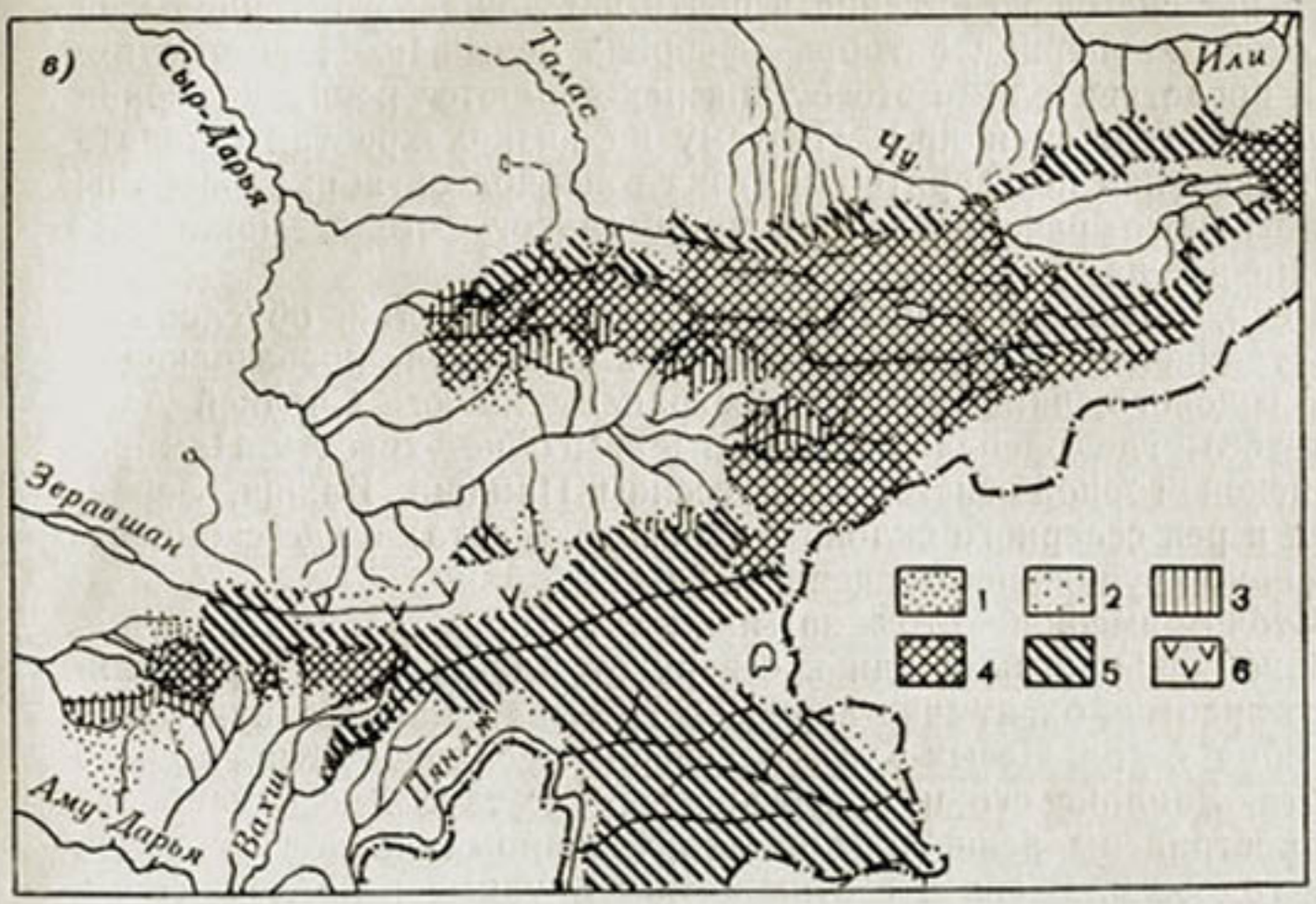
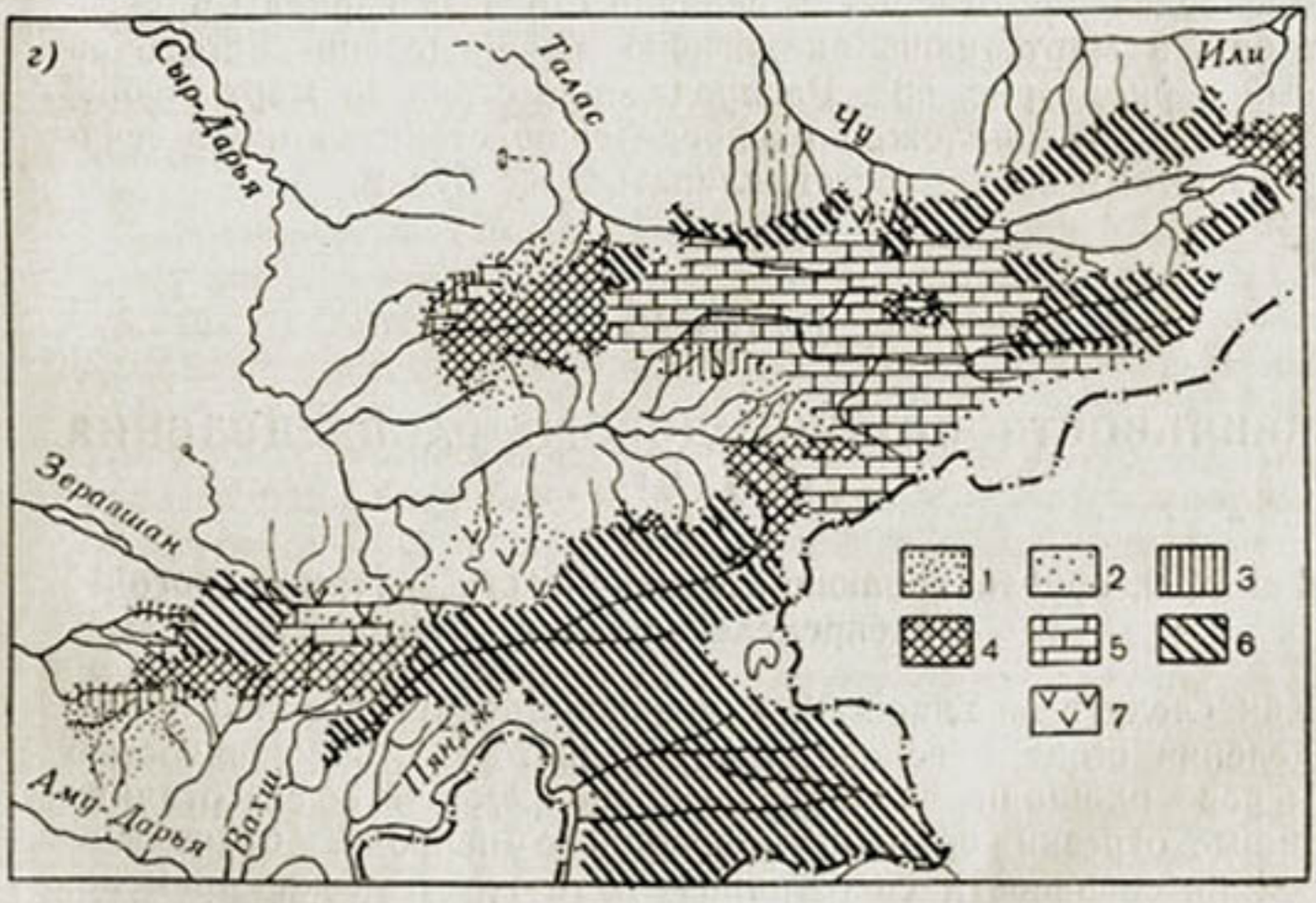


Рис. 58. Распределение стока за различные

а — сток за период октябрь—февраль в % от годового: *1*) 8—10, *2*) 10—15, *3*) 15—20, *4*) 19—30, *5*) 30—40, *6*) 40—50, *7*) 50—60, *8*) 60—70, *9*) свыше 70; *в* — сток за период *б*) свыше 60; *г* — отношение стока за период июль—сентябрь к стоку за март—июнь





периоды на территории Средней Азии.

4) 20—25, *5*) 25—30, *6*) свыше 30; *б* — сток за период март—июнь в % от годового: июль—сентябрь в % от годового: *1*) 3—12, *2*) 12—17, *3*) 17—25, *4*) 25—40, *5*) 40—60, (б): *1*) 0,00—0,17, *2*) 0,17—0,27, *3*) 0,27—0,40, *4*) 0,40—0,70, *5*) 0,70— 1,00, *6*) 1,00—2,00, 2,00.

когда нет снегового питания и почти нет дождевого, а удельный вес стока за период октябрь—февраль повышен. Наиболее яркими представителями этого типа рек являются реки Туркмении (Мургаб, Теджен и др.). Поэтому на низких хребтах ожидать распределения по территории стока в период октябрь—февраль, аналогичного распределению минимального стока, можно далеко не всегда.

Реки, имеющие в период июль—сентябрь сток, обусловленный таянием высокогорных снегов и ледников, превышающий 40% годового, наиболее распространены на юге Средней Азии (рис. 58), где расположены самые высокие хребты Памиро-Алайской горной системы (бассейны Пянджа, Вахша, Зеравшана и рек северного склона Алайского хребта) и где сконцентрировано крупнейшее оледенение Средней Азии.

Столь высокий сток за июль—сентябрь занимает существенно меньшие площади к северу от Алайского и Туркестанского хребтов, охватывая верховья Нарына, значительную часть бассейна озера Иссык-Куль и северных склонов Киргизского хребта, Заилийского и Джунгарского Алатау. Здесь наиболее распространены реки со стоком в указанный период от 20 до 40% годового. В связи с этим самые крупные реки ледниково-снегового питания сосредоточены на юге Средней Азии.

Распределение отношения величин стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь аналогично распределению стока за первый период (рис. 58). Распределение стока за март—июнь, в общем, противоположно распределению стока за июль—сентябрь, поэтому на нем останавливаться не будем.

Глава VI

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА[1]

Факторы, обусловливающие изменчивость внутригодового распределения стока

Как следует из главы V, изменчивость внутригодового распределения стока в основном определяется: а) изменчивостью размеров площади возможного одновременного снеготаяния в данные отрезки времени половодного периода, б) колебаниями интенсивности снеготаяния в те же отрезки времени,

[1] Здесь, по существу, рассматривается изменчивость распределения стока на протяжении половодья, но им в значительной мере определяется и распределение стока внутри межени и, следовательно, года.

в) изменениями условий стекания талых вод по склонам и речной сети водосбора.

Первые два фактора вызывают изменчивость по отдельным годам объемов талых вод, поступающих на водосбор в определенные интервалы времени, а последний — трансформацию гидрографа поступления талых вод в гидрограф стока; в том числе им в существенной мере определяется размер безвозвратных потерь талых вод, время их добегания, величина подземного стока и регулирующая способность поверхности водосбора и русел речной сети. В свою очередь размер площади возможного одновременного снеготаяния в данный момент года определяется положением фронта и тыла снеготаяния в этот момент времени, а интенсивность снеготаяния в основном обусловлена тепловым балансом поверхности снега и льда на площади возможного одновременного снеготаяния.

Режим теплового баланса за период в несколько суток, как уже отмечалось, довольно хорошо характеризуется режимом температуры воздуха, поэтому интенсивность снеготаяния в определенные отрезки времени отдельных лет можно рассматривать как функцию изменчивости сумм положительных температур воздуха.

Таким образом, можно считать, что изменчивость поступления талых вод на водосбор в данные интервалы времени отдельных лет в основном зависит: а) от изменчивости положения фронта снеготаяния, б) от изменчивости положения тыла снеготаяния и в) от изменчивости сумм положительных температур воздуха.

Изменчивость положения фронта снеготаяния. Положение фронта снеготаяния из года в год подвержено значительным изменениям, вызванным особенностями теплового баланса данного года или, схематизируя явление, особенностями термического режима приземного слоя воздуха. Так, например, в разные годы фронт снеготаяния достигает высоты обсерватории Федченко (4169 м) в сроки, различающиеся друг от друга на 58 суток. На метеорологической станции Тянь-Шань (3672 м) устойчивый переход 13-часовой температуры через 0° имеет диапазон 40 суток, в Сарыташе (3207 м) — 31 сутки, на метеорологической станции Терс (1784 м) — 46 суток и т. д.[1].

Для более отчетливого суждения об изменчивости положения фронта снеготаяния на рис. 59 приводятся зависимости положения фронта снеготаяния от высоты местности для крайних лет. 1941 г. отличался ранним переходом 13-часовых температур воздуха через 0° в сторону положительных значений, а 1936 г. — поздним. Следует подчеркнуть известную условность

[1] Коэффициенты вариации положения фронта снеготаяния округленно равны 0,1—0,4 и в общем увеличиваются с ростом высоты местности.

такой формулировки, так как наиболее ранний и наиболее поздний переходы температур воздуха через 0° осуществляются в разных пунктах, как правило, в разные годы. Это, в частности, можно видеть и на рис. 59, на котором два пункта, расположенные на высотах 1500—2500 м, в 1936 г. отличались ранним переходом температуры воздуха через 0°. Сказанное осложняет

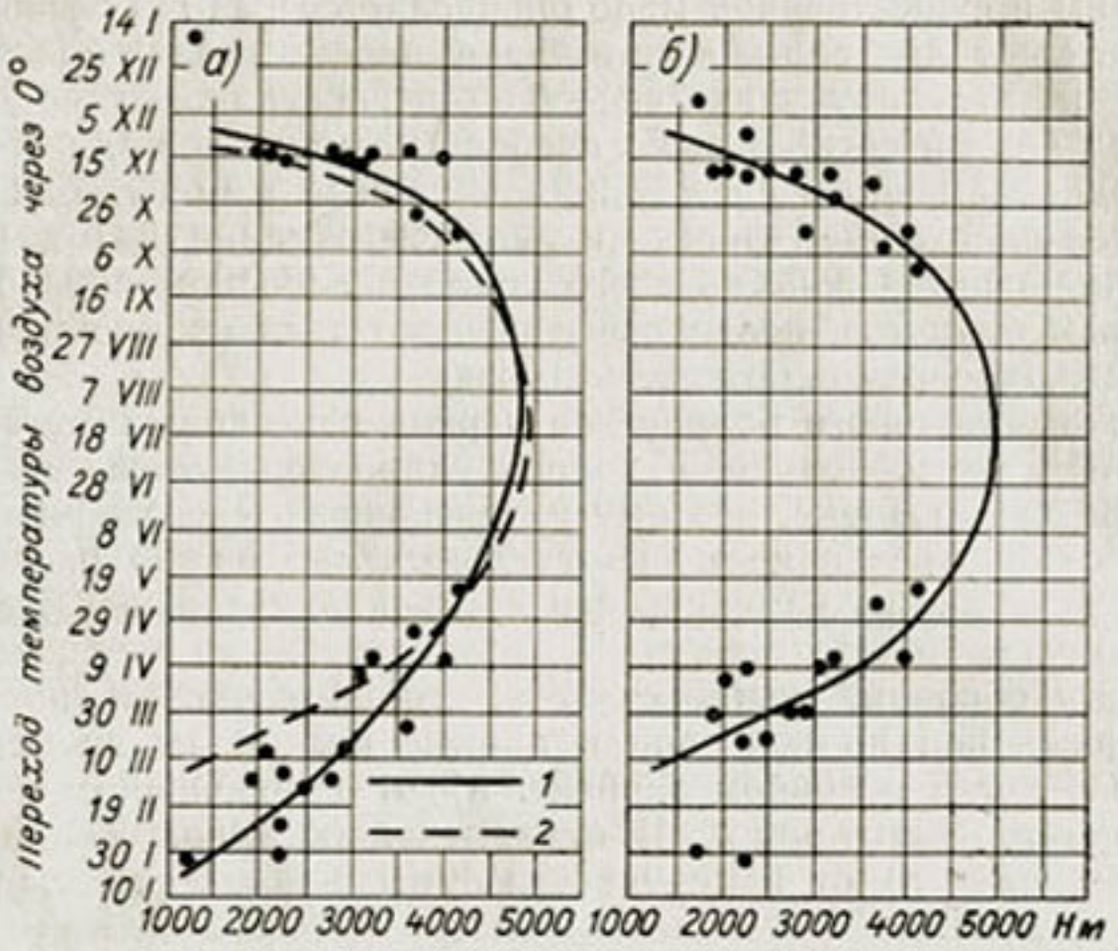


Рис. 59. Зависимость времени перехода 13-часовых температур воздуха через 0° (положение фронта снеготаяния) от высоты местности.

а) 1 — 1941 г., *2* — 1936 г., *б)* — 1936 г.

получение зависимостей положения фронта снеготаяния от высоты местности за отдельные годы, обусловливая рассеивание точек. К вопросу об асинхронности колебаний метеорологических элементов мы еще вернемся ниже.

Согласно зависимостям, приведенным на рис. 59, положение фронта снеготаяния в начале периода таяния снега на водосборе в отдельные годы может различаться более чем на 1000 м; к концу снеготаяния эти различия сводятся к минимуму.

В отдельные годы фронт снеготаяния может достигать одной и той же абсолютной высоты позже или раньше на 40 суток и даже более, причем наибольший разрыв наблюдается в нижних зонах гор. В отдельных пунктах и в сравнительно небольших водосборах колебания фронта снеготаяния по отдельным годам могут быть и больше, что следует из асинхронности колебаний температур воздуха на большой территории.

Обращает на себя внимание и другой интересный факт, а именно: в годы с наиболее ранним и наиболее поздним переходами температур воздуха через 0° в сторону положительных значений, как правило, не наблюдалось раннего или позднего перехода температур через 0° в сторону отрицательных значений. Сказанное можно видеть, в частности, на рис. 59, на котором переход 13-часовой температуры воздуха в сторону отрицательных значений осуществился в среднем почти одновременно как в 1941, так и в 1936 г. Вообще можно отметить, что в годы с крайними переходами температур воздуха через 0° в сторону положительных значений, переход их через 0° в сторону отрицательных значений близок во времени к среднему.

Изменчивость положения тыла снеготаяния. Положение тыла снеготаяния в первую очередь определяется водностью снежного покрова к началу интенсивного снеготаяния и термическим режимом периода снеготаяния. Известную роль, иногда довольно значительную, играет количество и вид осадков, выпадающих в период снеготаяния.

Запасы воды в снежном покрове к началу снеготаяния, как известно, колеблются в широких пределах даже в пунктах, где мощность снежного покрова значительна. Так, например, по данным обсерватории Федченко, толщина снежного покрова к началу интенсивного снеготаяния в отдельные годы отклоняется от среднего значения на —40%, +91%.

На метеорологической станции Чаткал толщина снега изменяется от 43 до 107 см при средней толщине 81 см. Таким образом, в этом пункте отклонения от средней толщины достигают —47%, +32%. Еще значительнее изменчивость мощности снежного покрова в пунктах, где он невелик.

Влияние водности снежного покрова на положение тыла снеготаяния очень велико, как это было показано в главе V (см. рис. 41).

Действительно, при среднем термическом режиме и средней водности снега 100 мм изменения ее на ±50% создают разницу в положении тыла снеготаяния к 1/IV на 350 м, а к 1/VIII — на 150 м. При тех же условиях, но при средней водности снежного покрова 1000 мм эта разница в положении тыла снеготаяния к 1/V превышает 1000 м, а к 1/VIII равна 400 м.

Таким образом, при изменении водности снежного покрова на ±50% среднего значения влияние ее на положение тыла снеготаяния может иногда превышать роль изменчивости термического режима, как это будет видно ниже.

Влияние изменчивости водности снежного покрова на положение тыла снеготаяния уменьшается от начала периода снеготаяния к его концу, т. е. на больших высотах положение тыла снеготаяния подвержено из года в год наименьшим изменениям.

Меньшая изменчивость положения тыла снеготаяния на больших высотах объясняется: а) большей устойчивостью и мощностью снежного покрова с подъемом в горы и б) меньшими колебаниями сумм положительных температур за время таяния снега или льда на больших высотах (см. ниже).

Так, например, коэффициент вариации средней водности снежного покрова водосбора р. Гавасай в высотной зоне 1400—1600 м оказался равным 0,47, а в высотной зоне 2000—2200 м — уже 0,32, хотя абсолютный размах запасов воды в снеге в последней зоне несколько превышает размах в более низкой зоне (среднее квадратическое отклонение соответственно равно 31 и 25 мм).

Наконец, нужно иметь в виду, что в зоне вечных снегов и ледников изменчивость водности снежного покрова по отдельным годам не оказывает влияния на изменчивость распределения стока внутри года, так как здесь запасы снега и льда не успевают растаивать за теплый сезон года и, следовательно, поступление талых вод на водосбор определяется только термическим режимом периода снеготаяния в зоне вечных снегов и ледников.

Это обстоятельство наряду с меньшей изменчивостью на больших высотах фронта снеготаяния и термического режима периода снеготаяния обусловливает меньшую изменчивость годового стока и стока за период июль—сентябрь рек, в водосборах которых высокогорные зоны имеют значительное распространение.

Для суждения о влиянии термического режима на положение тыла снеготаяния приводим зависимость его от высоты местности и водности снежного покрова для 1935 и 1941 гг. (рис. 60). Первый год характеризовался поздним переходом температур через 0° и медленным накоплением сумм положительных температур; наоборот, 1941 г. отличался ранней весной и быстрым ростом сумм положительных температур.

Согласно приведенным зависимостям, тыл снеготаяния в 1935 г. достигал тех же высот, что в 1941 г., на 10—20 суток позже. В отдельные периоды года и при некоторых водностях снежного покрова тыл снеготаяния в 1941 г. опережал тыл снеготаяния в 1935 г. более чем на 20 суток. К одной и той же дате тыл снеготаяния в 1941 г. располагался на 200—400 м выше, чем в 1935 г. Исключение представляет конец периода снеготаяния, когда разница в положении тыла снеготаяния уменьшается до 100 м и менее.

В результате совместного действия изменчивости запасов воды в снежном покрове к моменту начала снеготаяния и вариаций $\Sigma(+\theta_{ср})$ время прохождения тылом снеготаяния одного и того же пункта в отдельные годы изменяется в широких пределах — округленно от одного до двух месяцев.

Действительно, крайние даты устойчивого схода снежного

покрова, по данным обсерватории Федченко, на высоте 4169 м различаются на 46 суток, по данным метеорологической станции Тамынген ($H=3100$ м) — на 62 суток, по данным метеорологической станции Чаткал ($H=1938$ м) — на 30 суток и т. д.

Изменчивость сумм положительных температур. Суммой положительных температур воздуха, как уже не раз указывалось,

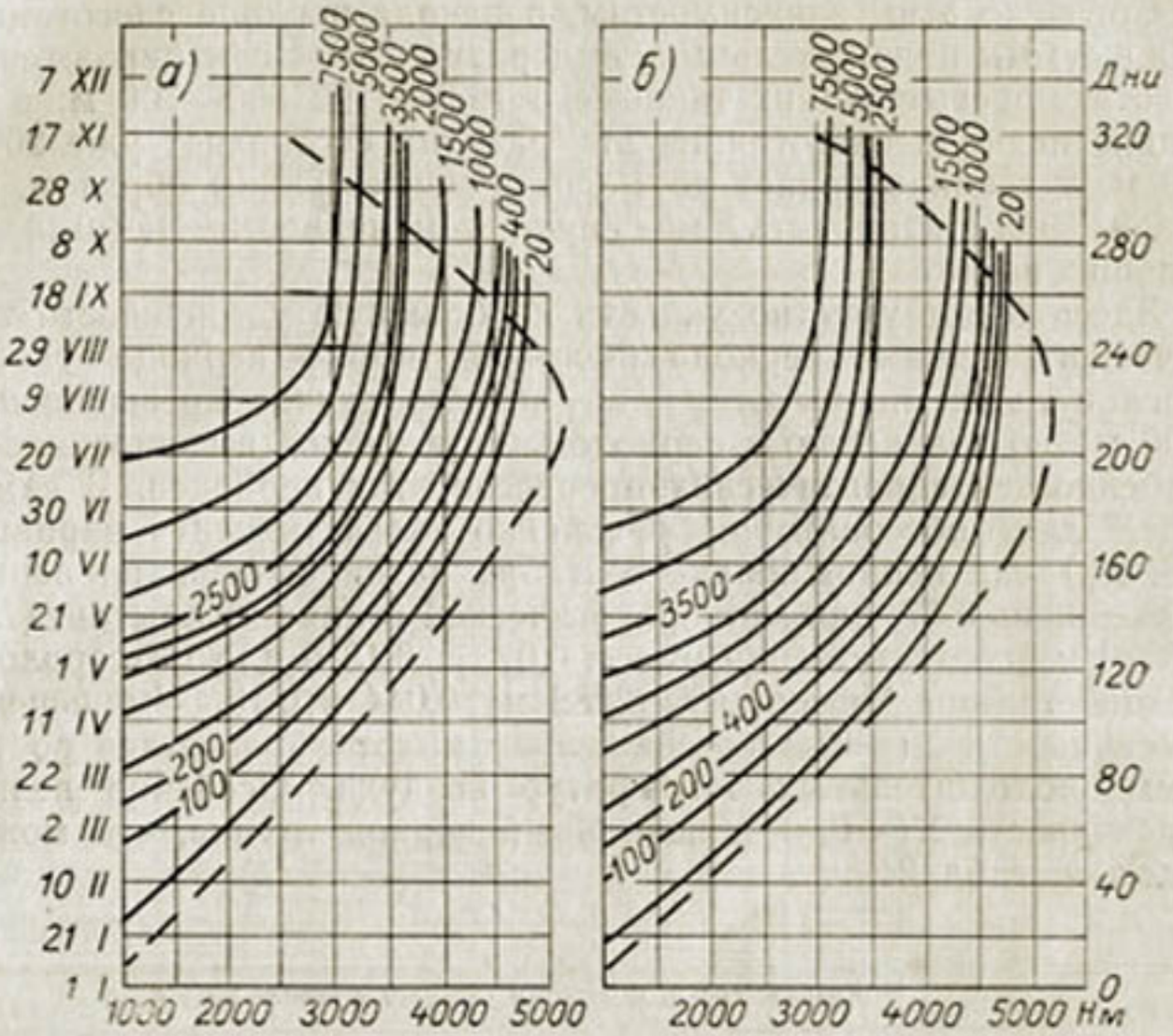


Рис. 60. Зависимость времени схода снежного покрова (положение тыла снеготаяния) от времени и высоты местности для крайних лет.
а — 1935 г., *б* — 1941 г.

достаточно хорошо определяется количество стаявшего снега и льда при условии ограничения задачи сравнительно протяженными отрезками времени. В силу этого суммой положительных температур обусловливается наряду с размером площади возможного одновременного снеготаяния объем талых вод, поступающих на водосбор, а также в значительной мере и положение тыла снеготаяния.

Интенсивность снеготаяния — один из основных элементов, определяющих поступление талых вод на водосбор, — является функцией не только изменчивости $\Sigma(+\theta_{ср})$ на определенных высотных зонах, но и запасов воды в снеге, так как в многоснеж-

ные годы нижняя граница площади возможного одновременного снеготаяния лежит ниже, чем в годы малоснежные, и, следовательно, таяние снега осуществляется при более высоких температурах воздуха.

Наглядное представление об изменчивости сумм положительных температур воздуха дают зависимости $\Sigma(+\theta_{ср}) = f_1(t, H)$, построенные для характерных лет — 1935 и 1941 (рис. 61).

Согласно этим зависимостям, в начале периода снеготаяния те же суммы положительных температур в 1941 г. набираются на высотах, превышающих таковые в 1935 г. на 500—700 м; в середине периода снеготаяния эта разница составляет уже 200—300 м, а в конце падает до 100 м и менее. Таким образом, мы можем констатировать меньшую изменчивость $\Sigma(+\theta_{ср})$ на больших высотах.

Здесь будет уместно указать на большую устойчивость термического режима периода июль—сентябрь (периода таяния снега и льда на высотах, во всяком случае превышающих 3000 м) по сравнению с периодом март—июнь, вытекающую из особенностей синоптических процессов этих периодов. В самом деле, для обсерватории Федченко коэффициент вариации $\Sigma(+\theta_{ср})$ за период июль—сентябрь равен 0,14, а за период март—июнь 0,77, для метеорологической станции Сарыташ (H = =3270 м) соответственно имеем 0,073 и 0,18 и для метеорологической станции Ангрен (H=2288 м) 0,044 и 0,13. Уменьшение изменчивости $\Sigma(+\theta_{ср})$ со снижением высот объясняется ростом сумм положительных температур воздуха. Особенно велика изменчивость $\Sigma(+\theta_{ср})$ в начальный период таяния, что можно видеть из табл. 24.

Таблица 24

$\Sigma(+\theta_{ср})$	Крайние сроки, к которым набирается данная $\Sigma(+\theta_{ср})$		
	Федченко	Алтын-Мазар	Оби-Гарм
10°	2 дек. V—1 дек. VII	2 дек. III—2 дек. IV	2 дек. I—3 дек. III
50°	2 дек. VI—2 дек. VII	1 дек. IV—3 дек. IV	3 дек. II—1 дек. IV
100°	1 дек. VII—3 дек. VII	2 дек. IV—1 дек. V	2 дек. III—2 дек. IV
200°	3 дек. VII—3 дек. VIII	3 дек. IV—2 дек. V	3 дек. III—3 дек. IV
1000°	—	1 дек. VII—2 дек. VII	3 дек. V—2 дек. VI
2000°	—	3 дек. VIII—1 дек. IX	2 дек. VII—1 дек. VIII

Изменчивость площадей возможного одновременного снеготаяния и его интенсивности. Приведенные выше зависимости позволяют оценить влияние водности снежного покрова и особенностей термического режима на размер площади одновременного снеготаяния и его интенсивность, а следовательно, и на распределение объемов талых вод внутри половодного периода.

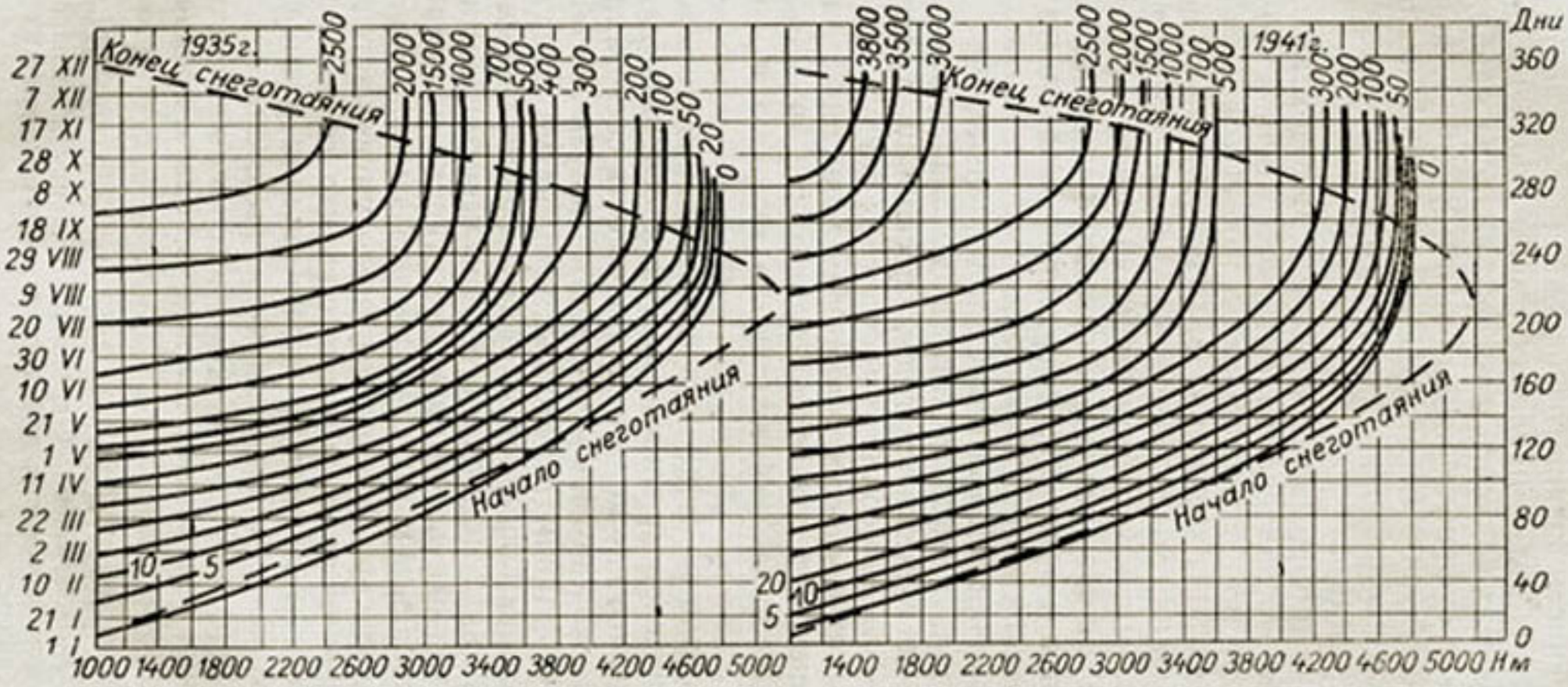


Рис. 61. Зависимость сумм положительных средних суточных температур от времени и высоты местности для характерных лет.

Для анализа влияния водности снежного покрова на размер площади и интенсивность снеготаяния были видоизменены подобранные в главе V кривые положения тыла снеготаяния, принимая, что водность снежного покрова на всех высотных зонах водосбора изменяется в пределах ±50% среднего ее значения (указанный размах водности снежного покрова наиболее характерен). Положение фронта снеготаяния и $\Sigma(+\theta_{ср})$, зависящие от термических особенностей отдельных лет, принимались средними за период наблюдений. Таким путем исключалось влияние термического режима.

Произведенные описанным в главе V методом подсчеты площадей возможного одновременного снеготаяния и его интенсивности[1] показали, что в многоснежные годы (с водностью снежного покрова на 50% выше средней) снеготаяние на водосборах рек одновременно охватывает значительно большие площади (на 15—40%), чем в годы малоснежные (с водностью снежного покрова на 50% ниже средней). Это вполне понятно, так как тыл снеготаяния при мощном снеге располагается ниже, чем при маломощном.

Этой же причиной объясняется и тот факт, что интенсивность снеготаяния в многоснежные годы значительно превосходит таяние в малоснежные годы, поскольку таяние осуществляется при более высоких температурах воздуха (максимальная интенсивность в многоснежные годы выше на 35—60%). При этом наибольшая интенсивность снеготаяния в многоснежные годы наблюдается на 2—4 декады позже, чем в годы малоснежные.

Оставляя среднюю мощность снежного покрова, но меняя условия термического режима, можно проследить влияние последнего на размер площади и интенсивность снеготаяния. Кратко это влияние можно сформулировать следующим образом.

1. В годы с ранним переходом температур воздуха через нуль и интенсивным приростом сумм положительных температур (будем для краткости такие годы называть годами с ранней весной) площади одновременного снеготаяния достигают своего максимума раньше, чем в годы с поздней весной. Сдвиг во времени может достигать 6 декад и обычно уменьшается с ростом средней взвешенной высоты водосбора, что объясняется меньшей изменчивостью элементов, определяющих размер площади одновременного снеготаяния на больших высотах.

2. В годы с ранней весной размеры площадей одновременного снеготаяния превышают таковые в годы с поздней весной.

---

[1] За неимением данных положение снеговой линии для маловодных лет принималось по ее положению в средние по водности снежного покрова годы. Это не совсем верно, так как высота снеговой линии из года в год подвержена колебаниям.

Эта разница уменьшается с ростом средней взвешенной высоты водосбора.

В годы с ранней весной в низко расположенных бассейнах с незначительной амплитудой высот одновременным снеготаянием может быть охвачено более 70% всей площади водосбора (например, р. Кашкадарья).

3. Годы с ранней и поздней весной мало различаются по максимальной интенсивности снеготаяния, однако в годы с ранней весной интенсивное снеготаяние наступает на 1—3 декады раньше и своего максимума достигает обычно в 1-й декаде июня — 1-й декаде июля; в годы с поздней весной максимум снеготаяния приходится на 3-ю декаду июня — 3-ю декаду июля.

Ранние сроки максимума таяния относятся к низко расположенным водосборам, а поздние — к водосборам с большими средними взвешенными высотами.

Изменчивость распределения поверхностного стока на протяжении половодного периода. Зная влияние водности снежного покрова и особенностей термического режима на размер площади одновременного снеготаяния и его интенсивность, легко установить воздействие этих факторов и на распределение стока на протяжении половодного периода.

В годы с ранней и поздней весной происходит в основном сдвиг гидрографа во времени; форма гидрографа и наибольшая его относительная ордината подвержены сравнительно малым изменениям. Наоборот, водность снежного покрова оказывает большое влияние на форму гидрографа: в малоснежные годы увеличивается максимальная относительная ордината гидрографа и уменьшается продолжительность половодья, в силу чего гидрограф приобретает более резкие очертания. В водосборах с большой средней высотой влияние водности снежного покрова на форму гидрографа поверхностного стока значительно меньше.

Совместное (в различных сочетаниях) влияние мощности снежного покрова и термического режима на распределение стока половодного периода показано на примере трех рек с различными условиями питания (рис. 62). Наиболее острые очертания гидрографы имеют в годы с малыми запасами снега и с поздней весной; наоборот, наиболее распластанную форму гидрографы приобретают в годы многоснежные и с ранней весной. Это как бы два крайних случая влияния запасов снега в горах и термического режима на форму гидрографа поверхностного стока.

При указанных сочетаниях термического режима и мощности снежного покрова имеют место и крайние значения относительной максимальной ординаты и продолжительности половодья (наибольшая ордината и наименьшая продолжительность в годы малоснежные и с поздней весной). Наиболее ранняя концентра-

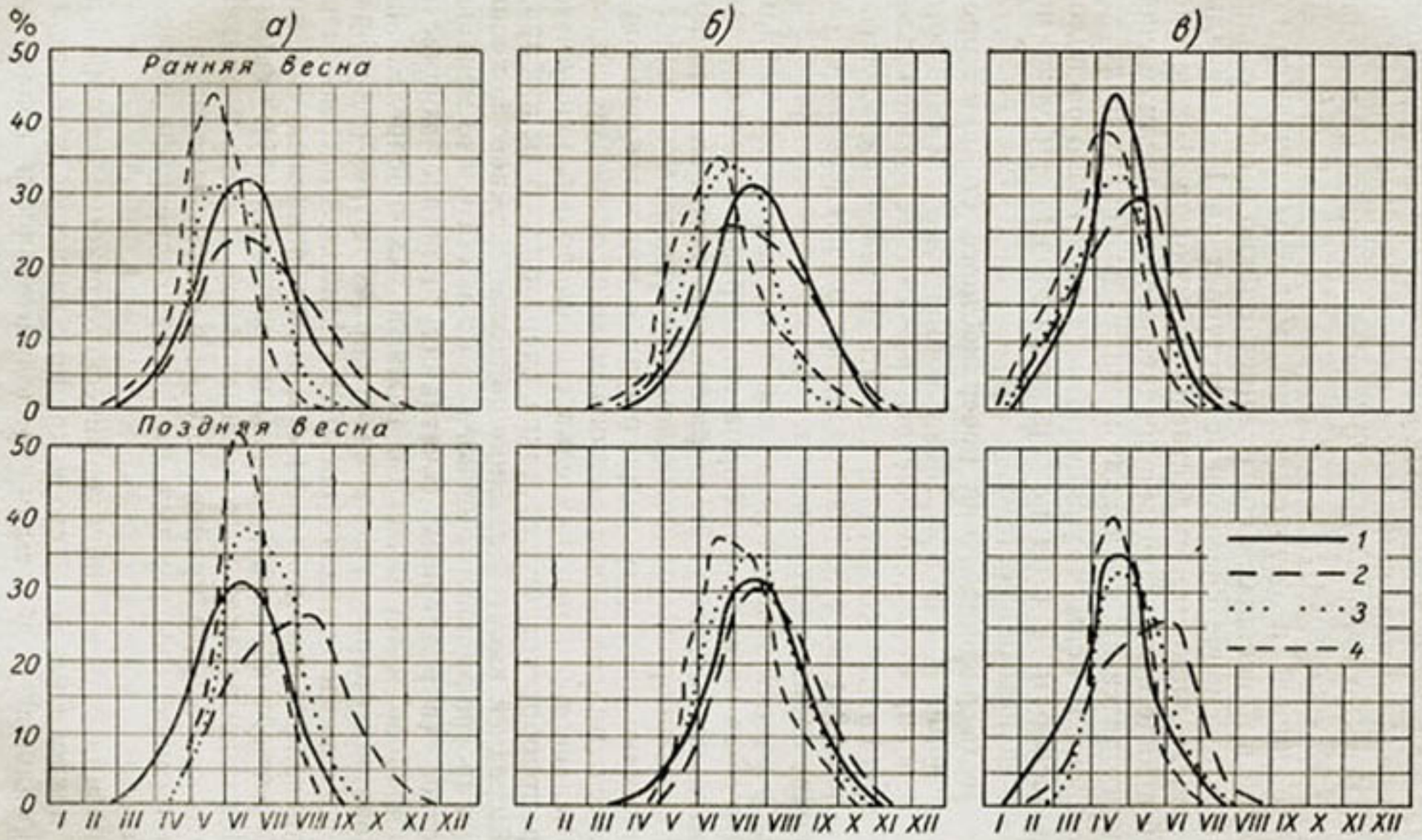


Рис. 62. Гидрографы талых вод рек при различном сочетании термического режима и водности снежного покрова.

а — р. Чирчик — ст. Ходжикент, *б* — р. Зеравшан — ст. Дупули, *в* — р. Кашкадарья — ст. Варганзи. *1* — фактический гидрограф, *2* — в многоснежные годы, *3* — при средней водности снежного покрова, *4* — в малоснежные годы.

ция стока наблюдается в малоснежные годы с ранней весной, а наиболее поздняя — в многоснежные годы с поздней весной.

Изменчивость условий стекания талых вод. Заканчивая анализ влияния различных факторов на изменчивость внутригодового распределения стока, необходимо остановиться на изменчивости по отдельным годам условий стекания талых вод по склонам и речной сети водосбора, трансформирующих гидрограф поступления талых вод в гидрограф стока [1].

Среди факторов, влияющих на условия стекания талых вод, одно из главных мест занимает водопроницаемость почво-грунтов, обусловленная, в частности, их влажностью осенью перед установлением снежного покрова и их промерзаемостью. Именно этот фактор в значительной степени определяет соотношение между поверхностным и подземным стоком, а следовательно, в существенной мере и продолжительность половодья, максимальную его ординату и отчасти величину безвозвратных потерь в условиях равнинных пространств СССР (см. работы [1, 3, 5, 7]).

На территории горной области Средней Азии водопроницаемость почво-грунтов играет значительно меньшую роль как из-за распространенности грубообломочного материала, хорошо проницаемого в любых условиях увлажненности, так и вследствие длительности периода таяния снега и льда и больших скоростей некоторых видов подземного стока [2].

Влияние на внутригодовое распределение стока изменчивости по отдельным годам условий регулирования талых вод снежным покровом и поверхностью водосбора в Средней Азии также меньше, чем в европейской части СССР. Это объясняется длительностью периода таяния снега и льда, большой расчлененностью рельефа и сравнительно малой изменчивостью в пространстве площадей одновременного снеготаяния в период наиболее интенсивного таяния снега на водосборе.

Из-за малого развития поймы и компактности русел в пределах горной области изменчивость аккумулирующей способности поймы и русел по отдельным годам не может играть существенную роль в формировании гидрографа и в продолжительности половодья.

Наконец, изменчивость по отдельным годам скоростей добегания вследствие их большой величины и относительного постоянства в пространстве из года в год площадей одновременного снеготаяния также оказывает сравнительно незначительное

---

[1] Такие факторы, как рельеф, растительный покров, уклоны и условия шероховатости почвы и речного русла, медленно изменяющиеся во времени, здесь не рассматриваются.

[2] Длительность снеготаяния на водосборах рек Средней Азии позволяет рассматривать распределение стока по длительным промежуткам времени, что и делается автором. В этом же случае влияние факторов, трансформирующих гидрограф поступления талых вод в гидрограф стока, резко снижается.

влияние на форму гидрографа талых вод и продолжительность половодья.

Косвенным подтверждением сказанного является факт отсутствия связи между продолжительностью половодья и длиной реки в условиях Средней Азии, в то время как на равнинной территории европейской части СССР эта связь четко выражена. Например, продолжительность половодья на р. Нарын оказывается одинаковой с продолжительностью половодья на р. Сох,

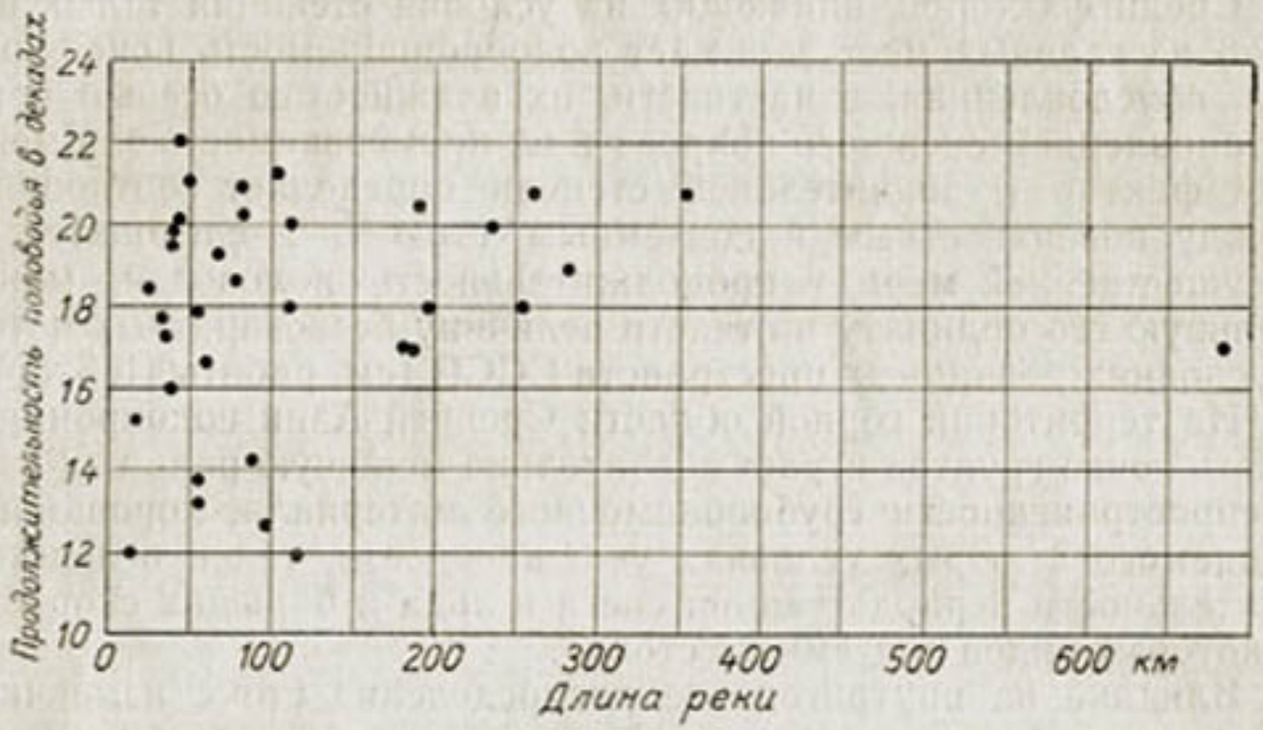


Рис. 63. Зависимость продолжительности половодья от длины реки.

значительно меньшей по протяженности, чем р. Нарын. Более детально это показано на рис. 63. Отсутствие такой связи вполне понятно, так как основным фактором, определяющим продолжительность половодья на территории Средней Азии, является продолжительность периода снеготаяния на водосборе реки, а не время добегания. Именно поэтому наименьшей продолжительностью половодья отличаются реки с очень высокими водосборами, как это указывалось в главе V, а также реки, питающиеся с низких зон горной области, в особенности типичные саи, хотя протяженность их иногда значительно больше, чем небольших рек ледниково-снегового питания.

Единственным элементом, который может оказывать заметное влияние на распределение стока половодного и тем самым меженного периодов, при ограничении задачи большими интервалами времени остаются, таким образом, безвозвратные потери талых вод, изменяющиеся как по своей суммарной величине, так и на протяжении половодья.

Для суждения о роли изменчивости безвозвратных потерь в изменчивости внутригодового распределения стока у нас пока нет никаких данных, так как для этой цели нужно иметь сведе-

ния о запасах воды в снеге к моменту его таяния. Рассчитывать в ближайшее время на получение таких сведений для водосборов с более или менее значительными площадями не приходится вследствие крайней неравномерности залегания снежного покрова в горах и трудоемкости снегомерных съемок в горных условиях [1]. То же можно сказать и относительно других перечисленных факторов.

Единственным целесообразным путем изучения влияния на внутригодовое распределение стока (так же как и на другие характеристики стока) факторов, определяющих величину безвозвратных потерь и условий стекания талых вод, является организация стоковых станций на малых водосборах. К организации таких станций следовало бы приступить в самое ближайшее время. До получения же материалов стоковых станций о роли рассмотренных выше факторов в формировании внутригодового распределения стока и в изменчивости его можно судить только умозрительно.

Внутригодовое распределение стока в отдельные годы

Выше было отвлеченно рассмотрено влияние водности снежного покрова и термического режима на внутригодовое распределение стока. В частности, принималось, что водность снежного покрова увеличивалась или уменьшалась равномерно во всех высотных зонах водосбора, а термический режим характеризовался ранним или поздним наступлением положительных температур воздуха на всей территории водосбора и на протяжении всего периода интенсивного снеготаяния.

В действительности же редко приходится сталкиваться с фактом, когда мощность снежного покрова во всех высотных зонах в одни годы бывает повышена, а в другие понижена, тем более равномерно.

Для краткости ограничимся рассмотрением средней водности снежного покрова (табл. 25) на конец февраля по отдельным высотным зонам водосбора р. Гавасай [4].

Данные таблицы показывают, что распределение снежного покрова по высотным зонам каждый год бывает различным. Так, например, в 1928 г. водность снежного покрова в интервале высот 1400—1800 м была ниже средней, а на высотах 1800—2200 м — выше; в 1929 г., наоборот, в нижних зонах водность снежного покрова была выше средней, а в зоне 2000—2200 м — несколько ниже; в 1933 г. с ростом высот наблюдалось даже уменьшение водности снежного покрова, тогда как обычно с высотой она увеличивается.

---

[1] Определению запасов воды в снеге к началу интенсивного снеготаяния должны способствовать аэрофотосъемки, которые впервые были начаты в 1957 г.

Таблица 25

Зоны, м	Водность снежного покрова, мм							
	на конец февраля за годы							средняя за весь период
	1928	1929	1931	1932	1933	1934	1935	
1400—1600	11	65	49	33	97	61	63	54
1600—1800	52	93	54	48	67	102	60	68
1800—2000	117	103	72	70	51	130	80	89
2000—2200	139	95	94	73	52	145	90	98
Средняя	80	89	67	56	67	110	73	77

Даже в наиболее многоводном (1934) и наиболее маловодном (1932) годах хотя и отмечается увеличение или уменьшение водности снежного покрова во всех высотных зонах по сравнению со средней, но оно происходит неравномерно. Так, в 1934 г. водность снежного покрова в самой нижней зоне превышала среднюю всего на 13%, тогда как в остальных зонах водность снежного покрова составляла 144—150% средней. В маловодный 1932 г. водность снежного покрова по отдельным высотным зонам колебалась между 61 и 79% средней водности.

То же можно сказать и в отношении термического режима. Действительно, ранний переход 13-часовой температуры через 0° может наблюдаться не во всех высотных зонах водосбора. Так, например, в 1935 г., характеризующемся поздним прохождением половодья, на метеорологических станциях Федченко, Каракуль, Тянь-Шань, Мургаб (Памир), Сарыташ, Тамынген, Ангрен и Чаткал переход 13-часовой температуры через 0° наблюдался в более поздние сроки по сравнению со средним (от 3 суток до 1 месяца), а на метеорологических станциях Каракуджур, Алтынмазар, Дехауз, Искандеркуль, Хейрабад, Нарын, Терс и Пскем — в более ранние (от 2 до 20 суток).

В 1927 г. фронт снеготаяния достиг метеорологических станций Федченко, Каракуль, Тянь-Шань, Сарыташ, Каракуджур, Дехауз, Ангрен и Нарын позже среднего срока, а метеорологических станций Мургаб, Тамынген, Алтынмазар, Искандеркуль, Хейрабад, Чаткал и Терс раньше. Только в 1941 г. на всех метеорологических станциях, кроме Тамынгена, был отмечен ранний переход 13-часовой температуры через 0° при разной степени опережения средних дат (от 2 до 20 суток).

Дело осложняется тем, что иногда отсутствует согласованность между временем перехода 13-часовой температуры воздуха через 0° и приращением положительных температур. В качестве примера можно привести метеорологическую станцию Тамынген, на которой в 1941 г. переход температур через 0° на-

блюдался позже среднего срока, а приращение $\Sigma(+\theta_{ср})$ в период наиболее интенсивного таяния снега на высоте метеорологической станции шло очень энергично.

Наоборот, в 1939 г. переход температур воздуха через 0° произошел раньше среднего срока на 16 суток, а приращение $\Sigma(+\theta_{ср})$ сильно отставало от обычного.

В период интенсивного снеготаяния в один и тот же год приращение $\Sigma(+\theta_{ср})$ на одних высотах может осуществляться интенсивно, а на других — сильно отставать от среднего за ряд лет приращения. Не приходится также говорить о какой-нибудь закономерной согласованности между термическим режимом и запасом воды в снежном покрове. Так, например, 1941 г., отличавшийся на большей части территории Средней Азии повышенной водоносностью и, следовательно, повышенными запасами снега в горах, в то же время характеризовался ранним и дружным накоплением $\Sigma(+\theta_{ср})$ и ранним переходом температур через 0°. Очень водоносный 1934 г. отличался на большей части Средней Азии поздним переходом температур воздуха через 0°.

Таким образом, в 1941 г. повышенные запасы снега в горах обусловливали концентрацию стока в более поздние сроки, а термический режим — в более ранние. Однако влияние его в этом году было сильнее, поэтому в 1941 г. наблюдалось раннее сосредоточение стока на всех реках Средней Азии. В 1934 г. большие запасы снега в горах и термический режим действовали согласованно и способствовали концентрации стока в более позднее время.

Таких примеров согласованного и диаметрально противоположного воздействия термического режима и снежного покрова на внутригодовое распределение стока можно привести много, в особенности если рассматривать не Среднюю Азию в целом, а отдельные водосборы.

Описанная выше асинхронность колебаний водности снежного покрова и термического режима по территории горной области Средней Азии сильно осложняет построение гидрографов талого стока по отдельным годам. Для получения их ввиду асинхронности колебаний снежного покрова и температур воздуха по рассматриваемой территории необходимо располагать описанными выше зависимостями для отдельных лет и (что сложнее всего) в ряде случаев для отдельных водосборов. Получение зависимостей для отдельных лет имеет огромное значение для гидрологических прогнозов, но не входит в круг вопросов, рассматриваемых в данной работе.

Итак, распределение стока внутри отдельных лет является результатом сложного комплексного воздействия на него величины запасов воды в снежном покрове, термического режима и подземного питания, на которое накладывается поверхностный сток.

Воздействие перечисленных факторов на распределение стока внутри отдельных лет осложняется асинхронностью колебаний их по территории, не говоря уже о разной степени отклонения их от средних величин даже в пределах сравнительно небольших водосборов. Как это было показано, водность снежного покрова в одних высотных зонах может быть выше средней, в других — ниже. Переход температуры через 0° в одних пунктах может осуществляться рано, в других — поздно. Далее, переход температуры через 0° может наблюдаться рано, а сумма положительных температур набираться медленно, в связи с чем интенсивность снеготаяния в его начальный период невелика; могут быть и обратные случаи.

В каждом отдельном году фронт снеготаяния движется вверх не равномерно, а скачкообразно, причем в некоторые отрезки времени он даже опускается (похолодания).

Наконец, внутригодовое распределение стока может в отдельные периоды искажаться осадками, которые снижают интенсивность снеготаяния при выпадении их в твердом виде и способствуют стоку талых вод, если они выпадают в виде дождей и при этом не наблюдается значительное снижение температуры воздуха [1].

Все это осложняет установление влияния основных факторов (водности снежного покрова и термического режима) на распределение стока внутри отдельных лет. Это особенно справедливо в отношении влияния водности снежного покрова, или (что то же) водности года на распределение стока внутри него. Вопрос о связи между водностью года и распределением стока в течение года, помимо теоретического интереса, имеет большое практическое значение. Действительно, водохозяйственные расчеты должны производиться принципиально отлично в тех случаях, если бы многоводные, маловодные и близкие к средним годы имели свои особые, только им присущие, режимы, или если бы связь между водностью года и внутригодовым распределением стока отсутствовала (см. ниже). Ввиду важности этого вопроса остановимся на нем подробнее.

В 1942 г. автор работы, рассматривая зависимость внутригодового распределения стока от водности года, пришел в общем к отрицательным выводам, т. е. констатировал отсутствие, как правило, такой зависимости.

При определении зависимости внутригодового распределения стока от водности года приходится рассматривать несколько элементов распределения стока. Остановимся прежде всего на связи между временем прохождения максимальных расходов и

---

[1] Влияние жидких осадков на внутригодовое распределение стока наибольшее при низком расположении водосборов и в северных районах Средней Азии, где количество летних осадков повышено.

началом половодья, с одной стороны, и водностью года — с другой.

Сопоставляя даты максимальных средних декадных расходов воды[1] со средними расходами за вегетационный период, З. В. Джорджио в 1944 г. пришла к выводу, что какой-либо определенной зависимости между временем прохождения максимальных расходов и водностью данного года не обнаруживается. Можно только констатировать, что у рек снегово-ледникового и снегового питания относительно более ранние даты чаще встречаются в маловодные годы. На реках ледниково-снегового питания, основная масса стока у которых образуется за счет таяния высокогорных снегов и отчасти ледников, отсутствует даже такая слабо выраженная тенденция.

Вывод Джорджио соответствует приведенному анализу влияния водности снежного покрова на гидрограф поверхностного стока. Отсутствие даже слабой тенденции к более раннему прохождению максимальных расходов у рек с высокими водосборами объясняется меньшей изменчивостью водности снежного покрова на больших высотах, в силу чего ее влияние на форму гидрографа сказывается меньше. Что касается дат начала повышения расходов воды (начала половодья), то здесь Джорджио констатировала отсутствие даже такой слабо выраженной зависимости.

В свете изложенного выше это обстоятельство не может быть неожиданным. Действительно, повышение расходов воды в реках обусловлено только переходом температур воздуха через 0°, когда снеготаянием охватываются площади, могущие дать заметный сток талых вод. Запасы воды в снеге к моменту снеготаяния не играют существенной роли в определении даты начала половодья. Переход температур через 0° может наступить в более ранние или более поздние сроки независимо от степени водности года, поэтому начало повышения расходов воды в реках не должно зависеть от нее.

Следующими показателями внутригодового распределения стока, представляющими значительный интерес, являются: сток за периоды март—июнь и июль—сентябрь, соотношение их и, наконец, сток за период октябрь—февраль.

Рассматривая связи между водностью отдельных лет и стоком за период март—июнь, можно отметить отсутствие какой-либо четко выраженной зависимости между этими переменными.

---

[1] Рассматривались наибольшие средние декадные расходы воды, а не срочные максимумы, учитывая, что последние в некоторые годы могли быть частично сформированы дождями, а не снеготаянием. Для рек ледниково-снегового и снегово-ледникового питания, у которых дождевой сток совсем ничтожен, даты максимальных декадных расходов в большинстве случаев совпадают со срочными максимумами.

Очень часто близкие значения стока за указанный период встречаются и в многоводные и маловодные годы.

В качестве примера приводим рис. 64, на котором представлены зависимости между модульными коэффициентами годового стока и стоком за период март—июнь типичных рек Средней Азии.

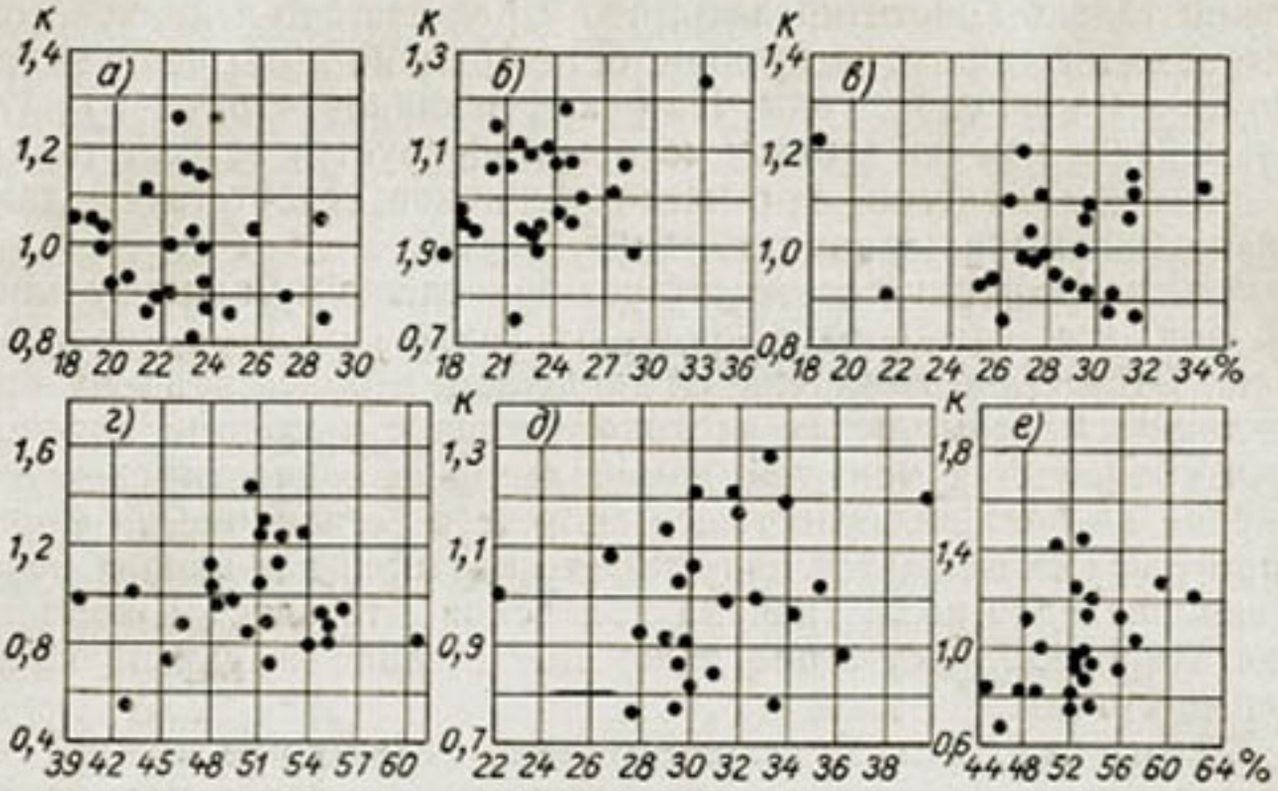


Рис. 64. Зависимость стока (в % годового стока) за период март—июнь от водности года (от модульного коэффициента средних годовых расходов k).

а — р. Исфара, *б* — р. Сох, *в* — р. Шахимардан, *г* — р. Падшаата, *д* — р. Исфайрам, *е* — р. Чирчик.

То же можно сказать и в отношении стока за период июль—сентябрь (рис. 65). Следует только отметить слабую тенденцию к росту стока за июль—сентябрь с ростом водности у рек Падшаата, Кугарт и Ангрен (последние две реки на рис. 65 не приведены).

Однако рассматриваемые показатели внутригодового распределения стока для многоводных и маловодных лет в среднем имеют все же некоторые особенности. С целью освещения этого вопроса для некоторых типичных рек Средней Азии был подсчитан сток за периоды март—июнь, июль—сентябрь, октябрь—февраль отдельно для многоводных и маловодных лет (табл. 26). К многоводным годам были отнесены годы со стоком, превышающим нормальный более чем на $^1/_2$ среднего квадратического отклонения годового стока. Равным образом к маловодным годам были отнесены годы со стоком, который был ниже нормального более чем на $^1/_2$ того же среднего квадратического отклонения.

Такого рода подсчеты позволили установить, что сток за март—июнь независимо от принадлежности реки к тому или иному типу питания, за весьма редкими исключениями, в годы многоводные бывает несколько выше, чем в маловодные.

Сток за март—июнь в многоводные и маловодные годы в редких случаях отклоняется более чем на ±10% от среднего многолетнего стока за этот период.

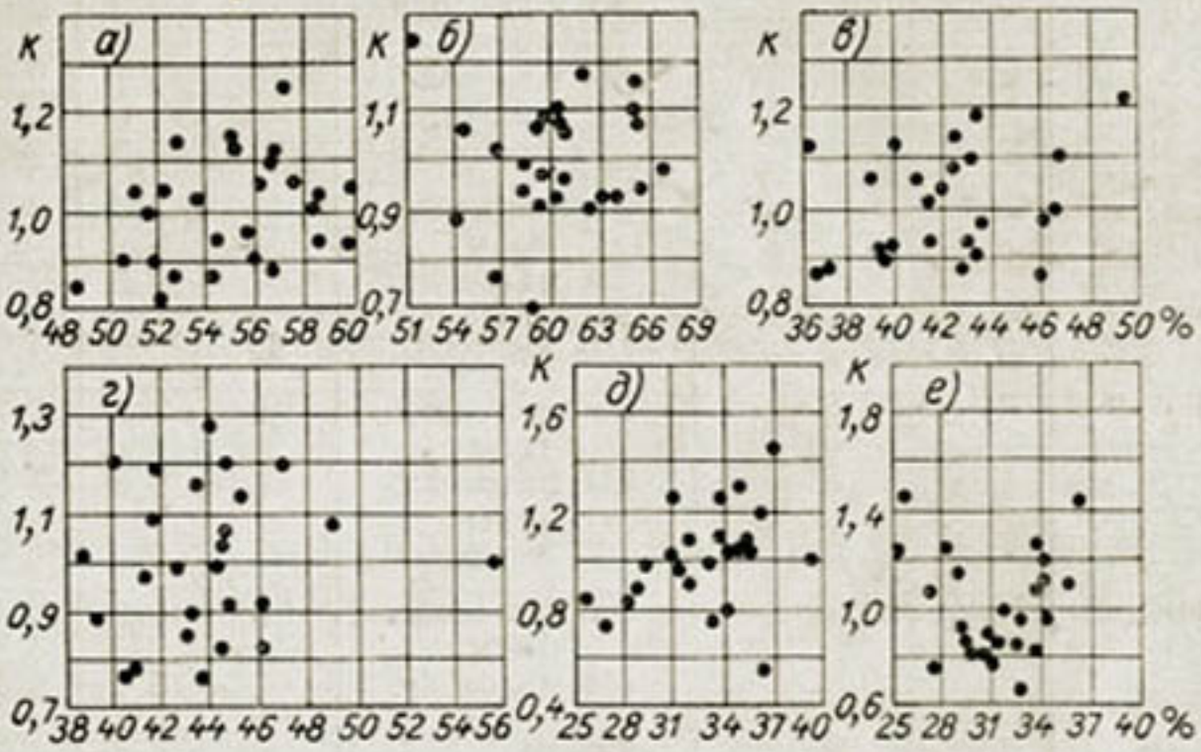


Рис. 65. Зависимость стока (в % годового стока) за период июль—сентябрь от водности года (от модульного коэффициента средних годовых расходов k).

а — р. Исфара, *б* — р. Сох, *в* — р. Шахимардан, *г* — р. Исфайрам, *д* — р. Падшаата, *е* — р. Чирчик.

Сток за период июль—сентябрь в многоводные годы может быть и выше и ниже, чем в маловодные годы, однако соотношение стока за названный период и за период март—июнь в подавляющем большинстве случаев в многоводные годы меньше, чем в маловодные. Таким образом, как правило, в многоводные годы сток концентрируется в несколько более ранние сроки, чем в маловодные.

Что касается стока за период октябрь—февраль, то он в многоводные годы всегда относительно ниже, чем в маловодные.

Это косвенно свидетельствует о том, что в маловодные годы подземное питание относительно выше, чем в годы многоводные.

Только что описанные закономерности в распределении стока по фазово-однородным периодам справедливы только в среднем и часто могут не оправдываться в отдельные годы и на некоторых реках.

Действительно, например, на р. Зеравшан только 25% многоводных лет отличаются более поздней концентрацией стока,

Река	Пункт	Средний сток	Число лет	Месячный сток		
				I	II	III
Исфара	Ташкурган	За многоводн. годы	5	2,3	2,0	1,9
		За маловодн. годы	13	3,1	2,8	2,5
		За все годы	30	2,9	2,0	2,3
Сох	Сох	За многоводн. годы	11	2,3	2,1	1,9
		За маловодн. годы	7	2,5	2,3	2,2
		За все годы	33	2,3	2,2	2,0
Зеравшан	Дупули	За многоводн. годы	12	1,9	1,7	1,8
		За маловодн. годы	13	2,3	2,1	2,0
		За все годы	44	2,1	1,9	1,9
Шахимардан	Паульган	За многоводн. годы	5	5,1	4,8	4,6
		За маловодн. годы	5	5,7	5,4	5,2
		За все годы	43	5,5	5,3	5,0
Исфайрам	Учкурган	За многоводн. годы	11	4,1	3,8	3,5
		За маловодн. годы	10	5,2	4,8	4,4
		За все годы	45	4,6	4,2	3,9
Падшаата	Падшаатинская	За многоводн. годы	10	2,4	2,2	2,6
		За маловодн. годы	10	3,0	2,6	3,3
		За все годы	33	2,8	2,6	3,1
Чирчик	Ходжикент	За многоводн. годы	15	2,3	2,3	3,7
		За маловодн. годы	16	3,3	3,1	3,9
		За все годы	48	2,7	2,6	3,5
Карадарья	Кампыррават	За многоводн. годы	10	2,4	2,2	3,3
		За маловодн. годы	10	4,2	4,0	4,7
		За все годы	40	3,0	2,9	3,9
Яссы	Нижнеяссинская	За многоводн. годы	7	2,0	2,2	3,4
		За маловодн. годы	10	3,8	3,6	5,7
		За все годы	32	2,7	2,8	4,6

в % от годового													
IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	III–VI	VII–IX	X–II	s
2,3	5,4	10,6	27,2	25,1	11,8	5,0	3,5	2,9	20,2	64,1	15,7	3,17
2,5	5,1	11,4	23,0	24,3	11,6	6,0	4,2	3,5	21,5	58,9	19,6	2,74
2,6	5,2	11,5	24,5	24,7	11,7	5,5	3,9	3,2	21,6	60,9	17,5	2,82
2,6	6,3	13,3	26,9	22,3	11,2	5,0	3,4	2,7	24,1	60,4	15,5	2,51
2,5	5,4	12,6	23,7	24,0	11,9	5,9	3,9	3,1	22,7	59,6	17,7	2,63
2,5	5,6	13,3	25,2	23,5	11,8	5,4	3,4	2,8	23,4	60,5	16,1	2,58
2,9	8,6	18,6	25,2	19,5	10,2	4,4	2,9	2,3	31,9	54,9	13,2	1,72
2,5	7,2	16,4	24,3	21,0	10,8	5,0	3,4	3,0	28,1	56,1	15,8	1,99
2,7	7,6	18,0	25,0	20,3	10,4	4,6	3,1	2,4	30,2	55,7	14,1	1,84
4,4	7,1	13,2	17,2	15,0	9,5	7,2	6,2	5,7	29,3	41,7	29,0	1,42
4,9	6,9	11,6	16,0	15,2	9,5	7,2	6,5	5,9	28,6	40,7	30,7	1,42
4,8	6,8	12,0	16,3	14,7	9,7	7,4	6,5	6,0	28,6	40,7	30,7	1,42
4,0	7,8	16,4	20,3	15,1	8,8	6,2	5,3	4,7	31,7	44,2	24,1	1,39
4,3	7,4	13,3	17,2	15,6	10,1	6,9	5,7	5,1	29,4	42,9	27,7	1,46
4,1	7,7	15,4	19,0	14,8	9,4	6,5	5,5	4,9	31,1	43,2	25,7	1,38
7,5	16,6	23,6	19,3	10,4	5,6	3,8	3,2	2,8	50,3	35,3	14,4	0,70
7,7	18,3	21,2	16,0	9,6	6,2	4,6	3,9	3,6	50,5	31,8	17,7	0,63
7,3	17,8	21,6	17,8	10,2	5,9	4,2	3,6	3,1	49,8	33,9	16,3	0,68
10,2	17,9	22,5	17,3	9,5	5,3	3,6	2,9	2,5	54,3	32,1	13,6	0.59
8,3	17,1	20,8	15,2	10,0	6,0	4,6	4,2	3,5	50,1	31,2	18,7	0,62
9,2	17,4	21,9	16,8	9,8	5,6	4,0	3,5	3,0	52,0	32,2	15,8	0,62
9,5	17,8	23,3	16,1	9,5	5,4	4,1	3,4	3,0	53,9	31,0	15,1	0,58
8,1	17,0	18,0	14,1	9,4	6,0	5,4	4,9	4,2	47,8	29,5	22,7	0,62
9,2	18,1	20,6	15,3	9,2	5,6	4,7	4,1	3,4	51,8	30,1	18,1	0,58
16,2	26,5	21,9	10,8	5,2	3,3	3,3	2,8	2,4	68,0	19,3	12,7	0,28
13,1	23,8	18,7	8,1	4,7	4,1	4,9	5,3	4,2	61,3	16,9	21,8	0,28
15,3	26,3	20,3	9,6	4,5	3,4	3,7	3,7	3,1	66,5	17,5	16,0	0,26

Река	Пункт	Средний сток	Число лет	Месячный сток		
				I	II	III
Кугарт	Джергитал	За многоводн. годы	9	2,1	2,0	3,8
		За маловодн. годы	12	3,6	3,7	6,4
		За все годы	34	2,6	2,6	4,8
Донгузтау	Донгузтау	За многоводн. годы	8	2,7	2,4	4,4
		За маловодн. годы	7	3,8	3,8	6,1
		За все годы	26	2,9	2,8	4,3
Чанкент	Чанкент	За многоводн. годы	9	3,5	3,8	7,9
		За маловодн. годы	8	7,0	7,4	11,9
		За все годы	29	4,5	4,8	9,3
Кашкадарья	Варганзи	За многоводн. годы	12	4,5	7,5	16,6
		За маловодн. годы	12	5,7	8,3	16,7
		За все годы	32	5,3	8,2	16,2
Ангрен	Турк	За многоводн. годы	9	1,9	2,8	5,7
		За маловодн. годы	11	2,1	2,9	6,1
		За все годы	32	1,9	2,7	6,2
Зергер	Тоссай	За многоводн. годы	8	2,6	2,5	5,2
		За маловодн. годы	7	5,2	4,5	8,9
		За все годы	26	3,2	3,0	6,5
Кичикуру	Кулькишлак	За многоводн. годы	7	2,4	3,8	16,8
		За маловодн. годы	12	8,5	10,5	15,6
		За все годы	31	4,1	5,3	16,4

в % от годового												
IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	III–VI	VII–IX	X–II	δ
19,6	28,0	19,3	10,1	4,9	2,9	2,6	2,5	2,2	70,7	17,9	11,4	0,25
17,0	23,9	17,9	9,0	4,4	3,4	3,5	3,9	3,3	65,2	16,8	18,0	0,26
18,8	26,6	18,7	9,6	4,6	3,0	2,9	3,1	2,7	68,9	17,2	13,9	0,25
25,8	27,6	15,8	6,9	4,0	2,8	2,6	2,6	2,4	73,6	13,7	12,7	0,19
20,7	26,3	13,8	6,5	4,4	3,3	4,1	3,9	3,3	66,9	14,2	18,9	0,21
24,8	26,7	14,4	7,9	4,1	3,0	3,0	3,2	2,9	70,2	15,0	14,8	0,21
25,0	23,7	11,0	5,5	3,7	3,4	3,8	4,2	4,5	67,6	12,6	19,8	0,19
19,4	16,1	9,6	4,4	3,1	3,7	4,9	6,4	6,1	57,0	11,2	31,8	0,20
23,8	21,2	10,3	5,5	3,5	3,4	4,1	4,8	4,8	64,6	12,4	23,0	0,19
25,7	16,7	7,8	4,4	3,5	3,0	3,1	3,2	4,0	66,8	10,9	22,3	0,16
20,9	14,4	7,8	5,4	4,4	4,0	3,8	4,0	4,6	59,8	13,8	26,4	0,23
23,3	16,0	8,0	4,8	3,8	3,3	3,3	3,5	4,3	63,5	11,9	24,6	0,19
19,7	29,8	20,3	8,5	3,8	2,2	1,8	1,8	1,7	75,5	14,5	10,0	0,19
19,1	34,2	16,6	5,9	3,0	2,2	2,4	2,7	2,8	76,0	11,1	12,9	0,15
19,7	31,5	18,2	7,4	3,4	2,2	2,1	2,5	2,2	75,6	13,0	11,4	0,17
30,1	28,1	10,9	5,4	3,8	3,1	2,8	2,8	2,7	74,3	12,3	13,4	0,17
25,5	21,7	9,8	4,9	3,4	3,4	4,2	4,8	3,7	65,9	11,7	22,4	0,18
29,3	26,1	10,3	5,2	3,6	3,1	3,1	3,6	3,0	72,2	11,9	15,9	0,16
32,9	23,1	7,9	1,6	2,0	1,3	2,4	2,8	3,0	80,7	4,9	14,4	0,061
30,6	16,8	2,5	1,4	1,4	1,5	2,5	3,5	5,2	65,5	4,3	30,2	0,066
34,9	21,2	5,3	1,1	1,4	1,1	2,1	3,2	3,9	77,8	3,6	18,6	0,046

чем средняя, в то время как среди маловодных лет 56% характеризуются поздней концентрацией стока. Однако среди многоводных лет встречаются годы с наиболее ранним (1941) и наиболее поздним (1924) сосредоточением стока за весь период наблюдений, а среди маловодных лет имеется год (1940) с наиболее ранней после 1941 г. концентрацией стока. У р. Чирчик 40% многоводных и 42% маловодных лет характеризуются поздней концентрацией стока. В среднем же распределение стока в многоводные годы отличается более ранней концентрацией.

В виде редкого исключения можно привести р. Ангрен, у которой позднее сосредоточение стока наблюдается в 50% многоводных лет и лишь в 33% маловодных, при этом в среднем многоводные годы отличаются более поздней концентрацией.

Из сказанного выше в отношении стока за длительные периоды времени вытекают и особенности распределения его по месяцам в многоводные и маловодные годы.

Действительно, например, февральский сток, обусловленный в основном подземным питанием (за исключением рек, питающихся в нижних зонах горной системы), обнаруживает тенденцию, в некоторых случаях достаточно четко выраженную (реки Чирчик, Карадарья, Гавасай и Кугарт), к относительному росту по мере снижения водности года.

Майский сток в многоводные годы в среднем несколько повышен по сравнению с маловодными, хотя иногда можно встретиться и с обратной тенденцией (например, реки Падшаата, Ангрен, Кашкадарья). То же можно сказать и относительно июньского стока.

Июльский сток в многоводные годы в среднем остается еще большей частью повышенным по сравнению с маловодными годами (табл. 26), но августовский сток, наоборот, чаще понижен.

Таким образом, в среднем многоводные годы по сравнению с маловодными отличаются, как правило, повышенным стоком в период май—июль и пониженным стоком в период сентябрь—февраль. Мартовский, апрельский и августовский сток в многоводные годы может быть и выше и ниже такового в маловодные годы.

Следующим элементом внутригодового распределения стока является продолжительность половодья.

Здесь можно отметить тенденцию к увеличению продолжительности половодья с ростом водности года. Однако и в отношении этого элемента можно говорить лишь о большей вероятности более длительного половодья в многоводные годы по сравнению с маловодными. Лишь в среднем продолжительность половодья в многоводные годы превышает продолжительность половодья в маловодные годы.

В качестве примера можно привести р. Чирчик, у которой одинаковой продолжительностью половодья (20 декад) отличались и маловодный 1944 г. и многоводный 1941 г. Правда, наи-

большую продолжительность половодья (22 декады) имел самый водоносный 1921 г. В среднем же продолжительность половодья в многоводные годы составляет 19 декад, а в маловодные — 17 декад. У р. Ангрен средняя за многоводные годы продолжительность половодья составляет 18 декад, а средняя за маловодные годы — 14 декад. Для р. Зеравшан соответственно имеем 20 и 18 декад и т. д.

Отсутствие четкой связи между водностью года и продолжительностью половодья в основном объясняется влиянием на

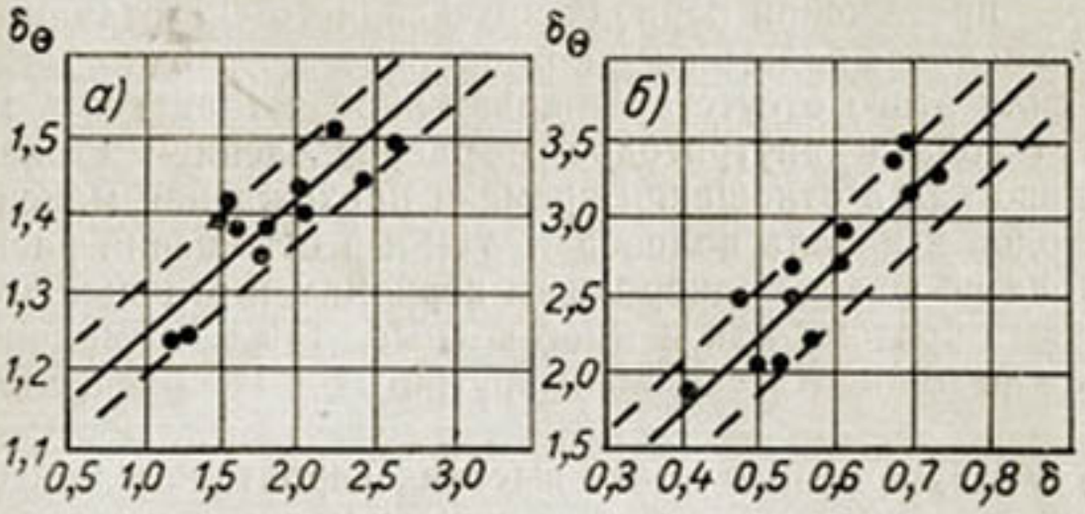


Рис. 66. Зависимость отношения стока за период июль—сентябрь к стоку за период март—июнь δ от отношения средних температур воздуха за эти же периоды δ_θ.

а — р. Зеравшан — ст. Дупули, метеостанция Искандеркуль. *б* — р. Чирчик — ст. Ходжикент, метеостанция Ангрен.

последнюю, помимо запасов снега в горах, особенностей термического режима, также определяющего продолжительность снеготаяния на водосборах рек.

Сделанные выводы находятся, на первый взгляд, в противоречии с анализом влияния на внутригодовое распределение стока водности снежного покрова, проведенным выше. Однако это противоречие только кажущееся. В самом деле, несколько более ранняя концентрация стока в многоводные годы по сравнению с маловодными объясняется тем, что влияние термических особенностей отдельных лет сказывается сильнее, чем влияние водности снежного покрова.

Это было достаточно убедительно показано, например, З. В. Джорджио, выявившей сравнительно тесные связи между показателями внутригодового распределения стока и показателями температурного режима, в частности связи между соотношением стоков за периоды июль—сентябрь и март—июнь (δ) и соотношением температур за эти же периоды (δ_θ). В качестве примера на рис. 66 приведены подобные связи.

Нельзя также забывать, что причиной несколько более поздней концентрации стока в некоторые малоснежные годы по

сравнению с многоснежными является регулирующее действие полусезонных и вечных снегов, которые могут пополнять сток во второй половине лета в годы с малыми запасами снега в горах. Этот момент отмечался еще Л. К. Давыдовым [2], правда, в отношении только рек смешанного питания (по классификации Э. М. Ольдекопа).

Все сказанное выше позволяет сделать ряд весьма интересных выводов.

1. Распределение стока по фазово-однородным периодам и по месяцам отдельных лет в основном определяется ходом температур на протяжении периода интенсивного снеготаяния, а не величиной запасов воды в снежном покрове.

2. В силу этого отсутствует какая-либо четкая связь между водностью года и внутригодовым распределением стока. Это справедливо как в отношении времени прохождения максимальных расходов и начала половодья, так и в отношении распределения стока по фазово-однородным периодам и отдельным месяцам. Таким образом, как в многоводные, так и в маловодные годы можно ожидать сходных внутригодовых распределений стока.

3. Существует только более высокая вероятность более раннего прохождения в маловодные годы максимальных расходов (за исключением рек ледниково-снегового питания), а также повышенного в период сентябрь—февраль и пониженного в период май—июль стока по сравнению с многоводными годами.

4. В среднем продолжительность половодья в многоводные годы больше, чем в маловодные.

Изменчивость стока за фазово-однородные периоды

Как уже указывалось в главе V, годовой цикл стока может быть разбит на три периода, различающиеся между собой по условиям питания, а именно: а) период межени, б) период снегового половодья и в) период снегово-ледникового половодья.

Там же подчеркивалось, что вследствие большого диапазона высот в горной области Средней Азии, обусловливающего разнообразие условий питания и времени таяния основных запасов воды в твердой фазе, не может быть и речи о единых границах этих периодов. Можно только определить границы, лучше всего удовлетворяющие требованию однородности условий питания и стока. Установленные в главе V границы фазово-однородных периодов менее всего подходят к рекам с низко расположенными водосборами (реки снегового и снегово-дождевого питания), у которых отсутствует период снегово-ледникового половодья, а период снегового половодья захватывает нередко февраль. Кроме того, у подобных рек, особенно в южных районах, зимой возможно подтаивание снежного покрова и выпадение жидких

осадков. Благодаря этому у рек снегово-дождевого, снегового, а в некоторые годы и снегово-ледникового питания даже зимой большое участие в питании рек принимают дождевые и талые воды (глава VIII).

Если принятые границы генетически однородных фаз стока являются до известной степени условными для среднего многолетнего периода, то тем более они будут условны для отдельных лет. Действительно, продолжительность межени на реках Средней Азии, согласно исследованиям З. В. Джорджио, в отдельные годы может различаться на 4—13 декад, а от средней продолжительности отклоняться на 2—8 декад. Что касается начала и конца межени, то они могут различаться на 6 декад, а в редких случаях и более. Это нужно иметь в виду при оценке изменчивости стока по фазово-однородным периодам.

Как и следовало ожидать, наименьшим колебаниям подвержен сток межени (октябрь—февраль). Для этого периода значения коэффициентов вариации укладываются в пределы 0,06—0,38, причем коэффициенты вариации свыше 0,25 встречаются только в 13% случаев, зато $C_{вм}$ меньше 0,15 составляют 36% случаев. Наиболее распространены значения коэффициентов вариации в пределах 0,06—0,20, на которые приходится 79% случаев [1].

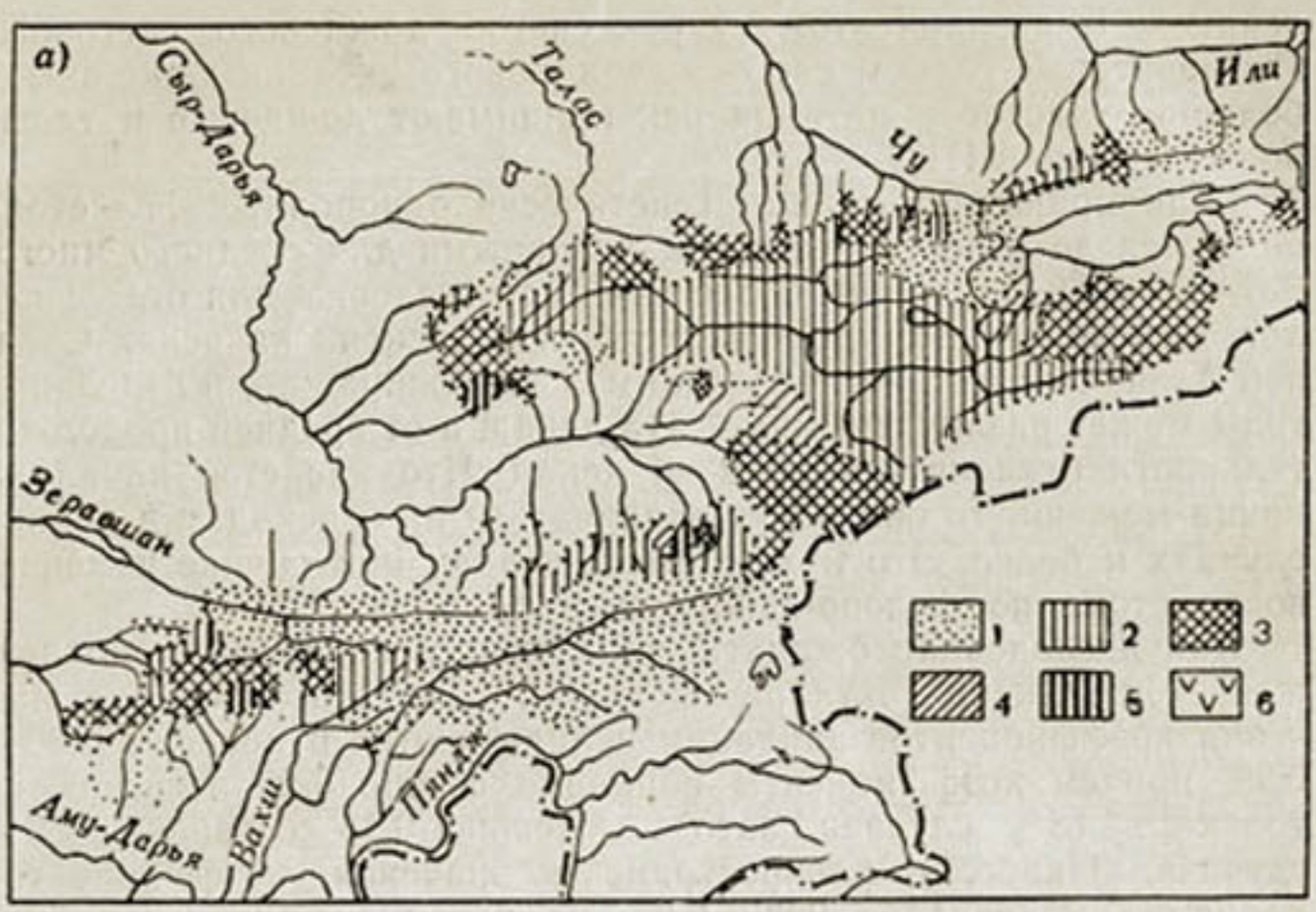
Из сказанного выше ясно, что наибольшим колебаниям подвержен сток межени у рек с низко расположенными водосборами (начало половодья в ряде лет уже в феврале, выпадение дождей и т. п.).

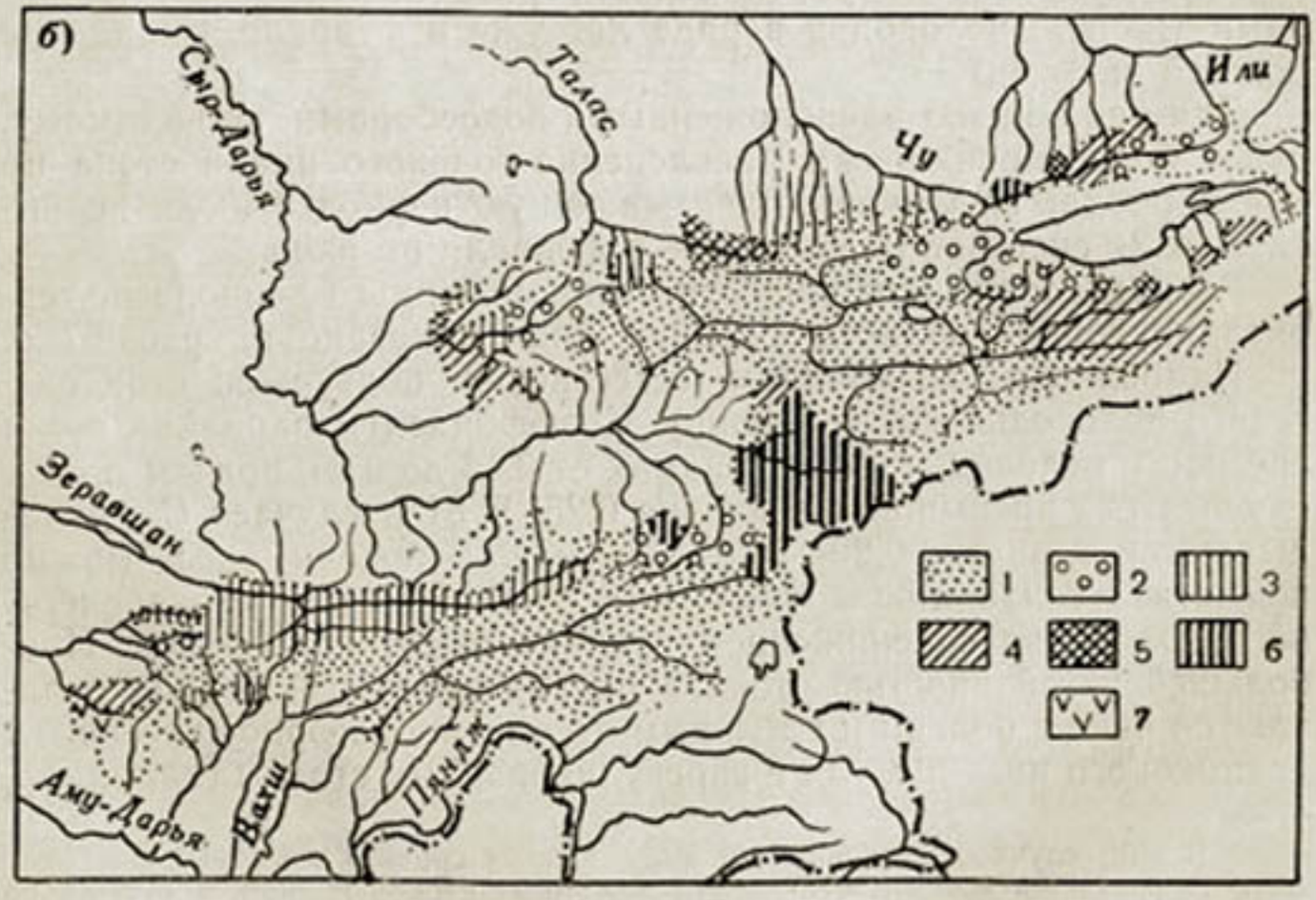
Для рек с низко расположенными водосборами, по-видимому, будет более правильным расчленение годового цикла стока на два периода: 1) межень, охватывающую период с июля по январь, и 2) снеговое половодье — с февраля по июнь.

Распределение изменчивости стока меженного периода по территории горной области Средней Азии показано на рис. 67 *а*.

Наибольшим колебаниям, естественно, подвержен сток снегового половодья (март—июнь). Коэффициенты вариации стока снегового половодья имеют размах от 0,13 до 0,63, причем в 63% случаев $C_{вс}$ превышают значение 0,25. В 81% случаев $C_{вс}$ укладываются в рамки 0,20—0,40. Как и для межени, здесь можно подметить тенденцию к увеличению изменчивости стока снегового половодья со снижением средних высот водосборов. Наибольшей устойчивостью стока в рассматриваемый период отличаются реки с большим удельным весом высокогорно-снегового и ледникового питания или с зарегулированным стоком (например,

[1] В 66% случаев изменчивость минимальных средних месячных расходов воды оказывается выше изменчивости меженных стоков и лишь в 34% равна или меньше ее. Не следует смешивать изменчивость межени, рассматриваемую здесь и в главе VIII, так как в последней начало и конец межени принимаются для каждой реки и за каждый год различными.


а)
Сыр-Дарья
Талас
Чу
Или
Зеравшан
Аму-Дарья
Вахш
Пяндж
1
2
3
4
5
6


б)
Сыр-Дарья
Талас
Чу
Или
Зеравшан
Аму-Дарья
Вахш
Пяндж
1
2
3
4
5
6
7

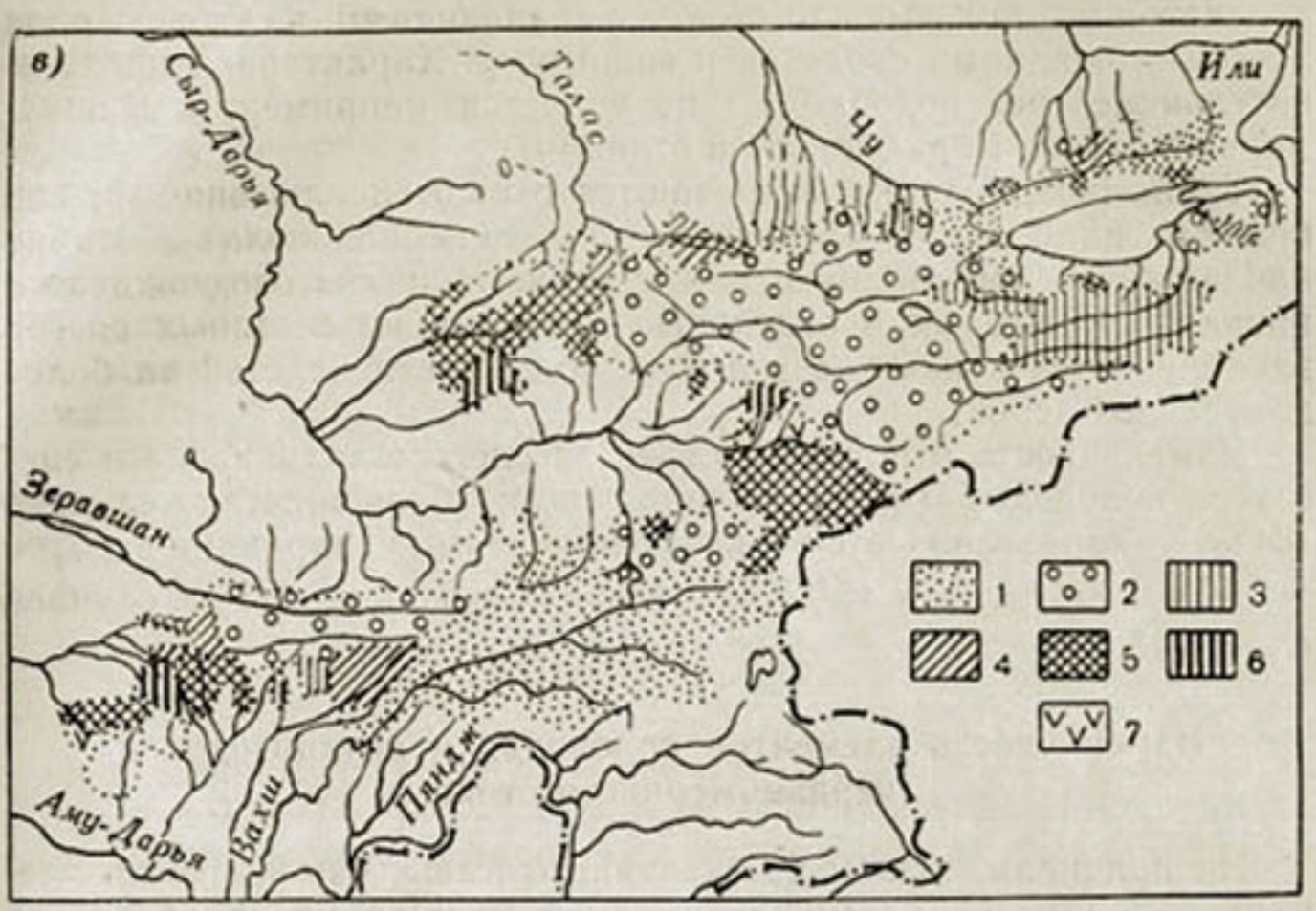


Рис. 67. Распределение коэффициентов вариации стока за фазово-однородные периоды.

а — период октябрь—февраль:
1) 0,00—0,10; *2*) 0,10—0,15; *3*) 0,15—0,20; *4*) 0,20—0,25; *5*) 0,25—0,30; *6*) свыше 0,30;

б — период март—июнь:
1) 0,10—0,20; *2*) 0,20—0,25; *3*) 0,25—0,30; *4*) 0,30—0,35; *5*) 0,35—0,40; *6*) 0,40—0,50; *7*) свыше 0,50;

в — период июль—сентябрь:
1) 0,10—0,15; *2*) 0,15—0,20; *3*) 0,20—0,25; *4*) 0,25—0,30; *5*) 0,30—0,40; *6*) 0,40—0,50; *7*) свыше 0,50.

Чу, Шахимардан). Наибольшая изменчивость стока снегового половодья зарегистрирована на р. Кичикуру ($C_{вс}$=0,63), отличающейся низкими отметками водосбора и вследствие этого ранним сходом снега и прекращением стока благодаря пересыханию в некоторые годы уже в июне.

Меньшим, но все же весьма значительным колебаниям подвержен сток снегово-ледникового половодья (июль—сентябрь). В 80% случаев изменчивость стока за эту фазу характеризуется коэффициентами вариации от 0,12 до 0,40; в 47% случаев их значения превышают 0,25 и в 14% — меньше 0,15. $C_{вл}<0,15$, так же как и вообще высокая устойчивость стока за снегово-ледниковое половодье, наблюдается, как правило, у рек, на водосборах которых развиты вечные снега и оледенение. Однако небольшим размахом стока за период июль—сентябрь могут отличаться и реки с низко расположенными водосборами в тех случаях, когда в эту фазу река питается подземными водами, причем подземное питание отличается большой интенсивностью,

а искажения подземного стока выпадающими в этот период жидкими осадками сводятся к минимуму. Характерной представительницей рек подобного типа является, например, р. Кашкадарья в створе Варганзинской станции) [1].

Такие реки, однако, встречаются в виде исключения и, как правило, наибольшее колебание стока за период июль—сентябрь наблюдается именно на реках снегового и снегово-дождевого питания, у которых в отдельные годы таяние сезонных снегов заканчивается в июле, а в другие годы растягивается на более длительный срок.

Изменчивость отношения стока за снегово-ледниковое и снеговое половодье (δ) в подавляющем большинстве случаев (84%) характеризуется коэффициентами вариации $C_{v\delta} = 0{,}15 \div 0{,}30$; лишь в 13% случаев $C_{v\delta} \geqslant 0{,}30$ и в 3% случаев $C_{v\delta} < 0{,}15$.

Изменчивость элементов половодья и внутригодовой неравномерности стока

По причинам, ясным из сказанного выше, изменчивость элементов половодья не может в какой-то мере не определяться высотой водосбора. Согласно исследованиям Ф. Э. Рубиновой [6], среднее квадратическое отклонение дат начала половодья для южного района Средней Азии изменяется от 13 суток у водосборов со средней высотой менее 2000 м до 9 суток у водосборов со средней высотой, превышающей 3000 м. Аналогичная картина наблюдается и для конца половодья. Так, у рек с высотами водосборов 2000—2600 м среднее квадратическое отклонение дат конца половодья в среднем составляет 15 суток, у рек с $H_{ср} = 2600 \div 3000$ м — 11 суток и у рек, высоты водосборов которых превышают 3000 м, — 6 суток.

Изменчивость продолжительности половодья, как показала Рубинова, характеризуется значениями коэффициентов вариации, укладывающимися в пределы 0,05—0,16. Наибольшей изменчивостью отличается продолжительность половодья у рек с низко расположенными водосборами ($H_{ср} = 1800 \div 2200$ м). У них C_v продолжительности половодья в среднем равно 0,11. При средних высотах водосбора 3000—3800 м изменчивость продолжительности половодья наименьшая ($C_v = 0{,}06$). С дальнейшим увеличением высот водосборов продолжительность половодья подвергается снова большим колебаниям и при средней высоте 4200—4600 м достигает значений 0,08.

Ввиду малой изменчивости продолжительности половодья для южного района Средней Азии (бассейн Аму-Дарьи без его

[1] Крайним примером рек с устойчивым стоком за период июль—сентябрь могут явиться саи, пересыхающие в это время.

зарубежной части) можно рекомендовать для расчетов среднее значение $C_v = 0{,}08$.

Изменчивость половодного стока, естественно, несколько больше изменчивости годового стока. Исследования Рубиновой [6] показали, что в южном районе Средней Азии коэффициенты вариации слоя половодья в среднем в 1,10—1,16 раз превышают C_v годового стока. При этом наибольшие различия наблюдаются у рек с низко расположенными водосборами и наименьшие (1,10) — у рек с высоко расположенными водосборами ($H_{ср} \geqslant 4000$ м).

Вообще же зависимость изменчивости объема половодий от средних взвешенных высот водосборов была получена Рубиновой в виде, аналогичном зависимости $C_v = \psi(H_{ср})$ (глава IV), а именно:

$$C_{v_n} = \frac{E'}{H_{ср}^{1,24}}.$$

Значения E' для южного района Средней Азии колеблются в пределах 2990—5410 при средней величине 4120. Изменчивость коэффициента внутригодовой неравномерности стока характеризуется, согласно данным Л. И. Шалатовой, значениями коэффициентов вариации, колеблющимися в пределах от 0,026 до 0,27.

Более половины створов (55,2%) имеют коэффициенты вариации от 0,1 до 0,2 и около трети (31,3%) — от 0,05 до 0,10. Таким образом, 86,5% створов имеют значения коэффициентов вариации в пределах 0,05—0,20. Значения меньше 0,05 и больше 0,20 встречаются редко (соответственно 9 и 4,5%). Следует отметить, что приведенные выше числа основаны на данных всего по 67 створам (правда, расположенным в самых различных районах горной области), поэтому в дальнейшем возможны существенные изменения приведенной выше характеристики изменчивости коэффициента внутригодовой неравномерности стока. Однако эти изменения вряд ли будут принципиальными.

Внутригодовое распределение стока любой обеспеченности

В гидрологических, водохозяйственных и гидротехнических расчетах уже давно принято оперировать с характеристиками речного стока различной обеспеченности. Исключение представляет только внутригодовое распределение стока. Между тем совершенно законно распространить понятие обеспеченности и на внутригодовое распределение стока в целом, не ограничиваясь рассмотрением изменчивости стока за фазово-однородные или иные более короткие периоды. Это представляется крайне желательным в особенности потому, что мы не имеем права соединять в хронологическом порядке стоки одинаковой обеспеченности за фазово-однородные периоды, а тем более за

месяцы и декады в целях получения гидрографа за годовой цикл заданной гарантийности (или, иначе, расчетного года). Такое механическое объединение объемов воды за какие-либо периоды времени прежде всего противоречит существу явления, так как в реальные годы сток за отдельные периоды никогда не бывает одинаковой обеспеченности. Это положение было показано, например, автором при рассмотрении методов выбора расчетного года [8].

Для краткости ограничимся приведением фактических обеспеченностей месячных расходов воды рек Зеравшан и Чирчик за характерные годы (табл. 27)[1].

Таблица 27

Годы	Фактическая обеспеченность расходов, %												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	за год
р. Зеравшан — ст. Дупули													
1915	26	28	17	9	9	17	87	9	4	9	9	30	4
1927	17	17	35	70	83	100	78	44	78	52	87	78	100
1933	56	74	65	74	48	74	26	35	35	35	52	39	44
1937	83	83	96	83	70	48	65	83	61	78	61	52	78
р. Чирчик — ст. Ходжикент													
1916	31	55	45	52	86	90	72	52	69	72	76	76	3
1917	86	55	86	97	90	100	100	93	93	93	96	100	100
1919	72	55	52	24	55	62	48	31	66	62	59	76	48
1921	3	3	10	3	14	14	3	3	3	3	14	10	76

Кроме того, часто процессы стока за периоды, ограниченные определенными датами, следует рассматривать как генетически разнородные явления, подчиняющиеся разным законам повторения.

Практическое значение получения внутригодового распределения стока любой обеспеченности чрезвычайно велико. Например, оросительная способность реки определяется как суммарным годовым стоком, так и внутригодовым его распределением. Часто может оказаться, что второе играет даже бóльшую роль, чем величина годового стока. Именно по этой причине все методы установления расчетного года, игнорирующие реальное распределение стока внутри года, не говоря уже о том, что они противоречат закономерностям речного стока, приводят к неверным результатам.

---

[1] В табл. 27 для простоты эмпирические обеспеченности определялись по формуле $P = \frac{m}{n} 100$.

Это лучше всего можно иллюстрировать на конкретном примере. Средний годовой 50%-ной обеспеченности расход р. Нарын при выходе ее в Ферганскую долину равен 400 м³/сек. Тот же расход при объединении в хронологическом порядке средних декадных расходов 50%-ной обеспеченности оказывается равным 393 м³/сек. Исходя из этого расхода и из распределения стока, полученного указанным выше способом, можно определить оросительную способность Нарына при полном годичном регулировании стока и при хлопково-люцерновом направлении хозяйства в размере 777 675 га. Потребная емкость водохранилища получается при этом 1566×10^6 м³. Проверка полученной емкости по реальным годам показывает, что в 1911 и 1936 гг. водохранилище установленного объема ввиду более неблагоприятного распределения стока в эти годы не обеспечивало определенную выше площадь, несмотря на большую водоносность названных лет (средние годовые расходы их соответственно равны 424 и 416 м³/сек.). Для обеспечения поливом площади 777 675 га в 1911 г. необходимо водохранилище емкостью 2040×10^6 м³, а в 1936 г. — емкостью 1990×10^6 м³. Следовательно, помимо лет с годовым стоком ниже 50%-ной обеспеченности, еще два года не в состоянии полностью удовлетворить водой хозяйство, что дает снижение обеспеченности до 42%, вместо требуемой 50%.

Таким образом, расчетные годы, установленные путем соединения в хронологическом порядке средних декадных (или за более протяженные отрезки времени) расходов воды заданной обеспеченности, дают неверный результат:

а) они преуменьшают площадь возможного орошения вследствие занижения годового стока;

б) не могут обеспечить с заданной гарантийностью даже эту преуменьшенную площадь вследствие более неблагоприятного внутригодового распределения стока в некоторые годы с повышенной против расчетного годового стока водностью.

Все это остается справедливым и в отношении расчетов в других областях водного хозяйства.

Сказанное позволяет наметить более правильный путь для установления расчетного года. За интересующий нас критический период или год определяется сток заданной обеспеченности; распределение же его внутри этого периода или года принципиально должно производиться на основании наиболее неблагоприятного для установления, например, оросительной способности распределения. В связи с этим становится весьма важным выяснить такой вопрос: наблюдается ли зависимость между водностью года и внутригодовым распределением стока?

В случае если связь между водностью года и распределением стока внутри года имеет место, то неблагоприятное распределение следует выбирать только из лет, по водности близ-

ких к расчетному по годовому стоку (или стоку критического периода). При независимости этих двух характеристик речного стока неблагоприятное распределение стока следует установить, не считаясь с водностью лет (периодов) или, другими словами, из всего ряда имеющихся наблюдений.

Ответ на этот вопрос был дан выше. Сущность его сводится к тому, что за редким исключением зависимости между водностью года и внутригодовым распределением стока нет.

Как было показано автором [8], при водохозяйственных расчетах часто нет нужды останавливаться на самом неблагоприятном внутригодовом распределении стока. Достаточно остановиться на внутригодовом распределении стока сравнительно малой повторяемости, обусловленной расчетной обеспеченностью годового стока[1].

Итак, при водохозяйственных расчетах необходимо исходить как из суммарного стока, так и из внутригодового его распределения соответствующих обеспеченностей. В связи с этим становится важным определить внутригодовое распределение стока любой обеспеченности.

Для изученных створов этот вопрос не является сложным, так как он может быть решен путем установления значений δ и $W_{\text{VII–IX}}$ заданной обеспеченности и принятия в дальнейшем, например, внутригодового стока реальных лет, у которых значения δ и $W_{\text{VII–IX}}$ наиболее близки к полученным, или при помощи зависимостей месячных стоков от δ и $W_{\text{VII–IX}}$ (глава V).

Для неизученных створов определение внутригодового распределения стока требуемой обеспеченности осложняется необходимостью установить прежде всего значения δ и $W_{\text{VII–IX}}$ этой обеспеченности. Для этой цели нужно иметь зависимости между коэффициентами вариации этих показателей и влияющими на них факторами. К сожалению, слабая изученность факторов, определяющих изменчивость внутригодового распределения стока, которые были рассмотрены в начале главы, не позволяет в настоящее время выявить необходимые связи.

Попытка автора заменить влияющие факторы другими, косвенно воздействующими на изменчивость внутригодового распределения стока, не привела к положительным результатам.

С известной степенью достоверности были установлены только связи коэффициентов вариации $W_{\text{VII–IX}}(C_{v_W})$ со средней высотой водосбора, а также с коэффициентами вариации δ (C_{v^δ}). Однако точность определения C_{v_W} и C_{v_δ} по этим связям недостаточно высокая.

В связи с этим накопление необходимых данных и разра-

---

[1] Здесь мы не имеем возможности останавливаться на этом вопросе более подробно, интересующиеся могут прочесть статью [8].

ботка методов определения изменчивости внутригодового распределения стока в неизученных створах являются крайне важной и благодарной задачей.

Хронологическая последовательность и синхронность колебаний внутригодового распределения стока

Рассматривая изменчивость внутригодового распределения стока, нельзя обойти молчанием вопросы хронологической последовательности лет с различной концентрацией стока и синхронности колебаний внутригодового распределения стока.

Уже не говоря о теоретическом интересе, вопросы эти представляют большое практическое значение. В самом деле, аналогично водности, для водохозяйственных расчетов далеко не безразлично, встречаются ли годы с ранней и поздней концентрацией стока одиночками, сменяя друг друга, или соединяются в группы. Точно так же совпадение по территории лет с ранними или поздними половодьями понижало бы водообеспеченность сложных водохозяйственных систем, питаемых несколькими реками. Наоборот, при асинхронности времени прохождения половодья на разных реках водообеспеченность таких сложных систем повышается.

Несмотря на важность рассматриваемых вопросов, им в гидрологической литературе до настоящего времени не уделяется должного внимания.

Для освещения упомянутых вопросов за основной показатель внутригодового распределения стока было принято отношение величин стока за период июль—сентябрь к стоку за март—июнь, которое обозначаем через δ. Как уже указывалось, это отношение хорошо отражает более раннюю или более позднюю концентрацию стока на реках. Кроме того, оно имеет и практический смысл, так как при меньшем его значении внутригодовое распределение стока является менее благоприятным для использования водных ресурсов реки при преобладании в хозяйстве хлопково-люцернового клина, потребляющего наибольшее количество воды во второй половине лета.

Для оценки степени отклонений δ от среднего его значения приняты отвлеченные коэффициенты (нормированные отклонения)

$$a = \frac{\delta_i - \overline{\delta}}{\sigma_\delta},$$

где δ_i — отношение величины стока за период июль—сентябрь к стоку за март—июнь, имевшее место в данном году; $\overline{\delta}$ — среднее за период наблюдений значение этого отношения; σ_δ — среднее квадратическое отклонение δ.

Подобного рода коэффициенты позволяют сравнивать коле-

бания значений δ на реках с различной изменчивостью внутригодового распределения стока.

На рис. 68 значения *a* для рек, обладающих наиболее протяженными рядами наблюдений, нанесены в хронологическом

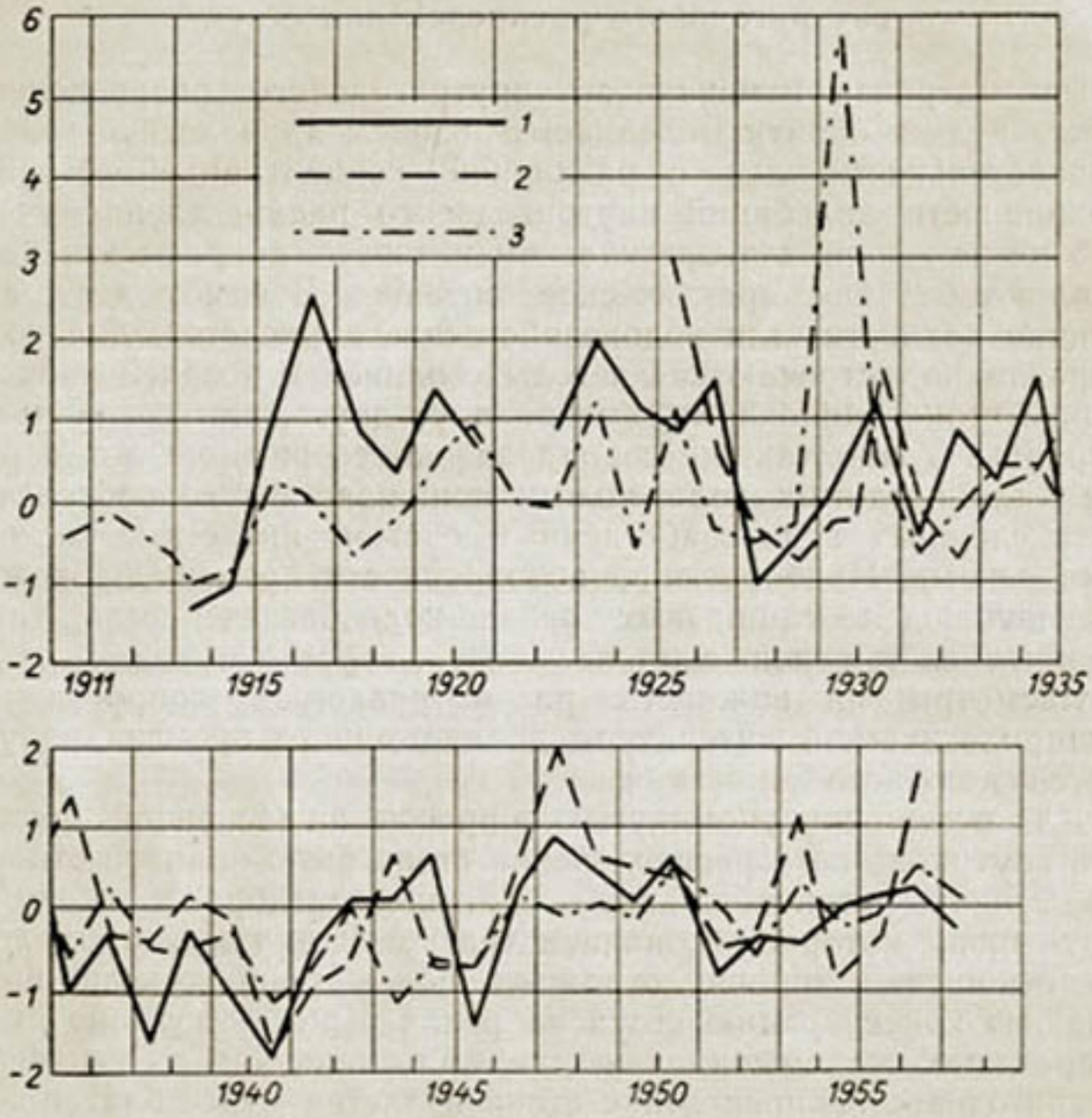


Рис. 68. Хронологическая последовательность лет с различной концентрацией стока на протяжении половодного периода.

1 — р. Зеравшан — ст. Дупули. *2* — р. Карадарья — ст. Кампыррават. *3* — р. Чирчик — ст. Ходжикент.

порядке. На этом рисунке можно подметить тенденцию к повторению лет с ранней и поздней концентрацией стока группами подобно тому, как это имело место при рассмотрении колебаний годового стока (глава IV).

Для суждения о синхронности колебаний внутригодового распределения стока по территории были построены для отдельных лет карты с нанесенными на них значениями коэффициентов *a*. Две из этих карт для лет с наиболее поздней и наиболее ранней концентрациями стока показаны на рис. 69.

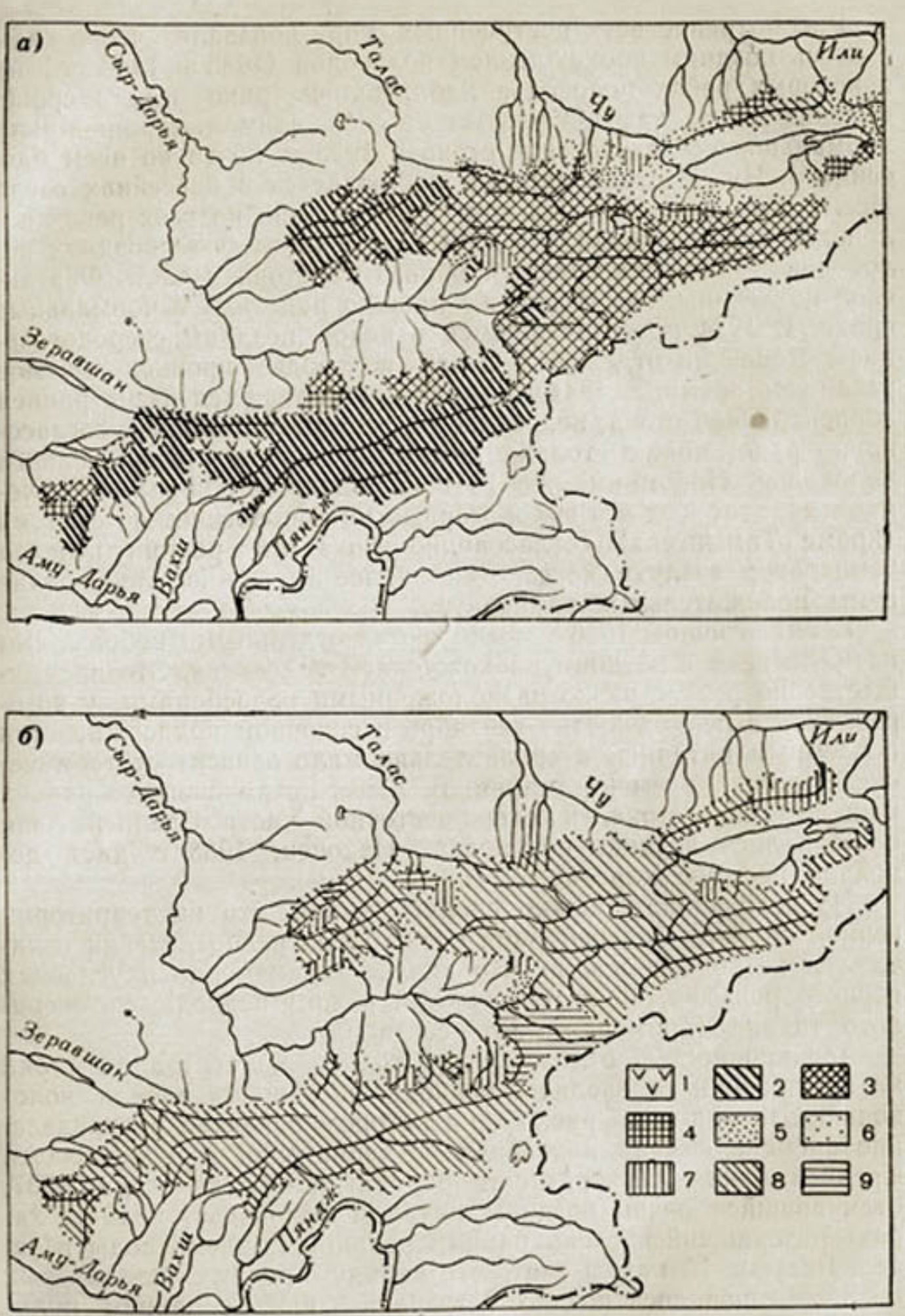


Рис. 69. Распределение концентрации стока (коэффициент *а*) по территории Средней Азии.

1) выше +2,0; *2*) от +2,0 до +1,0; *3*) от +1,0 до +0,5; *4*) от +0,5 до +0,2; *5*) от +0,2 до —0,2; *6*) от —0,2 до —0,5; *7*) от —0,5 до —1,0; *8*) от —1,0 до —2,0; *9*) ниже —2,0. *а* — 1935 г. (с очень поздним половодьем), *б* — 1941 г. (с очень ранним половодьем).

Рассмотрение всех построенных карт показало, что в годы с очень поздним прохождением половодья (1935 и 1943 гг.) на некоторых реках половодья наблюдались рано или в сроки, близкие к средним. Обращает на себя внимание раннее или нормальное сосредоточение стока в 1935 г. почти во всем бассейне р. Чу. Пестрая картина наблюдается в бассейнах озера Иссык-Куль и р. Или. На юге Средней Азии на всех реках половодье прошло поздно. В 1943 г. на общем фоне поздних половодий выделяется главным образом восточная часть Ферганской котловины, где половодье прошло рано или в нормальные сроки. В 1934 г., отличавшемся в целом поздним сосредоточением стока, на отдельных реках половодье прошло в самое различное время. В 1941 г., характеризовавшемся очень ранней концентрацией стока, половодье на всех реках прошло согласованно рано; можно только отметить разную степень сдвига половодья. Напомним, что 1941 г. является редким исключением; в этот год все высокогорные метеорологические станции (кроме Тамынгена) согласованно показали ранний переход температур воздуха через 0° и раннее и дружное накопление сумм положительных температур.

В аналогичном 1936 г. выделяются отдельными небольшими пятнами реки с поздним прохождением половодья. Это преимущественно реки с низко расположенными водосборами, у которых сток в период июль—сентябрь в основном поддерживается подземным питанием и сравнительно мало зависит от термических условий времени таяния. В 1938 г., отличавшемся ранней концентрацией стока, в северо-восточной части Средней Азии наблюдались поздние половодья. Наконец, 1933 г. дает довольно пеструю картину.

Из изложенного можно сделать вывод, что на территории горной области Средней Азии сложностью распределения отличаются не только осадки, что вполне закономерно в условиях горного рельефа, но и термический режим периода интенсивного таяния (примерно март—сентябрь).

Асинхронностью отличается не только концентрация стока на протяжении половодного периода, но и время начала половодья. Это видно на рис. 70, на котором показано распределение времени начала половодья по территории горной области Средней Азии. Для краткости берутся только два года: 1937, отличавшийся очень поздним началом половодья, и 1941, характеризовавшийся очень ранним началом подъема воды в реках. Рисунок 70 показывает, что наряду с реками, на которых половодье началось поздно, встречались реки с ранним подъемом воды. Так, например, в 1937 г. на общем фоне позднего наступления половодья ранним началом его отличались реки Зеравшан, Исфара (но на соседней р. Сох начало половодья наблюдалось поздно), Исфайрам и верховья Нарына. Таким

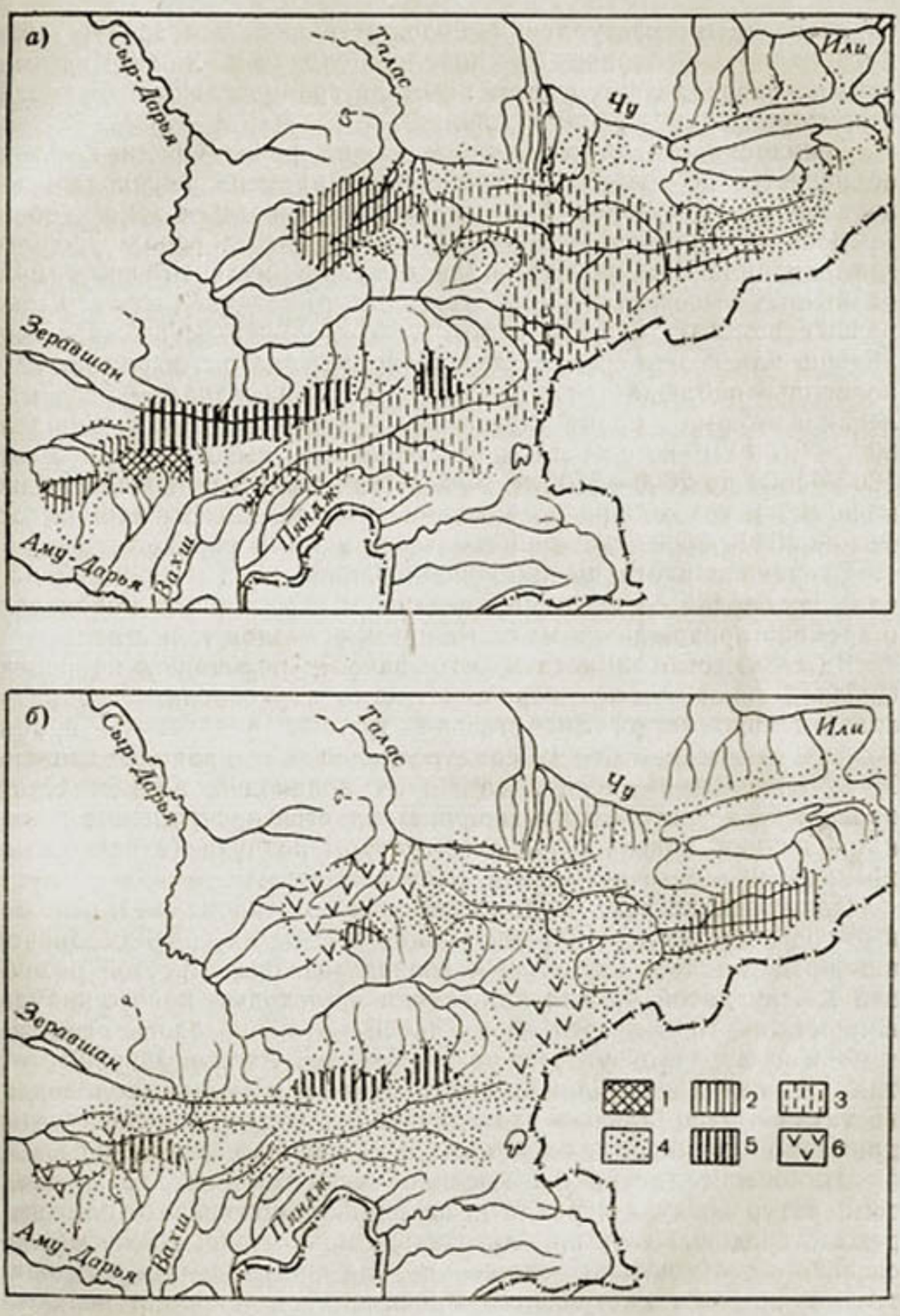


Рис. 70. Распределение времени начала половодья по территории Средней Азии.

а) 1937 г. (с очень поздним половодьем), *б*) 1941 г. (с очень ранним половодьем). Отклонение начала половодья от его средней даты: *1*) +3 декады, *2*) +2 декады, *3*) +1 декада, *4*) +0 декад, *5*) —1 декада, *6*) —2 декады.

образом, время наступления положительных температур воздуха и обусловленное им начало половодья также весьма сложно распределяется даже по столь сравнительно небольшой территории, как Средняя Азия.

Асинхронность начала половодья на реках Средней Азии объясняется не только асинхронностью времени перехода температур воздуха через 0° по отдельным высотным зонам, но и тем обстоятельством, что начало половодья на реках разного типа питания приурочено к достижению нулевой изотермой различных высот, а переход температур воздуха через 0° на разных высотах в один и тот же год может осуществляться раньше или позже средних дат. Например, на р. Ангрен начало половодья наблюдается в некоторые годы в феврале, когда нулевая изотерма (фронт снеготаяния) достигает высот порядка 2000—2500 м и снеготаянием охвачены высотные зоны от 1000—1500 до 2000—2500 м. Между тем на р. Сох подъем воды начинается только при достижении фронтом снеготаяния высот свыше 3000—3500 м, что наблюдается лишь в апреле.

Сказанное в отношении концентрации стока и времени начала половодья остается справедливым и для конца половодья и времени прохождения максимальных расходов талых вод.

Здесь уместно заметить, что начало половодья на реках Средней Азии обычно выражено четко и установить его дату сравнительно легко. Значительно труднее установить время конца половодья, так как спад расходов, как правило, плавен. З. В. Джорджио определяла конец половодья по комплексу признаков, из которых важнейшим является прекращение реакции расходов воды на ход температуры воздуха (в частности, прекращение суточного хода расходов воды).

Как видно на рис. 70, для суждения об отклонении в отдельные годы дат начала и конца половодья от их средних значений представилось возможным воспользоваться простой разницей между датой начала или конца половодья какого-нибудь конкретного года и средней их датой. Это оказалось возможным в силу того, что на реках Средней Азии независимо от типа их питания отклонение дат начала и конца половодья (а также максимальных расходов талых вод) от средней даты примерно одинаково и составляет, как правило, ±1 месяц.

Отклонение дат на ±1 месяц объясняется тем, что переход температур воздуха через 0° весной может опаздывать или опережать среднюю дату приблизительно на 1 месяц; то же можно сказать и в отношении положения тыла снеготаяния и, следовательно, времени наступления максимальной площади возможного одновременного снеготаяния и максимальной интенсивности снеготаяния.

На основании изложенного можно прийти к выводу, что подобно водности года (а следовательно, и водности снежного

покрова) колебания показателей внутригодового распределения стока по территории Средней Азии не отличаются полной синхронностью даже в экстремальные годы. Различным знаком колебаний могут отличаться даже водосборы, находящиеся на небольшом расстоянии друг от друга и на одном и том же склоне хребта. Обычно наиболее разнообразны показатели внутригодового распределения стока в пространстве в годы, близкие к средним, когда на значительных территориях могут одновременно наблюдаться и ранние и поздние концентрации стока, начало и конец половодья и прохождение наибольших расходов талых вод.

Глава VII

МАКСИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ВОДЫ

Особенности формирования максимальных расходов воды в условиях Средней Азии

Основным источником питания рек Средней Азии, как это уже неоднократно подчеркивалось, являются талые воды. Неудивительно поэтому, что максимальные расходы воды на реках Средней Азии обычно приурочены к фазе половодья. На реках ледниково-снегового питания, в общем стоке которых дождевые воды играют наименьшую роль, максимальные расходы воды, как правило, либо целиком, либо в основном формируются талыми водами. Однако даже на них в отдельные годы дождевые максимумы могут быть очень значительными, являясь крайне редко наибольшими за год. Например, на реках северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов (Аксу, Ходжабакирган, Исфара, Сох и др.) в отдельные годы наблюдаются высокие дождевые максимумы, носящие иногда селевой характер. Таким образом, на упомянутых реках имеет место в редкие годы любопытное сочетание поздних снегово-ледниковых половодий и интенсивных селевых паводков. Причиной такого сочетания является широкое распространение в их водосборах как высокогорных, так и низких зон. В отдельные годы дожди могут заметно увеличивать и максимальные талые расходы, в особенности в северных районах Средней Азии.

На реках снегово-ледникового питания участие дождей в формировании максимальных расходов воды также, как правило, невелико. Тем не менее в благоприятных условиях дождевые максимумы могут быть очень высоки, а в особо благоприятных — превышать талые максимальные расходы.

Приведем в качестве примера максимальный расход воды, прошедший по р. Чирик 8/IV 1959 г. Согласно данным Узбек-

энерго, его средняя часовая величина достигала почти 2000 м³/сек. (рис. 71). У с. Ходжикент срочный максимальный расход достигал 2160 м³/сек.[1] (рис. 72). Расход 8/IV 1959 г., по крайней мере на 80% сформированный дождями, не только превысил талый максимум этого года, но и все максимальные расходы воды за 50 лет наблюдений. Формированию столь большого почти чисто дождевого максимального расхода на

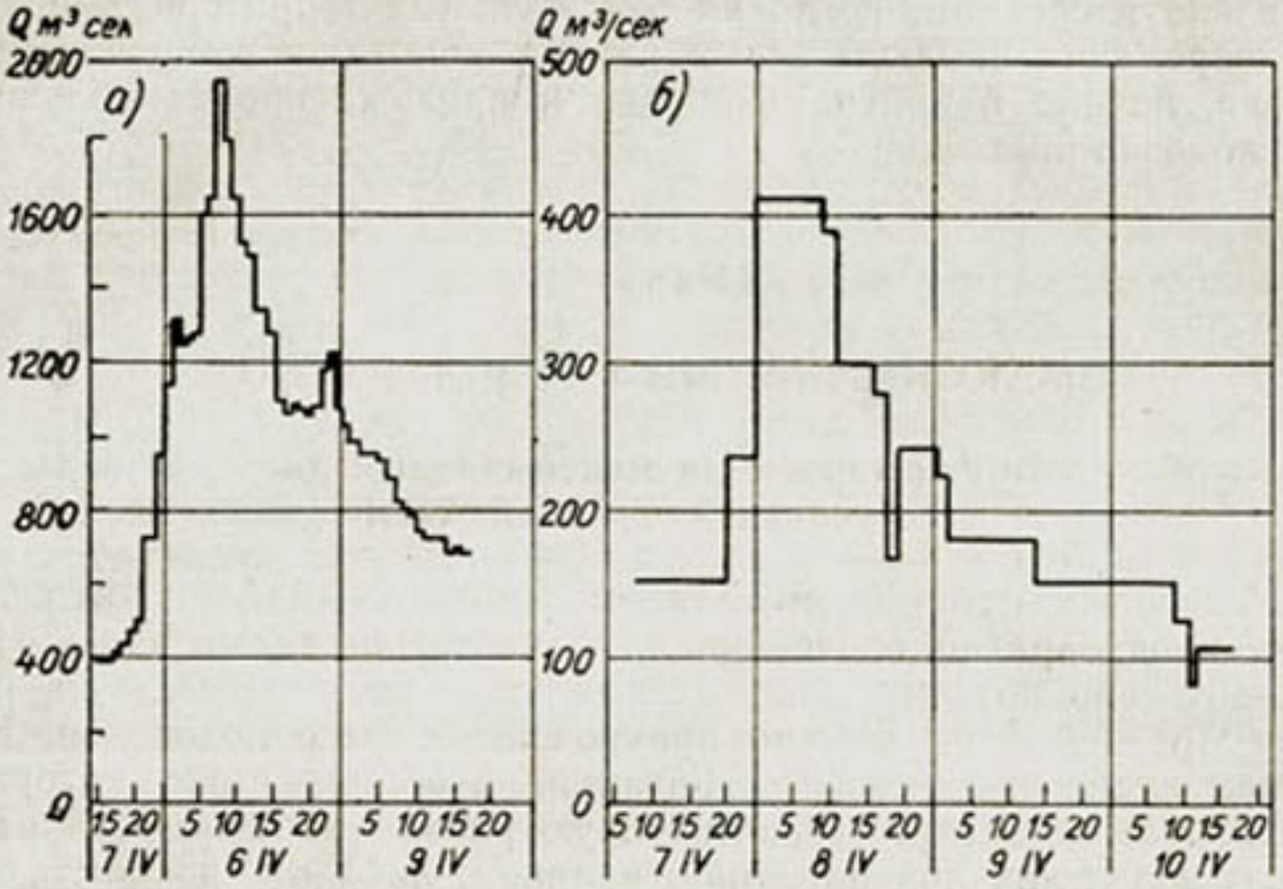


Рис. 71. Гидрографы паводков, прошедших в апреле 1959 г.
а — р. Чирчик, *б* — р. Ангрен.

р. Чирчик, возможно, способствовало наличие в это время на поверхности снега ледяной корки. Вследствие этого дождевые воды стекали по поверхности снега почти без инфильтрации. Сохранившиеся на поверхности снега эрозионные борозды вскоре после прохождения максимального расхода на р. Чирчик наблюдал Ю. Б. Виноградов [3] в ряде районов водосбора и автор на Ангренском плато. Интересно отметить, что 11/IV 1959 г. на последнем приблизительно выше 2200 м наблюдался сплошной снежный покров большой мощности, а большая часть площади ниже этой отметки недавно освободилась из-под снега. Это также способствовало формированию катастрофического максимума на реках Чирчик и Ангрен (см. ниже).

На реках снегового и в особенности снегово-дождевого пита-

[1] Величины максимальных расходов воды в названных пунктах не являются точными, так как расход воды у Газалкента должен был бы быть несколько выше, чем у Ходжикента. Отметим, что близ устья Чирчика наибольший расход воды был равен всего 1090 м³/сек. (9/IV).

ния жидкие осадки уже часто принимают активное участие в формировании максимальных расходов воды[1]. Например, согласно исследованиям В. П. Черногорова [18], годовые максимумы на р. Ангрен у ст. Турк не менее чем на 20% и до

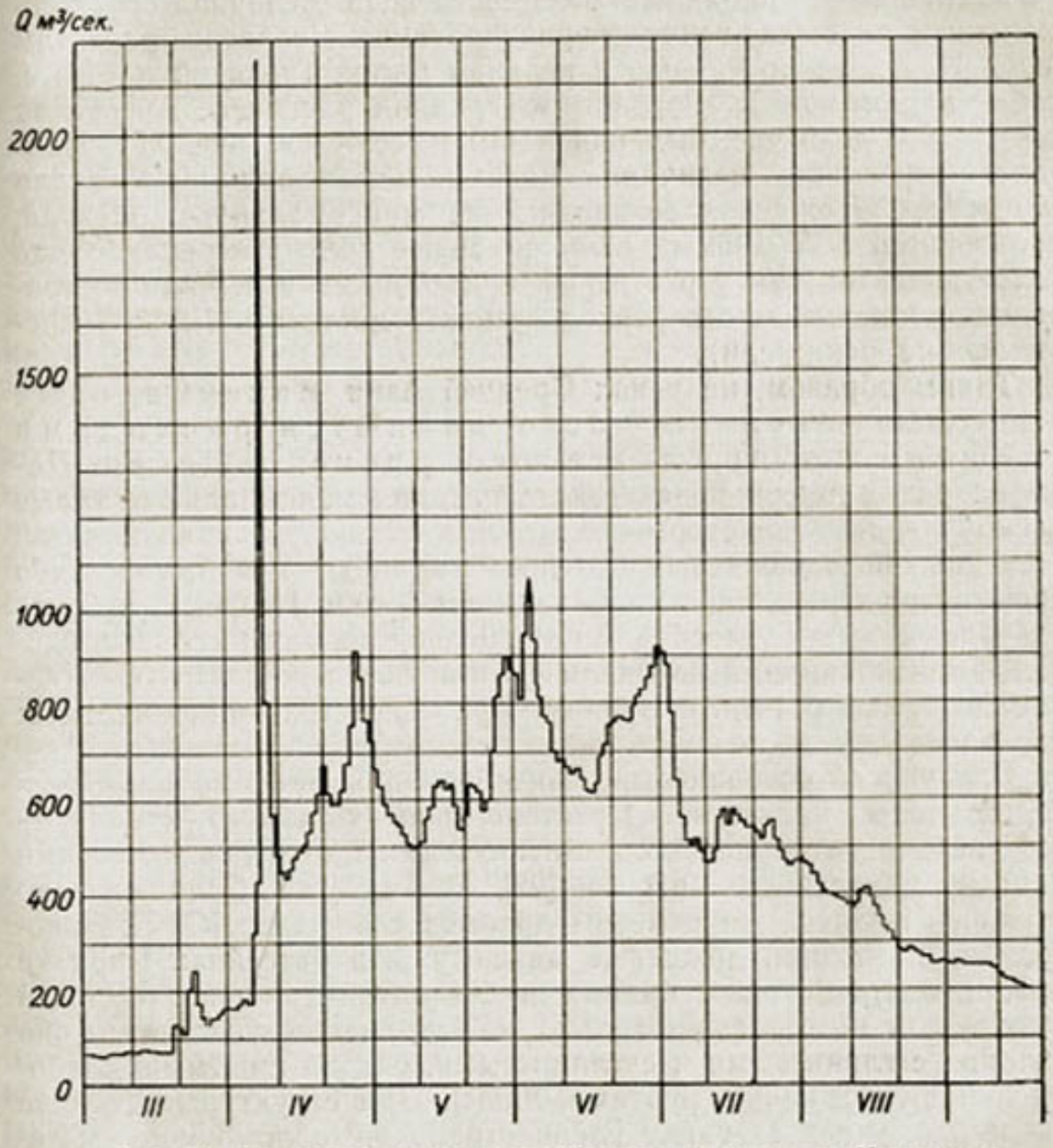


Рис. 72. Гидрограф половодья 1959 г. р. Чирчик — с. Ходжикент.

90% сформированы дождями, причем в 33% лет дождевая составляющая максимальных расходов была равна или превышала половину величины максимума, а в 14,8% лет была больше $^2/_3$ его. Каким бы приближенным ни был расчет дождевой со-

[1] Во избежание недоразумений отметим, что, конечно, и в условиях Средней Азии на соотношение талых и дождевых максимальных расходов воды оказывает влияние размер площади водосбора, но это влияние подавляется воздействием его высотного положения.

ставляющей, произведенный Черногоровым, он качественно, несомненно, правильно отражает роль дождей в формировании максимальных расходов на р. Ангрен.

8/IV 1959 г. на р. Ангрен прошел максимальный расход, превысивший все наблюдавшиеся за 33 года. Величина его, к сожалению, не была точно зафиксирована. Согласно расчетам А. С. Цветкова по уровню в верхнем бьефе Туркской плотины, наблюденному А. К. Гореловым, средний расход р. Ангрен за период с 0 до 9 час. был равен 410 м³/сек. (см. рис. 71). Наиболее вероятная величина максимальной ординаты около 500 м³/сек. Дождевая составляющая максимального расхода, прошедшего 8/IV 1959 г., была не менее 80%. На реках с еще более низкими, чем у р. Ангрен, водосборами дождевая составляющая максимальных расходов может достигать 100% (пересыхающие реки, саи).

Таким образом, на реках Средней Азии максимальные расходы довольно часто являются расходами смешанного (дожде-талого) происхождения. Даже на реках ледниково-снегового питания максимальные талые расходы воды в некоторые годы существенно увеличиваются за счет дождей и дождевые (по преобладанию) максимумы либо превышают талые, либо приближаются к ним. На реках с низко расположенными водосборами значительные максимальные расходы, как правило, в основном формируются дождями. Сказанное необходимо иметь в виду при расчетах максимальных расходов.

Следующей особенностью формирования максимальных расходов воды является отсутствие поверхностного стока на большей части горной области. Этот факт отмечался многими лицами, в частности автором [22], о чем уже было сказано в главе II. Здесь же отметим дополнительно, что Ю. Б. Виноградов, изучавший дождевые максимумы в бассейнах Чирчика и Кашкадарьи, также пришел к выводу, что поверхностный сток может иметь место только на скалистых участках и на склонах с глинистыми и суглинистыми, сильно смытыми, слабопроницаемыми почво-грунтами, лишенными структуры. Да и на скалистых участках ввиду распространения обломочного материала поверхностный сток вскоре скрывается под ним.

Поэтому любые причины, приводящие к утрате почвой структуры, вызывают образование поверхностного стока. Как это справедливо отмечает Виноградов, массовые оползни и оплывины обусловливают создание новых активных очагов поверхностного стока и водной эрозии. «Так, в марте 1954 г. в бассейне р. Чирчик на многих участках горных склонов в результате длительных и обильных дождей произошли оползневые явления. Вода, стекавшая во время выпадения весенних ливней с одного из таких «пораженных» участков, расположенного между саями

Каранкуль и Галиба, неоднократно затопляла шоссейную дорогу Ташкент—Брич-Мулла и прилегающую часть плоской террасы р. Чирчик. Затопление было так сильно, что в 1958 г. при этом новоявленном «водосборе» пришлось соорудить специальный дюкер для сброса ливневых вод. Следует добавить, что на уцелевших от оплывания склонах дождевой сток отсутствует» [3]. Примеров наличия поверхностного стока только на смытых, слабопроницаемых почво-грунтах можно привести много.

С инфильтрационной способностью почво-грунтов прямо связана величина поверхностного задержания в отрицательных формах микрорельефа. Согласно наблюдениям Виноградова на зацементированных (без нарушения микрорельефа) площадках размером 1 м^2 (при уклоне 25—27°), поверхностное задержание на целинных склонах, покрытых густым травяным покровом, довольно велико и составляет 16,2 мм. На эродированных же склонах оно равно всего 1,1 мм, т. е. в 15 раз меньше. Конечно, подобного рода наблюдения являются приближенными. Тем не менее они свидетельствуют об огромной разнице в поверхностном задержании «целинных» и эродированных склонов и проливают дополнительный свет на причины отсутствия поверхностного стока на первых.

Таким образом, поверхностный склоновый талый и дождевой сток в условиях Средней Азии формируется чаще всего не на всей площади водосбора, а лишь на отдельных его участках, и, следовательно, максимальные расходы воды определяются как поверхностным, так и «быстрым подземным стоком». Как бы ни были высоки скорости быстрого подземного стока, все же его фазы отстают от фаз склонового поверхностного стока, благодаря чему максимальные их ординаты не могут совпадать. Это приводит к уменьшению максимальных расходов воды и усложняет их расчеты.

Другой особенностью формирования максимальных расходов воды в условиях Средней Азии является то, что выдающиеся дождевые максимумы обычно на сравнительно небольших водосборах отличаются, как правило, чрезвычайно высокой мутностью воды и несут большое количество крупных наносов, благодаря чему меняются условия протекания потока (возникают заторы). Это также усложняет расчеты максимальных расходов. В свете сказанного становится ясным, что имеющиеся способы расчета максимальных расходов воды могут быть применены к условиям Средней Азии с большой условностью, а все теории поверхностного стока являются неприемлемыми. Следует заметить, что отмеченные выше особенности формирования максимальных расходов справедливы для многих горных стран, а не только для Средней Азии.

Наконец, в Средней Азии, как и в любой горной стране,

фронт снеготаяния всегда движется против течения реки, чем достигается некоторое увеличение продолжительности половодья и, следовательно, снижение его максимальной ординаты. Однако ввиду больших скоростей течения время добегания даже на самых протяженных реках Средней Азии невелико и во много раз меньше времени продвижения фронта снеготаяния вверх по водосбору. По этой причине с некоторым увеличением продолжительности половодья при расчете талых максимальных расходов воды обычно можно не считаться.

Максимальные расходы талых вод

Максимальный сток талых вод зависит от большого числа факторов, которые можно свести в две группы: 1) факторы, определяющие интенсивность снеготаяния; 2) факторы, влияющие на величину потерь талых вод и время их добегания.

Среди факторов, определяющих интенсивность снеготаяния, наибольшее значение имеет величина солнечной радиации (приход солнечной радиации на горизонтальную площадку) и температура воздуха, в основном обусловливающие тепловой баланс поверхности снега и льда. Немалую роль играют и запасы воды в снеге. Значительное влияние на тепловой баланс, а следовательно, и на интенсивность таяния могут оказывать лесистость, экспозиция склонов горных хребтов, условия затененности поверхности снега или льда, определяемые характером рельефа водосбора и др.

Факторы, влияющие на величину теплового баланса, были рассмотрены в главе V, поэтому здесь ограничимся некоторыми замечаниями. Как уже указывалось, наибольшая часовая интенсивность снеготаяния в условиях Средней Азии зарегистрирована в размере 15 мм. Средняя за день интенсивность снеготаяния может достигать 7 и даже 8 мм/час. (наибольшая 8,2 мм/час.), средняя за сутки нередко превышает 4 мм/час., достигая 5,5 мм/час. При дальнейшем увеличении продолжительности снеготаяния средняя его интенсивность уменьшается медленно и даже при продолжительности снеготаяния 20 суток его средняя интенсивность может превышать 3—4 мм/час., достигая 4,8 мм/час.[1] Приведенные выше числа относятся к снежникам, таяние которых осуществляется часто при высоких устойчивых температурах воздуха и ясном небе. Для нормального снежного покрова такие высокие интенсивности снеготаяния вряд ли возможны. Кроме того, падение интенсивности таяния снежного покрова с его продолжительностью должно

[1] Более подробно зависимость интенсивности снеготаяния от его продолжительности изложена в работах [19, 20].

быть больше, чем у снежников, так как таяние первого осуществляется при более неустойчивых и низких температурах воздуха и при более высоком, как правило, альбедо. По наблюдениям в ящиках и на стоковых площадках наибольшая интенсивность снеготаяния в европейской части Союза не превышала 9,67 мм/час. [6, 10, 13, 16].

Облесенность водосбора, как известно, может значительно снижать интенсивность снеготаяния. В. Д. Комаров [7] рекомендует для расчета снеготаяния на открытой местности для территории, лежащей к северу от 55—56° с. ш., принимать коэффициент стаивания в размере 5,0—5,2 мм на 1° средней суточной температуры. Для облесенных водосборов тот же коэффициент изменяется от 1,4—1,5 мм/град. (для густых хвойных лесов) до 4 мм/град. (для изреженных хвойных лесов и лиственных лесов средней густоты). Таким образом, интенсивность снеготаяния в лесу в 2,7—1,25 раза меньше, чем на открытой местности. Несмотря на резкое снижение интенсивности снеготаяния в лесу, в условиях Средней Азии этот фактор может оказывать заметное влияние в редких случаях из-за отсутствия больших густых лесных массивов (см. главу III). На влиянии других факторов останавливаться не будем, так как роль их частично была освещена в предыдущих главах.

Потери талых вод, как временные, так и безвозвратные, слагаются из потерь на насыщение водой снега, на инфильтрацию в почво-грунты, на аккумуляцию вод на поверхности водосбора, в озерах, в пойме и русле и, наконец, из потерь на испарение. Наибольшее значение обычно имеют временные потери на инфильтрацию в почво-грунты, которые для случаев катастрофических максимальных расходов в условиях европейской части Союза признаются небольшими из-за промерзания или насыщения влагой поверхности почво-грунтов. Совершенно другое приходится сказать о горной области Средней Азии. Автор неоднократно отмечал, что большое распространение рыхлообломочного материала в горах приводит к тому, что поверхностный сток наблюдается только на отдельных участках поверхности водосборов и в руслах. Это относится как к талому, так и к дождевому стоку.

Влияние озерности весьма значительно, но в условиях Средней Азии она может играть существенную роль только в тех ограниченных районах, где имеются сравнительно крупные озера, обладающие значительной регулирующей способностью.

Аккумулирующая способность поймы, русла и поверхности водосбора играет весьма важную роль, снижая пик половодья в несколько раз. Наибольшее значение имеет аккумулирующая способность поверхности водосбора, так как в горной области Средней Азии аккумулирующая способность поймы и русла даже в отношении максимальных расходов обычно невелика.

Наибольший талый сток в расчете с одного квадратного километра площади водосбора (модуль максимального стока M_{max}), как правило, значительно меньше наибольшего стока, например, в европейской части СССР, в особенности в степной зоне. Этот факт как раз и объясняется временными потерями на инфильтрацию, аккумулирующей способностью поверхности водосбора, а также охватом одновременным таянием снега лишь части водосбора (см. ниже).

Потери воды на испарение ввиду сравнительной кратковременности формирования выдающихся максимумов обычно могут не учитываться.

Переходя к рассмотрению других факторов, воздействующих на формирование максимальных расходов, необходимо отметить в первую очередь влияние размера площади водосбора на удельную величину максимального стока (M_{max}). Действительно, даже на малых водосборах, где время добегания с наиболее отдаленной части водосбора исчисляется несколькими часами, расход воды, проходящий в каком-нибудь сечении реки, состоит из элементарных струй воды, образовавшихся в результате различных интенсивностей снеготаяния (вследствие суточного хода интенсивности снеготаяния) и различий во времени добегания талых вод с различных частей водосбора. Поэтому сток талых вод может быть равен наибольшей интенсивности снеготаяния (если пренебречь потерями) только при малых размерах площади водосбора, когда время добегания с наиболее удаленной части его меньше или равно продолжительности максимальной интенсивности снеготаяния. Строго говоря, все приведенные рассуждения должны относиться не к снеготаянию, а к водоотдаче из снега, так как даже при формировании катастрофических максимальных расходов имеют место потери воды, не говоря уже о том, что снег способен задерживать довольно значительное количество влаги. В условиях Средней Азии и, по-видимому, всех горных стран вообще, когда речь идет о времени добегания, нужно иметь в виду не только время добегания поверхностного талого стока, но и быстрого подземного.

Понятно, что для больших водосборов, где время добегания исчисляется сутками, кроме суточного хода интенсивности водоотдачи (вызванного суточным ходом теплового баланса), играет роль неравномерность ее в течение всего периода водоотдачи. В. Д. Комаров [7] указывает, что изменение по площади интенсивности таяния снега и, следовательно, водоотдачи, обусловленное неодинаковой погодой, нередко бывает существенным даже в пределах небольших водосборов. «Наблюдения и расчеты показывают, — пишет Комаров, — что этим изменением обычно можно пренебречь лишь для бассейнов величиной примерно до 5 тыс. км^2, когда за единицу времени приняты сутки».

Ясно, что при расчетах максимальных расходов принимать за единицу времени сутки можно лишь в редких случаях, поэтому влияние различий в погоде по площади водосбора будет играть еще бóльшую роль. Естественно, что неравномерность водоотдачи с увеличением площади водосбора возрастает не только в результате неодинаковости погоды на сравнительно большой площади, но и вследствие возрастающего разнообразия физико-географических условий, которое приводит к различиям в интенсивности таяния снега и, следовательно, водоотдачи по площади водосбора. О факторах, влияющих на интенсивность таяния снега и водоотдачу, только что говорилось.

Итак, осредненный по времени и по площади наибольший сток талых вод будет всегда меньше наибольшей интенсивности водоотдачи. Он тем меньше, чем больше площадь водосбора. Отсюда следует, что модуль максимального стока представляет собой не что иное, как осредненную интенсивность стока по времени и площади. Это явление в гидрологической литературе часто называется редукцией модуля максимального стока. Наиболее подробно она рассмотрена в работах Д. Л. Соколовского [13, 15]. Исходя из сказанного, мы имеем право написать, что

$$M_{max} = A\varphi, \tag{1}$$

где A — величина максимального элементарного стока с бесконечно малой площадки, или максимальная интенсивность водоотдачи от таяния снега; φ — коэффициент редукции, являющийся, как это следует из сказанного, в основном функцией размера площади водосбора, хотя существенное влияние на его величину, конечно, оказывают и многие другие факторы, определяющие время добегания талых вод до рассматриваемого сечения (например, уклоны водосбора, состояние его поверхности). Отсюда следует также, что площадь водосбора является косвенным фактором, определяющим степень осреднения водоотдачи во времени и в пространстве (по площади водосбора). При $F \to 0$

$$M_{max} = A, \tag{2}$$

так как в этом случае $\varphi \to 1$.

Для больших водосборов, одновременно не охватываемых снеготаянием, в выражение (1), очевидно, нужно еще ввести коэффициент $\gamma = \frac{f_0}{F}$, выражающий отношение площади одновременного снеготаяния (f_0) к общей площади бассейна (F), также убывающий с возрастанием последней. Зависимость $\varphi = f(F)$ в настоящее время принято выражать в виде $\varphi = \frac{1}{F^n}$, или более строго в виде $\varphi = \frac{1}{(F+1)^n}$. Тогда уравнение (1) для модуля

максимального стока перепишется так:

$$M_{max} = \frac{A}{F^n} \quad \text{или} \quad M_{max} = \frac{A}{(F+1)^n}. \qquad (3)$$

Именно в таком виде различными авторами даны многочисленные региональные формулы для расчета максимальных расходов как талых, так и дождевых вод.

В 1937 г. Д. Л. Соколовский [13] счел возможным принять показатель степени при F постоянным для всей европейской

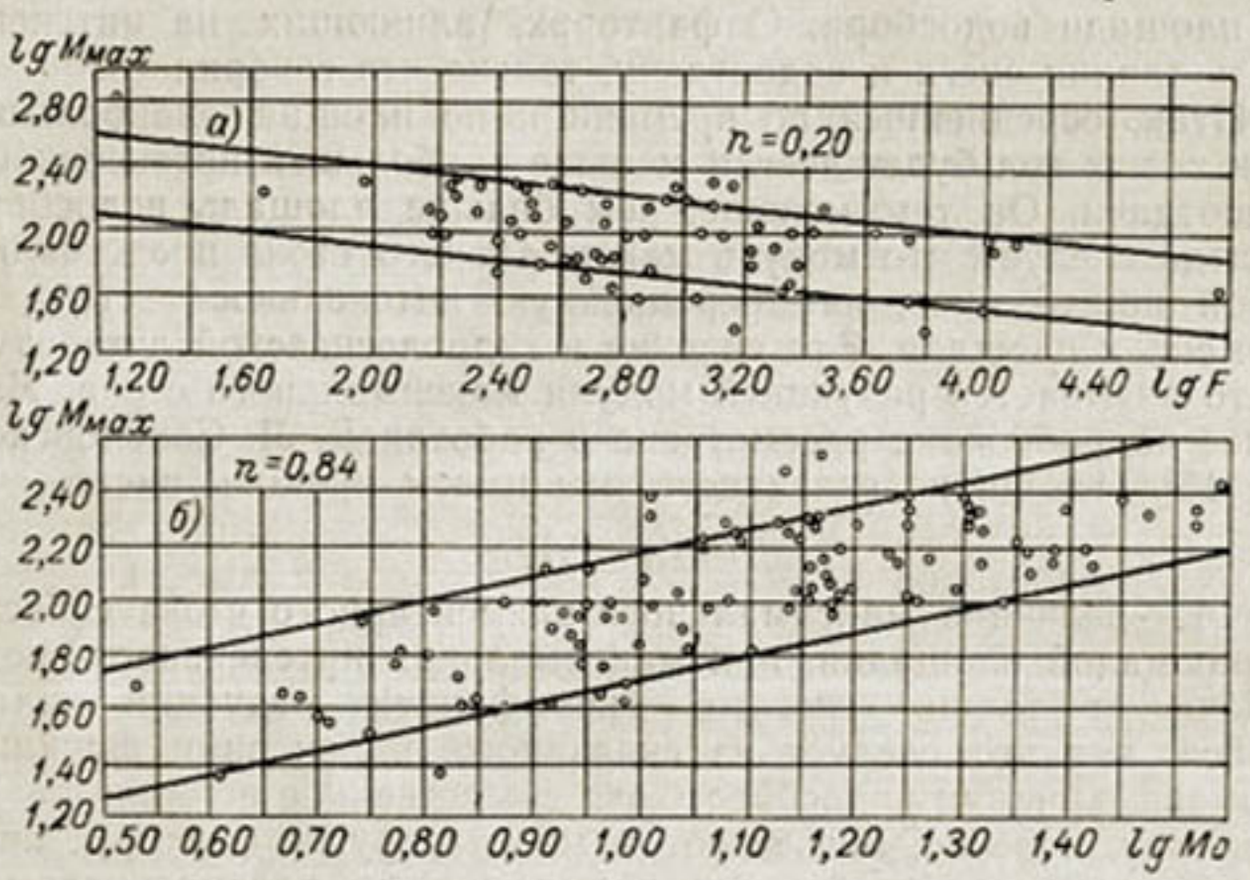


Рис. 73. Зависимость модулей максимального стока от площадей водосборов (*а*) и средних модулей стока (*б*).

части СССР и равным 0,25. Вообще же Соколовский на основе анализа 471 максимального расхода установил, что значения показателя степени n колеблются в пределах 0,20—0,30 (для максимумов различной обеспеченности для различных районов европейской части СССР, исключая озерные и заболоченные водосборы). Применительно к горным странам, в частности применительно к условиям горной области Средней Азии, необходимо сделать несколько пояснений. Как это было показано в главе V, в горных странах одновременным снеготаянием лишь в очень редких случаях может быть охвачен весь водосбор, поэтому для формирования максимальных расходов талых вод большое значение имеет коэффициент $\gamma = \frac{f_0}{F}$. В противоположность равнинным территориям в горах его величина в основном определяется не размером площади водосбора,

а амплитудой высот и водностью снежного покрова. Очевидно, что чем больше амплитуда высот водосбора и чем меньше толщина снежного покрова, тем относительно меньше площадь одновременного снеготаяния (см. главу V) и, следовательно, тем меньше при прочих равных условиях M_{max}. Кроме того, следует иметь в виду, что осреднение стока талых вод по площади водосбора в условиях горных стран также в значительной мере определяется амплитудой высот, поскольку ею создается резкое различие в интенсивности водоотдачи, вызванной различиями в интенсивности снеготаяния, как об этом уже неоднократно говорилось выше. При достаточной амплитуде высот водосбора, обеспечивающей нахождение в его пределах фронта снеготаяния в течение всего половодного периода, всегда существует нулевая водоотдача близ фронта снеготаяния. Осредненная интенсивность снеготаяния, помимо амплитуды высот, определяется и водностью снежного покрова, так как при большей ее величине тыл снеготаяния располагается ниже и, следовательно, снеготаяние протекает при более высоких температурах воздуха вблизи тыла снеготаяния (см. главу VI).

Исходя из всего сказанного легко наметить наиболее простой эмпирический путь определения максимальных расходов талых вод в неизученных пунктах. Действительно, независимо от характера рельефа (горный, равнинный) размер площади водосбора всегда должен оказывать влияние на величину модулей максимального стока (это влияние больше в равнинных странах и меньше в горных).

Поэтому целесообразно в первую очередь рассмотреть связь $M_{max}=f(F)$. Подобная связь для рек Средней Азии, за исключением водосборов, где в формировании максимальных расходов воды значительное участие принимают жидкие осадки, была получена автором в 1941 г. и представлена на рис. 73 *а*. На рисунке видно, что зависимость $M_{max}=f(F)$ является широкой полосой точек, показывающей ясную тенденцию к убыванию M_{max} с увеличением F. Наклон полосы точек к оси абсцисс соответствует угловому коэффициенту —0,20. Таким образом, показатель степени F для территории Средней Азии оказался несколько меньшим среднего его значения, полученного Д. Л. Соколовским для рек европейской части Союза.

Отсюда связь M_{max} с F для рек Средней Азии может быть написана в виде

$$M_{max}=\frac{A}{F^{0,20}}. \qquad (4)$$

Как это явствует из предыдущего, на значения модулей максимального стока, кроме площади водосбора, должна оказывать влияние его удельная водоносность, так как она в зна-

чительной степени отражает водность снежного покрова, а следовательно, и слой водоотдачи. Водность же снежного покрова, повторяем, наряду с другими факторами определяет также размер площади одновременного снеготаяния, или величину γ, среднюю интенсивность снеготаяния и водоотдачи на этой площади.

Зависимость $M_{max}=f_1(M_0)$ представлена на рис. 73 *б*. Она свидетельствует о достаточно тесной связи между M_{max} и M_0 (более тесной, чем связь между M_{max} и F).

Зависимость M_{max} от M_0 может быть выражена уравнением

$$M_{max}=BM_0^{0,84}. \quad (5)$$

Следовательно, мы имеем полное право рассматривать модули максимального стока как функцию F и M_0.

Зависимость $M_{max}=f_2(F, M_0)$ для рек Средней Азии имеет вид

$$M_{max}=\frac{A_1M_0^{0,75}}{F^{0,15}}. \quad (6)$$

Большинство факторов, определяющих значения коэффициентов A и A_1, как это было показано выше, характеризуется ярко выраженной вертикальной поясностью, сравнительно плавно изменяясь с высотой местности. По этой причине для определения M_{max} были составлены схемы изолиний коэффициентов A и A_1, которые здесь не приводятся, так как они уже устарели. Нуждаются в уточнениях и формулы (4), (5) и (6)[1].

Казалось бы, что рассмотрение M_{max} как функции не M_0, а модуля половодного стока ($M_п$) или слоя половодья ($h_п$) должно повысить тесноту связи. Однако подобный опыт, произведенный А. Щетинниковым для 14 рек Ферганской котловины, дал малоощутимые результаты. Действительно, коэффициент корреляции между M_{max} и M_0 оказался равным 0,96, а между M_{max} и $M_п$ или M_{max} и $h_п$ — 0,97. Средняя квадратическая ошибка первого уравнения оказалась равной 7,6%, а второго и третьего—6,8%. Таким образом, увеличение трудоемкости расчетов не оправдывается, так как повышение точности их весьма незначительно. Следовательно, для Средней Азии вполне допустимо рассматривать M_{max} как функцию M_0 и F, вместо $h_п$ (или $M_п$) и F, как это принято в настоящее время в гидрологической литературе. Это освобождает от необходимости определять объемы половодья — операции довольно трудоемкой и несколько неопределенной (см. главу V). Этот вывод, однако, должен быть проверен на других районах Средней Азии.

---

[1] Из выражений (4) и (6) следует, что M_0 зависит от F. Однако степень при F получается равной всего 0,05. Кроме того, не следует забывать, что обе формулы являются весьма приближенными.

Некоторые исследователи пытаются получить расчетные зависимости для определения M_{max} в неизученных пунктах, рассматривая M_{max} как функцию средней взвешенной высоты водосбора. В свете сказанного выше вряд ли нужно доказывать, что подобная зависимость не может носить сколько-нибудь общий характер. Она может иметь место только для районов, в которых действует зависимость $M_0=\varphi(H_{ср})$ и в которых с увеличением высот водосборов уменьшается их площадь или во всяком случае заметно не увеличивается. Такой случай в наиболее ярком виде может встречаться на одной реке, когда с продвижением вверх одновременно с увеличением высоты водосбора происходит увеличение удельной водоносности (M_0) и уменьшение размера площади водосбора (F).

В наиболее общем виде формула для расчета максимальных расходов талых вод была получена Ю. М. Денисовым [4]. Ее вид следующий:

$$M_{max}=\frac{q_0}{1+\frac{q_0 L}{h\overline{V}_L}+\frac{q_0 H_\Phi}{h\overline{V}_\Phi}}, \qquad (7)$$

где M_{max} — модуль максимального стока в м³/сек. км², q_0 — максимальная интенсивность водоотдачи в м³/сек. км², h — средний по площади слой водоотдачи в мм, L — длина главного водотока в км, H_Φ — расчетная амплитуда высот водосборов в км, $\overline{V}_L$ — скорость добегания талой воды по главному водотоку в м/сек., V_Φ — средняя скорость движения фронта снеготаяния по расчетной амплитуде высот в м/сек.

Для равнинных рек, где величина H_Φ близка к нулю, формула Ю. М. Денисова превращается в известную формулу Г. А. Алексеева [1]

$$M_{max}=\frac{q_0}{1+\frac{q_0 L}{h\overline{V}_L}}. \qquad (8)$$

Если расчетная амплитуда высот $H_\Phi \geqslant 0{,}8$ км, в знаменателе формулы (7) можно пренебречь членом $\frac{q_0 L}{h\overline{V}_L}$, после чего она принимает вид

$$M_{max}=\frac{q_0}{1+\frac{q_0 H_\Phi}{h\overline{V}_\Phi}}. \qquad (9)$$

Формула Денисова очень удачно подчеркивает, что в условиях горных стран формирование максимальных расходов талых вод происходит только на части водосбора. Причем величина их при достаточной расчетной амплитуде высот в весьма значительной мере определяется ею и скоростью движения фронта снеготаяния по высоте.

Определение параметров формулы Денисова можно найти в его статьях [4, 5]. Нужно заметить, что для практического применения формулы необходимы уточнения и проверка на более значительном числе створов, чем это было сделано автором формулы.

Модули максимального стока рек Средней Азии, как средние многолетние, так и любой обеспеченности, значительно ниже, чем рек равнинной территории Советского Союза, в частности его европейской части. Достаточно указать, что на реках южного района Средней Азии и Ферганской долины средние многолетние модули максимального талого стока менее чем в 15% случаев превышают 100 л/сек. км², не достигая величин 150 л/сек. км², в 33% случаев их значения меньше 50 л/сек. км². Наиболее распространены модули от 70 до 90 л/сек. км² (33%). Вряд ли нужно повторять, что в общем небольшие значения модулей максимального стока рек Средней Азии в первую очередь объясняются:

1) большим диапазоном высот в их водосборах, вследствие чего площадь одновременного снеготаяния не охватывает всего водосбора, а интенсивность таяния снега на этой площади весьма различна и опускается до нуля близ фронта снеготаяния;

2) отсутствием поверхностного стока на большей части водосборов, имеющих сколько-нибудь значительные размеры;

3) аккумулирующей способностью поверхности водосбора, достаточно высокой, если почво-грунты слабо эродированы.

В главе V было показано, что время, когда площадь возможного одновременного снеготаяния, а также объемы талых вод, поступающих на водосбор, достигают наибольших значений, в существенной мере определяется распределением высот водосборов. В связи с этим представляется возможным рассматривать время прохождения максимальных расходов талых вод как функцию средней взвешенной высоты водосбора. Автором такая функция была получена в 1944 г. в виде

$$T = \frac{H_{ср}^{1,19}}{C}, \qquad (10)$$

где T — число дней, отсчитываемое от 1/III; C — коэффициент, изменяющийся в пределах 90—160 при среднем значении 120; $H_{ср}$ — средняя взвешенная высота водосбора в м.

Приведенная формула нуждается в уточнениях. По новым данным она была подтверждена для 25 створов рек Ферганской долины А. Щетинниковым, получившим уравнение

$$T = \frac{H_{ср}^{1,19}}{126},$$

и для 16 створов рек южного района Средней Азии С. Беликовой

$$T = \frac{H_{ср}^{1,19}}{130}.$$

Следует предостеречь, что для водосборов, где в формировании максимальных расходов воды принимают большое участие жидкие осадки, приведенная выше формула может давать существенные ошибки, поскольку время прохождения наиболее значительных дождевых осадков не находится в тесной связи с высотой местности.

Для качественного суждения о роли дождей в формировании максимальных расходов воды в дополнение к имеющимся приемам анализа может служить зависимость между срочными и средними суточными максимальными расходами. Расходы воды, в формировании которых большое участие принимают дожди, обычно резко отклоняются от линии связи.

Изменчивость максимальных расходов талых вод

Изменчивость максимальных расходов воды выше изменчивости годового стока (по вполне понятным причинам). Если коэффициенты вариации годового стока лишь в очень редких случаях превышают 0,30, то коэффициенты вариации максимальных расходов почти в 25% случаев превышают 0,40, достигая значений 0,60 и даже несколько больших.

Для неизученных створов коэффициенты вариации максимальных расходов талых вод можно определять исходя из коэффициентов вариации средних годовых расходов воды. Для южного района Средней Азии и рек Ферганской долины (рис. 74) такое определение возможно по уравнению

$$C_{v_{max}} = 1{,}35 C_v \pm 0{,}10.$$

Для других районов Средней Азии это уравнение без проверки применять нельзя.

Изменчивость максимальных расходов талых вод рек Средней Азии приближается к изменчивости максимального стока рек северных районов европейской части СССР и ниже изменчивости максимальных расходов рек ее южных районов, где $C_{v_{max}}$ очень часто превышают 0,40, достигая иногда значений свыше 1,0. Распределение изменчивости максимальных расходов по территории горной области Средней Азии показано на рис. 75.

Максимальные расходы дождевых вод

Как уже отмечалось, в условиях Средней Азии при формировании максимальных расходов воды даже на реках с высокими и большими по площади водосборами в отдельные годы дожде-

вые воды могут принимать участие, а в чрезвычайно редких случаях даже обусловливать прохождение дождевых максимумов, превышающих талые. Так было, например, на р. Чирчик в 1959 г., когда дождевой максимум превзошел наибольшие талые максимумы, отмеченные за 50 лет наблюдений. Нужно сказать, что такие случаи все же очень редки, и до 1959 г. автор этой книги не допускал возможности формирования на р. Чирчик дождевого максимума столь большой величины.

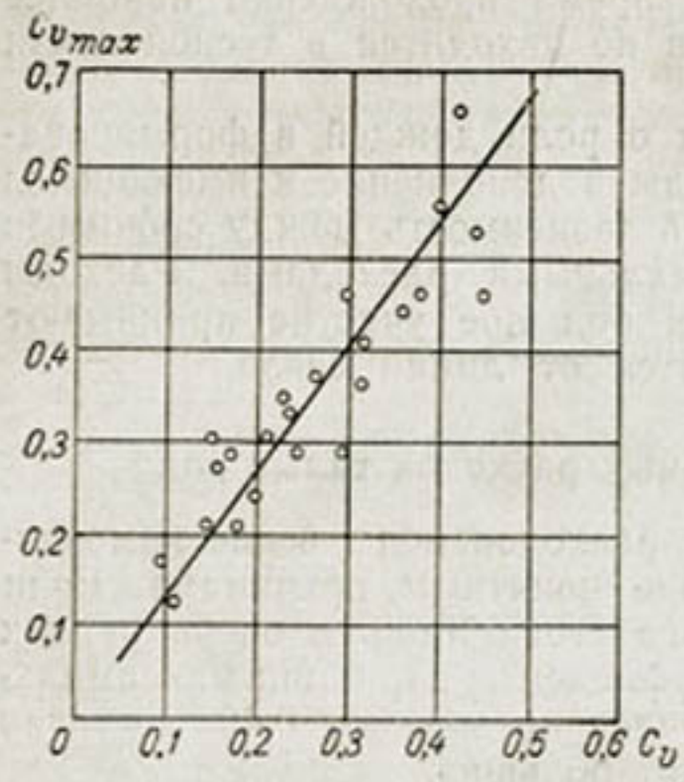


Рис. 74. Связь коэффициентов вариации максимальных и средних годовых расходов воды.

На реках с низко расположенными водосборами дождевая составляющая часто превышает талую и нередко дождевые максимальные расходы бывают значительно больше талых. Несмотря на сказанное, наибольший научный и практический интерес представляют дождевые максимальные расходы небольших по площади водосборов, в особенности низко расположенных, где дождевые паводки встречаются в наиболее чистом виде и достигают наибольшей интенсивности. Особое значение приобретают дождевые максимальные расходы на так называемых саях — водотоках с площадью водосбора, редко превышающей 100—200 км², пересыхающих или почти пересыхающих вскоре после схода снега. Русла саев летом оживают только после прохождения интенсивных дождей, когда по ним проходят кратковременные, но часто большие расходы воды, нередко носящие селевой характер (см. ниже). Изучение и расчеты дождевых максимальных расходов воды на саях осложняются большой пестротой и локальностью распределения ливней, которые охватывают обычно небольшие площади, порядка десятков, реже сотен квадратных километров. Достаточно привести один пример.

В 1949 г. в Наманганском районе УзбССР по многим рекам и в особенности саям прошли высокие дождевые максимумы. Однако в периоды прохождения их ближайшие метеостанции либо не фиксировали осадков, либо отмечали совершенно незначительные количества их. Таким образом, для изучения формирования дождевых максимальных расходов необходимо иметь густую дождемерную сеть в характерных районах Средней Азии, так как обычные метеорологические станции располо-

жены слишком редко и часто не могут быть использованы в расчетных целях. Между тем расчеты максимальных дождевых расходов на саях представляют исключительный интерес, поскольку сотни и тысячи саев пересекают оросительные и деривационные каналы, автомобильные и железные дороги и т. п. От правильного назначения величины отверстий сооружений при переходах зависит бесперебойное функционирование каналов,

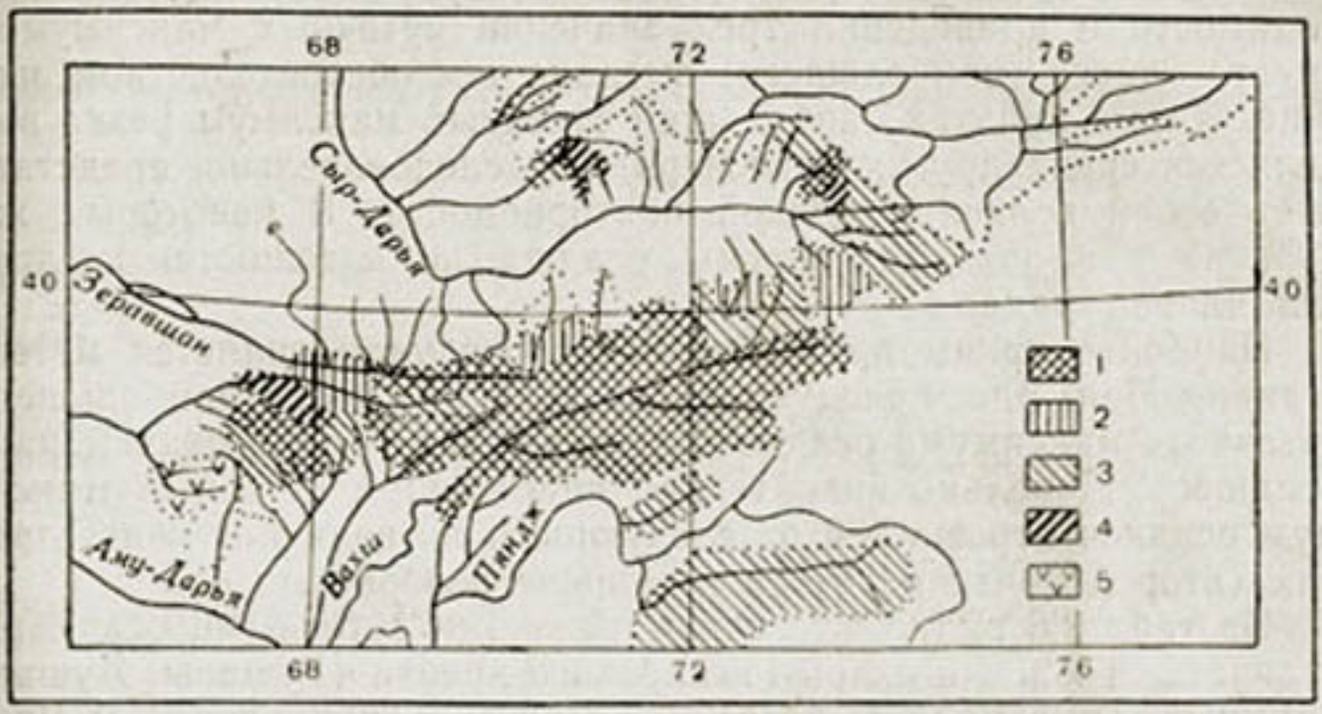


Рис. 75. Распределение коэффициентов вариации максимальных расходов воды по территории Средней Азии.

1) 0,14—0,20; *2*) 0,20—0,25; *3*) 0,25—0,35; *4*) 0,35—0,50; *5*) выше 0,50.

дорог и гидротехнических сооружений. Несмотря на всю важность изучения дождевых максимумов на малых водотоках, в Средней Азии до сих пор, по существу, не замерено ни одного достоверного максимального расхода, не говоря уже о регистрации паводочного дождевого стока, а тем более об изучении факторов этого стока. Сказанное исключает не только возможность разработки методов расчетов и прогнозов дождевых паводков, но и проверки правомочности использования формул, полученных в основном для условий европейской части Союза и широко применяемых за неимением лучшего проектировщиками водохозяйственных, транспортных и других организаций Средней Азии.

Факторы, влияющие на дождевые максимумы, можно разделить на две группы: 1) метеорологические, 2) влияющие на величину потерь дождевых вод и время их добегания.

Среди метеорологических факторов основное значение имеют характеристики дождей: суточный максимум осадков, число дней с осадками выше определенной величины, интенсивность осадков и т. п. Нужно сказать, что характеристики дождей изучены в

Средней Азии еще недостаточно. Особенно это относится к ливням, охватывающим небольшие территории, закономерности распределения в пространстве которых редкая сеть метеорологических станций не может отражать.

В табл. 28 приведены некоторые характеристики дождей для типичных пунктов Средней Азии, обработанные Ю. Б. Виноградовым. В таблице даны три наибольших по величине суточных максимума осадков, зафиксированных на метеостанциях. Необходимость в приведении трех значений суточных максимумов вместо одного (наибольшего) вызвана тем обстоятельством, что в некоторых пунктах наибольший суточный максимум резко выделяется среди других членов ряда и, следовательно, представляет собой величину редкой повторяемости. В некоторых же пунктах суточные максимумы осадков не выделяются из других членов ряда.

Наиболее ярким примером первого случая является метеостанция Иол. Здесь следующий по величине после наибольшего суточного максимума осадков более чем в $2^1/_2$ раза меньше наибольшего. Довольно значительно наибольший суточный максимум осадков отрывается от следующего по величине и в Гушарах (второй почти в $1^1/_2$ раза меньше первого).

Из табл. 28 видно, что очень высокими суточными осадками отличаются южный склон Гиссарского хребта (Гушары, Душанбе), некоторые районы бассейнов Вахша (Тавильдара) и Чирчика (Каранкуль, Консай), Ферганской котловины (Ташбешад, Ходжаата), бассейна Таласа (Колба), северный склон Заилийского Алатау (Верхний Горельник), северный и в особенности южный склон хребта Каратепе (Аманкутан) и др.

Если рассматривать только горные районы, то наименьшими значениями суточных максимумов осадков отличаются территории, расположенные внутри гор, плохо доступные влажным воздушным массам. Среди них особенно выделяется замкнутый бассейн озера Каракуль. Незначительны суточные максимумы осадков и на Шахристанском перевале, в бассейне озера Искандеркуль, на западе Иссыкульской котловины, в центральной части водосбора Нарына.

Следующей характеристикой дождей может явиться среднее число дней с осадками, равными или превышающими 20 мм [1].

Естественно, что между суточными максимумами осадков и числом дней с осадками $\geqslant 20$ мм существует известная связь. Поэтому в пунктах с большим суточным максимумом осадков вероятнее всего ждать и большого числа дней с осадками

---

[1] По данным З. П. Богомазовой и З. П. Петровой [2], на территории Украины осадки 20 мм на реках с площадью бассейна около 3000 км² незначительно отражаются на ходе уровней. Только на малых водосборах указанное количество осадков может вызвать существенный подъем уровня воды.

Таблица 28

Пункт	Абсолютная высота, м	Суточные максимумы осадков (наблюденные)			Среднее число дней с осадками ≥ 20 мм	Период наблюдений	Примечание
		1	2	3			
Озеро Каракуль	3992	18	14	13	0	1933—1959	За весь период наблюдений выпало лишь 32 дождя слоем ⩾ 1 мм
Тавильдара	1619	77	63	57	6,66	1933, 1934, 1939—1959	
Иол	1300	206	78	63	2,56	1936—1937, 1946—1959	
Душанбе	824	83	62	53	4,88	1926—1959	
Гушары	1358	114	78	71	11,5	1945—1959	
Шахринау	848	94	72	58	4,94	1929—1959	
Шахристанский Перевал	3360	22	21	21	0,19	1933—1959	
Искандеркуль	2204	35	34	34	0,63	1930—1959	
Аманкутан	1266	158	134	121	7,25	1933—1942, 1948—1957	
Кермине	347	38	35	32	1,78	1931—1957	
Джизак	392	75	60	50	2,37	1888—1915, 1918—1958	
Пскем	1258	69	56	52	5,89	1933—1958	
Консай (Хумсан)	1000	90	89	73	8,88	1933—1936, 1938—1958	
Каранкуль	826	83	79	72	8,07	1926—1932, 1950—1958	
Ташкент	479	50	47	45	1,91	1879—1958	
Падшаата	1531	58	50	50	4,48	1925—1959	
Ташбешад	1400	90	60	60	5,39	1936—1958	
Фергана	577	46	46	37	0,29	1881—1884, 1888—1911, 1913—1915, 1918—1959	
Иккинарын	2500	37	28	27	0,60	1935—1959	
Онарча	1900	32	29	28	0,41	1931—1959	
Ходжаата	1060	97	69	61	6,64	1935—1959	
Кетменьтюбе	760	29	28	27	0,77	1933—1958	
Колба	1800	97	59	56	2,97	1929—1958	
Лесной кордон (Шамси)	1516	64	55	50	3,29	1927—1958	
Чонарык (р. Аксу)	1291	59	57	54	3,64	1938—1959	
Тургень	2100	43	42	41	4,05	1940—1959	
Курумды	1620	121	89	87	1,90	1926—1957	
Турайгыр	1960	36	36	33	0,25	1944—1959	
Рыбачье	1620	48	38	33	0,40	1936—1941, 1951—1959	

Пункт	Абсолютная высота, м	Суточные максимумы осадков (наблюденные)			Среднее число дней с осадками ⩾ 20 мм	Период наблюдений	Примечание
		1	2	3			
Большое Алматинское озеро	2511	63	60	60	4,12	1932—1958	
Верхний Горельник	2272	93	90	86	8,28	1937, 1938, 1940—1958	
Алма-Ата . . .	847	74	64	54	3,79	1892—1897, 1910, 1916—57	
Или	452	43	40	34	0,45	1916—22, 1933—45, 1949—59	

⩾20 мм. Однако встречаются и исключения из этого правила. Например, пункты Иол и Аманкутан при очень высоком суточном максимуме осадков (среднем из трех наибольших, соответственно равном 114 и 138 мм) имеют малое число дней с осадками, превышающими 20 мм.

С суточным максимумом осадков до известной степени связана и интенсивность ливней. Об этом можно судить по величинам параметров A и B и особенно S в известной формуле Государственного гидрологического института

$$i = \frac{A + B \lg N}{(F+1)^{0,67}} = \frac{S_{p\%}}{(F+1)^{0,67}}.$$

Несмотря на недостатки этой формулы, она все же до известной степени характеризует интенсивность ливней.

Данные табл. 29, в которой приведены значения упомянутых параметров для Средней Азии, показывают, что наибольшей интенсивностью ливней отличаются районы с высоким суточным максимумом осадков. К их числу относится южный склон Гиссарского хребта, северный склон Заилийского Алатау (Медео) и др.

Очевидно, что поверхностным путем могут стекать дождевые воды, не успевшие при выпадении жидких осадков проникнуть в почво-грунты и не задержанные в неровностях рельефа. Величины впитавшейся, задержанной и стекающей воды, кроме характера дождя, определяются в основном инфильтрационными свойствами почво-грунтов, а также аккумулирующей способностью поверхности водосбора.

Как говорилось в начале главы, на большей части горной области инфильтрационная и аккумулирующая способности почво-грунтов оказываются настолько высокими, что поверхно-

Таблица 29

Пункты	Параметры		S мм/мин.	
	A	B	1%	2%
Акташ	2,60	3,61	9,8	8,7
Алма-Ата	3,25	3,21	9,7	8,7
Ашхабад	1,62	2,61	6,8	6,1
Джамбул	3,06	3,23	9,5	8,6
Душанбе	3,67	3,79	11,3	10,1
Кзыл-Орда	2,44	3,05	8,5	7,6
Луговая (Фрунзе)	2,42	3,07	8,6	7,6
Медео	4,30	3,54	11,4	10,3
Ош	2,63	3,76	10,2	9,0
Падшаата	3,45	3,83	11,1	10,0
Покровское (Каракол)	2,33	2,59	7,5	6,7
Самарканд	1,56	3,12	7,8	6,9
Сарканд	2,84	2,03	6,9	6,3
Ташкент	2,04	3,05	8,1	7,2

стный сток наблюдается только на отдельных участках. При этом во всех случаях поверхностный сток оставляет признаки эрозионной деятельности. Как известно, каждый тип почво-грунтов характеризуется большей или меньшей водопроницаемостью, однако решающее значение для степени водопроницаемости имеет состояние почво-грунтов и стойкость их против выветривания. Любые причины, приводящие к утрате почво-грунтом структуры, обусловливают возможность поверхностного стока. Наоборот, образование на поверхности почво-грунтов продуктов разрушения препятствует образованию поверхностного стока. Обычно при выпадении интенсивных дождей поверхностный сток отсутствует. Тем не менее вскоре после выпадения дождя или даже еще во время дождя расходы воды в реке и мутность воды увеличиваются. Подобное увеличение расходов и мутности воды обусловлено «быстрым подземным стоком», который имеет весьма различные скорости течения, чем резко снижаются максимальные ординаты дождевых паводков. Вопрос о поверхностном и быстром подземном стоке уже неоднократно рассматривался ранее. Здесь отметим только, что при очень больших количествах жидких осадков возможно нарушение механизма подземного регулирования. Почво-грунты, впитав определенное количество дождевых вод, перестают воспринимать продолжающую поступать воду, которая начинает стекать по поверхности водосбора. Такие случаи нарушения подземного регулирования приводят к прохождению по рекам интенсивных паводков, нередко селевого характера. На такую возможность указывает А. Т. Ильясов, изучавший формирование стока в водосборе Алаарчи.

Остановимся на вопросах продолжительности склонового добегания и влажности почво-грунтов.

На тех участках гор, где имеет место поверхностный сток, сплошное склоновое стекание, естественно, не наблюдается. Стекающая вода немедленно концентрируется в отдельные миниатюрные ручейки. Густота этой микроручейковой сети обычно велика. Так, например, на водосборе р. Тарагайсай (южный склон хребта Каратепе) на склоне крутизной 32° густота сети,

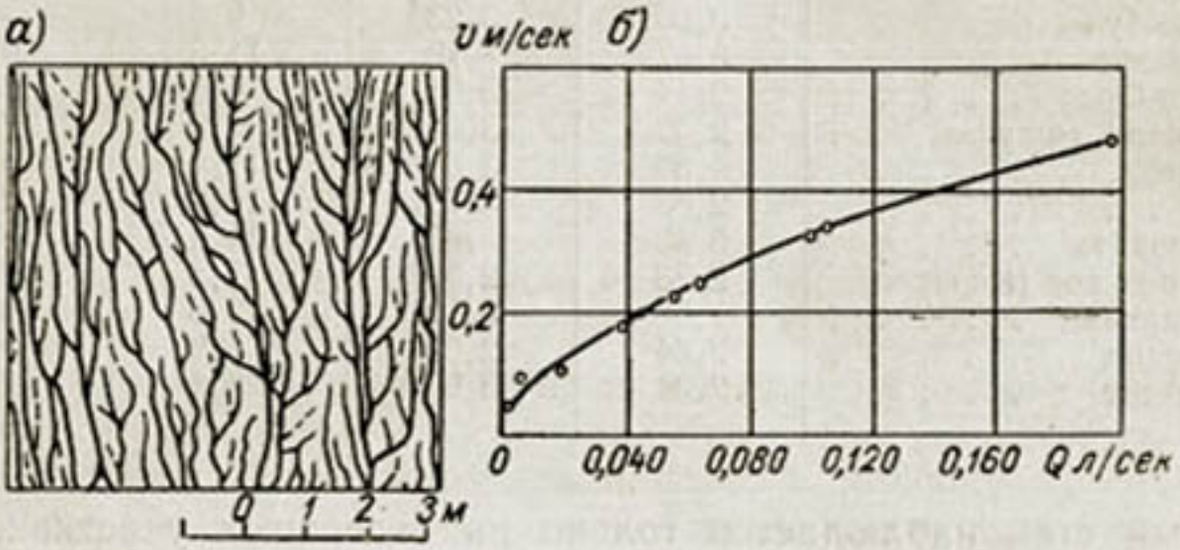


Рис. 76. Густота микроручейковой сети (*а*) и зависимость скоростей стекания (*б*) от величины расходов на эродированном склоне крутизной 32°.

по определению Ю. Б. Виноградова, оказалась равной 3,32 м/м² (рис. 76 *а*). На этой же площадке Виноградовым определялась скорость стекания воды (рис. 76 *б*). Согласно этим данным, продолжительность добегания поверхностного стока по склону длиной 200 м может быть оценена не более чем в 20 мин. при очень слабом стоке и не более чем в 5 мин. при интенсивном. Тем самым подтверждается мнение многих гидрологов [9, 14] о возможности не считаться со временем поверхностного склонового добегания при формировании паводков, в особенности выдающихся. Другое приходится сказать о склоновом добегании быстрого подземного стока. Скорости стекания его крайне разнообразны и нередко исчисляются сантиметрами в секунду и даже долями сантиметра. При таких скоростях «подземное склоновое» добегание со склона длиной 200 м будет продолжаться от десятков минут до нескольких часов и с ним уже нельзя не считаться при расчетах дождевых максимумов с малых водосборов.

На какую величину влажности почво-грунтов следует ориентироваться при расчете максимального дождевого стока?

Согласно наблюдениям Ю. Б. Виноградова [3], в горах южного района Средней Азии до высот 2000 м в течение года наблюдаются максимально возможные колебания влажности

почвы: от величин, меньших, чем максимальная гигроскопичность, до величины наименьшей влагоемкости и даже выше нее.

Однако в период выпадения основной массы жидких осадков, дающих слой $\geqslant$20 мм (февраль — май), представляющих для формирования высоких дождевых паводков наибольший интерес, поверхность водосбора характеризуется максимальным увлажнением, поскольку режим влажности почво-грунтов определяется режимом выпадения дождей и схода снега. К моменту начала

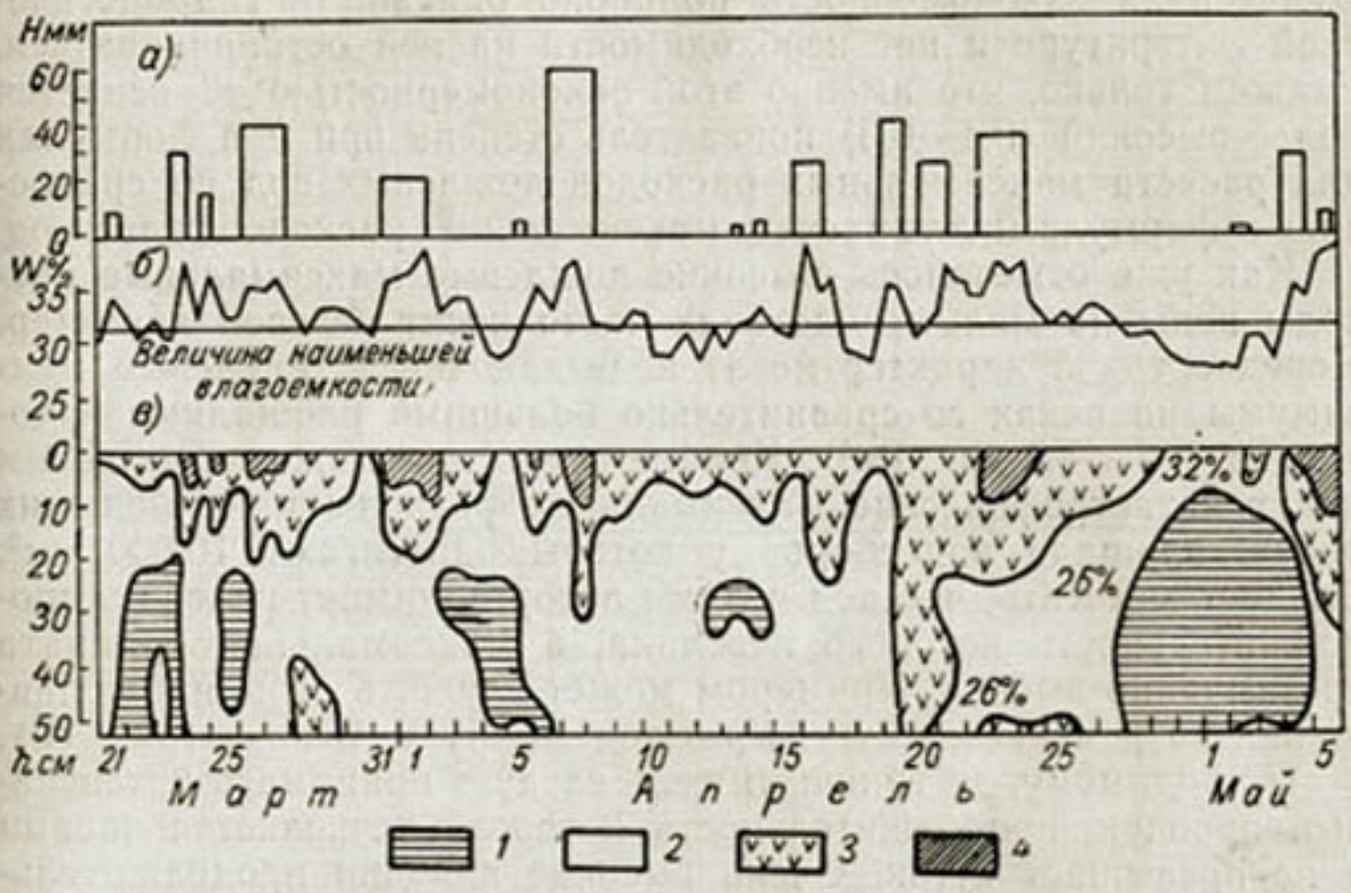


Рис. 77. Изменения влажности почвы за весенний период 1958 г. (р. Тарагайсай, южный склон хребта Каратепе).

а — осадки, *б* — ход влажности почвы в верхнем горизонте (0—4 см), *в* — хроноизоплеты влажности почвы (цифры означают величины наименьшей влагоемкости). Величины влажности: *1*) менее 25%, *2*) 25—30%, *3*) 30—35%, *4*) более 35%.

поверхностного стока влажность верхнего горизонта почво-грунтов почти всегда достигает влажности, соответствующей наименьшей влагоемкости, и даже может превысить ее. С другой стороны, наименьшая влагоемкость является такой почвенно-грунтовой константой, значительное превышение которой может наблюдаться лишь во время выпадения обильных осадков или сразу же после их окончания.

На основании сказанного Виноградов приходит к выводу, что основная масса всех дождевых паводков, проходящая по малым водотокам юга Средней Азии, сформирована при начальной влажности почво-грунтов, слагающих поверхность водосборов, близкой к их наименьшей влагоемкости. Результаты наблюдений Виноградова на водосборе р. Тарагайсай (рис. 77) подтверждают его вывод.

Переходя к рассмотрению модулей максимального дождевого стока, следует отметить, что величина их в значительной мере определяется размером площади водосбора. Более того, при формировании дождевых максимумов размер площади водосбора играет несомненно бóльшую роль, чем при формировании максимумов талых вод. Этот вывод следует хотя бы из того факта, что интенсивность дождей с увеличением площади уменьшается значительно быстрее, чем интенсивность снеготаяния. Отмеченная закономерность подробно описана в гидрологической литературе и нет необходимости на ней останавливаться. Укажем только, что именно этой закономерностью объясняется более высокий (0,4—0,6) показатель степени при F в формулах для расчета максимальных расходов дождевых вод по сравнению с формулами для расчета максимальных расходов талых вод.

Как уже отмечалось, высокие дождевые максимальные расходы воды на малых водотоках часто носят селевой характер. Нередко такой характер носят и выдающиеся дождевые максимумы на реках со сравнительно большими площадями водосборов (до 1—2 тыс. км²). Крайне редко приближаться к селям могут катастрофические максимальные расходы и на больших реках, площади водосборов у которых достигают 10 000 км². Следует заметить, что под селями автор понимает паводок, продолжительность которого невелика, а максимальная ордината чрезвычайно высока. Примером может служить сель, наблюдавшийся на р. Каттасае у г. Уратюбе 16—17/V 1939 г. (рис. 78).

По-видимому, за типичный сель следует принимать интенсивный паводок, продолжительность которого исчисляется часами и не превышает суток. Очень высокие паводки продолжительностью в несколько суток (до 3—4) целесообразнее называть селевыми паводками. Таким образом, основным признаком селя или селевого паводка автор считает отношение максимальной ординаты паводка к его продолжительности. Ясно, что кратковременные паводки с большой ординатой всегда отличаются большой мутностью и несут большое количество крупных наносов. Однако насыщение наносами, с точки зрения автора, является уже второй характеристикой селей, селевых паводков и просто паводков. По-видимому, можно считать, что сели содержат не менее 150—200 кг/м³ наносов, а селевые паводки — не менее 100 кг/м³ вблизи максимума. И по кратковременности и по содержанию наносов паводок, прошедший по р. Чирчик 8/IV 1959 г., можно считать селевым.

Переходя к рассмотрению селей и селевых паводков, следует сразу указать на то, что связные или структурные сели в условиях Средней Азии если и встречаются, то крайне редко[1],

[1] Согласно наблюдениям Ю. Б. Виноградова и М. Геткера в 1959—1961 гг., распространение связных селевых потоков в Средней Азии, по-видимому, гораздо больше, чем это принято считать.

поэтому в дальнейшем речь будет идти только о турбулентных, или текучих селях. Весьма важной отличительной особенностью селей является заторный характер их движения, благодаря чему образующиеся при прорывах заторов максимальные расходы селей могут во много раз превышать максимальные расходы обычных паводков, вызванных идентичными осадками. Заторы

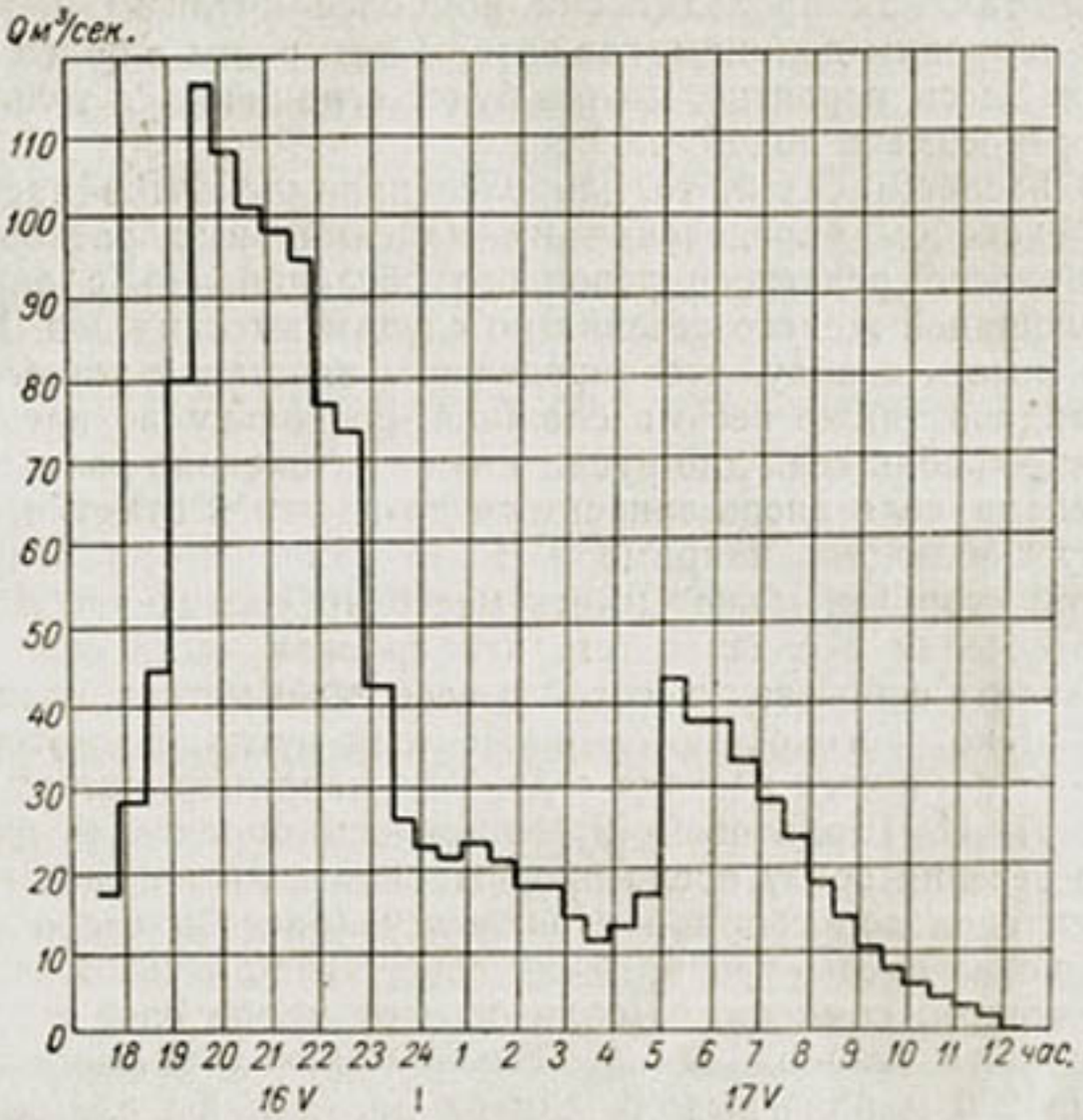


Рис. 78. Гидрограф селя на Каттасае у г. Уратюбе в мае 1939 г.

возникают в результате нагромождения камней в местах крутых поворотов, резких сужений и изменений уклона русла, обвалов и оползней, а также выноса наносов из боковых притоков. Прорывы этих заторов и являются главной причиной образования большого числа отдельных волн при прохождении селей. Так, например, при прохождении селя 8/VII 1921 г. на р. Малой Алмаатинке очевидцами насчитывалось до 80 валов. При прохождении селя 8/VII 1950 г. на р. Большой Алмаатинке наблюдалось 3—4 мощных вала высотой до 7 м, следовавших друг за другом с интервалами около 30 мин., и большое количество небольших валов. При таком заторном характере прохождения селей расчет максимальных расходов их крайне затрудняется и становится задачей, в значительной степени инди-

видуальной для каждого конкретного водотока, так как величина максимального расхода начинает зависеть от крупности переносимых камней, характера продольного профиля водотока, степени извилистости русла, числа его суждений, крутизны склонов и наличия на них осыпей и т. п.

Расчет селевых паводков, видимо, является задачей более простой, так как проходят они по более крупным водотокам и более широким долинам, где заторы возможны в более редких случаях. Здесь, вероятно, можно будет ограничиться только учетом переносимых водой наносов.

Что касается селей, то наиболее приемлемым в настоящее время способом определения их максимальных расходов является способ рекогносцировочного обследования с определением площадей живого сечения по следам высоких вод. Нужно, однако, иметь в виду, что определение площадей живого сечения — задача также весьма сложная, поскольку во время прохождения гребня селя дно русла может интенсивно размываться, а на спаде селя вновь заноситься до прежней отметки. Такую картину наблюдал, например, Н. М. Аксаков на Ширинсае. С другой стороны, может иметь место преувеличение площади живого сечения в связи с тем, что лобовая часть селя может представлять собой вал высотой в несколько метров, следы прохождения которого остаются на берегах русла, но которые не отражают истинного расхода селя. Так, например, автору совместно с Л. И. Шалатовой [21] пришлось определять площади живого сечения сразу после прохождения селя на одном из небольших саев водосбора р. Чонкзылсу (бассейн озера Иссык-Куль), когда следы уровня были совершенно четки и не вызывали никакого сомнения. Поблизости от цирка сая, в транзитной его части, площадь живого сечения оказалась равной 57 м^2, ниже на 200 м близ выхода сая на дно долины р. Чонкзылсу площадь живого сечения потока уже равнялась 22 м^2. К этому надо добавить, что уклон русла сая в районе первого створа был равен 0,38, а в районе второго створа — 0,18.

Из сказанного видно, что при рекогносцировочном обследовании никогда нельзя ограничиваться замером одного сечения. Кроме того, сечения надо выбирать по возможности с неразмываемым дном. Последнее условие, впрочем, далеко не всегда может быть соблюдено. Помимо площади живого сечения, необходимо знать и скорость движения селевого потока. Однако и в этом вопросе нет ясности. Высказываются мнения, что сопротивление селевого потока выше сопротивления обычного потока. С другой стороны, опыты, проведенные Е. К. Рабковой, показали, что селевые потоки, насыщенные мелкоземом, в транзитной части водосбора обладают меньшим сопротивлением вследствие уменьшения шероховатости (результат кольматации дна мелкими наносами). На основании опытов Рабкова [11] реко-

мендует среднюю скорость течения селевых потоков рассчитывать по формуле

$$v = 25\left(\frac{R}{K}\right)_c^{1,16}\sqrt{Ri},$$

где R — гидравлический радиус; i — уклон поверхности селевого потока; K — коэффициент физической шероховатости, определяемой по формуле Гончарова $K = 0{,}35D + 0{,}5$ мм (D — максимальный диаметр частиц, слагающих дно).

Рост отношения $\frac{R}{K}$ по мере увеличения объемного веса селевой массы (γ_c), создаваемого насыщением мелкоземом, Рабкова предлагает находить по формуле

$$\left(\frac{R}{K}\right)_c = \left(\frac{R}{K}\right) e^{7,4\left(\frac{\gamma_c}{\gamma_в} - 1\right)},$$

где $e^{7,4\left(\frac{\gamma_c}{\gamma_в} - 1\right)} > 1$, что соответствует увеличению скорости селевого потока по сравнению со скоростью водного потока в $e^{7,4\left(\frac{\gamma_c}{\gamma_в} - 1\right)}$ раз. Таким образом, вопрос определения скоростей селевого потока в настоящее время не может считаться решенным.

Ввиду кратковременности и редкости селей, а также невозможности применения к ним обычных гидрометрических приемов измерения сколько-нибудь достоверных расходов селей, по существу, замерено не было. В силу этого изученность селей в Средней Азии весьма ограничена и сводится главным образом к сведению о причинах селей, повторяемости их, распространенности по месяцам и по территории и о причиненном ущербе. Бывают сведения и о расходах селей, определенных визуально, но, как, правило, не внушающих доверия. Такие сведения неоднократно обобщались рядом специалистов [8], поэтому повторять их не имеет смысла. Укажем только, что сели в Средней Азии в основном вызываются интенсивными дождями и ливнями. Исходя из данных, приводимых Ф. К. Кочергой [8], можно подсчитать, что в республиках Средней Азии (без Южного Казахстана) 93% селей были обусловлены дождями и ливнями. Согласно тем же данным, 28,6% учтенных селей приходится на май, 20,4% — на июнь и 17,5% — на апрель. Таким образом, только на три месяца (апрель — июнь) приходится 66,5% всех учтенных селей. Все специалисты, обобщавшие сведения о селях, занимались определением и наиболее селеопасных районов. Очевидно, что такие определения могут быть лишь весьма условными, так как регистрация селей обычно ведется в обжитых районах. В связи с этим география селевых явлений безусловно

будет расширяться с развитием народного хозяйства среднеазиатских республик. С точки зрения автора, селеопасной является вся нижняя зона гор Средней Азии (до высот 2500—3000 м). В северных районах селеопасная зона может, по-видимому, распространяться и на несколько большие высоты. Конечно, повторяемость и интенсивность селей при этом будет оставаться различной в разных горных районах, как об этом можно судить по характеристикам дождей, приведенным выше.

Чрезвычайно важным вопросом является вопрос о твердом стоке селей и селевых паводков. К сожалению, данных по твердому стоку селей в Средней Азии чрезвычайно мало и относятся они только к взвешенным наносам.

В табл. 30 сведены известные автору мутности селей и селевых паводков, превышающие 100 кг/м^3, а также механический состав взвешенных наносов. В этой таблице приведены только мутности, измеренные непосредственно.

Обращает на себя внимание очень высокая мутность селевых, да и неселевых потоков. Мутности воды очень часто превышают 200 кг/м^3 и могут превышать 300 кг/м^3. Поразительнее всего то, что мутности воды могут быть исключительно высоки при малых расходах воды. Так, например, на Каттасае 14/VI 1957 г. при небольшом расходе (порядка 38 м^3/сек.) мутность воды была много выше, чем 14/V 1958 г., когда прошел расход около 100 м^3/сек. Несмотря на весьма неточное определение расходов воды, все же нельзя думать, что ошибки были столь велики. Можно привести еще примеры. На том же Каттасае 16/IV 1957 г. на подъеме паводка была зарегистрирована мутность воды 264 кг/м^3, тогда как наибольший расход не превышал 20 м^3/сек. При наибольшем расходе порядка 30 м^3/сек. 11/VI 1957 г. была зарегистрирована мутность 215 кг/м^3. Оба приведенных случая не вошли в табл. 30 [1].

Зарегистрированные мутности воды свидетельствуют о том, что при расчете максимальных расходов и объемов дождевых паводков селевого характера вряд ли допустимо принимать мутности менее 200 кг/м^3. Следует иметь в виду, что очень высокой может быть мутность селевых паводков и на сравнительно крупных реках. Примером этого служат селевые паводки на реках Исфара, Аксу и даже Чирчик. На реках Исфара и Чирчик мутности воды превышали 100 кг/м^3, а на р. Аксу почти достигали 300 кг/м^3. Нужно при этом отметить, что расход 100 м^3/сек. на р. Исфара не относится к разряду очень редкой повторяемо-

[1] На Каттасае были зарегистрированы мутности воды примерно десяти дождевых паводков. Из них в табл. 30 приведены только два паводка, отличавшиеся наибольшей величиной расходов. Остальные случаи прохождения дождевых паводков не приводятся, так как для Каттасая расходы порядка 30 м^3/сек. и менее не могут считаться селевыми, несмотря на очень высокую мутность воды в некоторых случаях.

Таблица 30

Место и время прохождения селя или селевого паводка	Фаза режима и примерный расход на гребне	Мутность воды, кг/м³	Состав наносов (%) при размере фракций (мм)					
			>1	1—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	<0,01
р. Исфара, с. Рават, 29/V 1935 г. [17]	?, 110 м³/сек.	118	0,6[2]	0,2[3]	0,8		28,0	70,4
р. Аксу, 4/VI 1958 г.	Начало	11,4	—	0,8	1,0	7,0	16,7	74,5
	Гребень	267	—	—	1,6	5,8	25,0	67,6
	Спад 110 м³/сек.	277						
Уйгурсай [12]	? 24 м³/сек.	262	11,0	—	—	10[1]	32	47
Каттасай, г. Уратюбе, 14/VI 1957 г.	Гребень 38 м³/сек.	310	—	9,7	6,3	27,0	36,5	20,5
Каттасай, г. Уратюбе, 14/V 1958 г.	Начало	175	—	0,6	1,5	13,3	31,6	53,0
	Подъем	178	—	1,0	1,1	12,4	23,7	61,8
	Подъем	141	—	1,0	1,6	13,2	19,0	65,2
	Спад, 100 м³/сек.	121	—	1,3	2,6	14,4	21,4	60,3
Басманды, 8/VI 1957 г.	Гребень 4,3 м³/сек.	184	—	—	0,2	1,8	17,1	80,9
Даганасай, 14/V 1958 г.	Подъем	184	—	3,6	5,1	15,6	22,0	53,7
	Гребень, 118 м³/сек.	212	—	3,3	1,7	19,6	22,9	52,5
Тогузбулак (бас. озера Иссык-Куль), 4/VIII 1954 г. [23]	Спад	200	—	4,7	11,0	24,6	25,0	34,7
Сай в водосборе Чонкзылсу (бас. озера Иссык-Куль), 14/VII 1956 г. [21]	Спад	206	2,4	5,0	3,9	10,6	18,7	59,4
Сай в г. Пуль-и-Хумри (Афганистан), 31/V 1957 г.	Спад	245	—	0,3	0,9	5,6	30,5	62,7
р. Чирчик, Газалкентская плотина, 8/IV 1959 г.	Гребень	136	—	—	—	—	—	—

[1] Фракция 0,12—0,05 мм.
[2] Фракция >0,5 мм.
[3] Фракция 0,5—0,25 мм.

сти. Расход порядка 2000 м³/сек. на р. Чирчик был безусловно выдающимся. Что касается р. Аксу, то расход 100 м³/сек. относился, видимо, к селю, а не к селевому паводку. Судить об этом не имеется возможности, так как продолжительность дождевого паводка остается неизвестной. Как бы то ни было, но чрезвычайно высокая мутность при прохождении селевых паводков, даже на такой крупной реке, как Чирчик, остается фактом, хотя вероятность такого события сравнительно редка.

Рассмотрение состава взвешенных наносов при прохождении селей и селевых паводков показывает, что преобладает фракция менее 0,01 мм. Содержание ее почти всегда превышает 50% и, по-видимому, нередко достигает 70% и более. Исключение составляет сель, прошедший по саю Тогузбулак 4/VIII 1954 г., когда содержание фракции менее 0,01 мм едва превышало $^1/_3$ веса взвешенных наносов.

Изменчивость максимальных расходов дождевых паводков

Изменчивость дождевых максимальных расходов изучена крайне слабо. Можно только отметить, что она выше изменчивости талых максимальных расходов. Так, например, по данным В. П. Черногорова [18], изменчивость дождевой составляющей максимальных годовых расходов воды р. Ангрен у ст. Турк характеризуется $C_v=0{,}84$, а талой — $C_v=0{,}33$. Несмотря на приближенность выделения дождевой и талой составляющих максимальных расходов воды, приведенные числа с качественной стороны правильно освещают природу дождевых и талых максимумов.

Особенно велика изменчивость дождевых максимальных расходов воды на малых водотоках (саях). Здесь коэффициенты вариации дождевых максимумов, по-видимому, часто превышают 1,0.

Заканчивая рассмотрение дождевых максимальных расходов и объемов дождевых паводков, надо подчеркнуть следующее.

1. Способов расчетов дождевых паводков и их максимальных ординат для условий Средней Азии, по существу, нет. Имеющиеся эмпирические и полуэмпирические способы расчетов не гарантируют от грубых ошибок (до 100% и более).

2. Проблема расчета дождевых паводков не будет решена до тех пор, пока не будут организованы в типичных бассейнах опытные станции с густой сетью наблюдательных пунктов. Нужно при этом иметь в виду, что такие станции потребуют весьма значительных затрат. Однако они совершенно необходимы, так как мы вступаем в эпоху детального изучения взаимосвязей между гидрологическими явлениями и факторами, их определяющими. В настоящее время никого не удивляет, что существенные достижения в области, например, физики требуют

весьма больших затрат сил и средств. Нужно привыкнуть к этой мысли и в гидрологии. Сказанное, конечно, относится не только к дождевым паводкам, но и ко всем вопросам этой науки.

3. Выдающиеся дождевые паводки, в особенности на реках с малыми водосборами, встречаются крайне редко (изменчивость их очень высока). Часто по сухим или почти сухим руслам много лет подряд проходят сравнительно небольшие расходы, а затем совершенно неожиданно наступает катастрофа.

Весьма малая вероятность выдающихся дождевых максимальных расходов воды приводит к самоуспокоению. Инженеры-гидротехники часто требуют от гидрологов снижения расчетных максимальных расходов воды, так как эти расходы превышают те, которые могут пропускаться через уже намеченные гидротехнические сооружения. И это продолжается, несмотря на жестокие уроки. Достаточно напомнить селевые потоки, сбросившие свои воды и наносы в канал Шаарихансай, хотя до этого случая в рассматриваемом районе саи в течение многих лет, по существу, бездействовали. Сели неоднократно повреждали деривационный канал Фархадской ГЭС, и потребовались специальные мероприятия по защите его от них, хотя в первоначальном проекте данные автором весьма скромные расчетные расходы саев, пересекающих деривацию, не были приняты проектировщиками и сокращены. В настоящее время расчетные расходы существенно повышены против рассчитанных автором. Можно вспомнить и совсем недавнее прошлое — селевые паводки и сели, прошедшие в апреле 1959 г. по рекам Чирчик, Ангрен и многим их притокам.

Перечень тяжелых последствий от недоучета редкой повторяемости выдающихся дождевых паводков легко продолжить. Однако вряд ли в этом есть необходимость.

Сказанное лишний раз показывает необходимость планомерного изучения формирования дождевых паводков, в том числе селей, что, повторяем, невозможно без крупных затрат на проведение многолетних специальных научных исследований.

Глава VIII

МЕЖЕНЬ И МИНИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ВОДЫ

Межень и ее характеристика

Подавляющее большинство авторов определяют межень как фазу водного режима реки, когда поверхностное питание либо отсутствует, либо почти прекращается. Таким образом, во время межени питание реки исключительно или почти исключительно осуществляется за счет подземных (грунтовых) вод[1]. Последнее

[1] В отношении горных рек правильнее говорить о подземном питании.

определение П. С. Кузина [2] подтверждает это понятие межени. Действительно, он следующим образом определяет межень: «Меженью называется период длительных (сезонных) низких уровней и расходов воды («маловодий)», которые обычно устанавливаются на реках вследствие прекращения поверхностного стока, когда реки переходят на подземное питание, главным образом за счет грунтовых вод».[1]

Для рек Средней Азии такое понятие межени может быть приложимо с весьма значительными оговорками в связи с такими особенностями климата, как выпадение дождей и подтаивание снега в низких частях водосбора практически на протяжении всего «внеполоводного» периода, особенно в годы с теплыми и богатыми осадками зимами. Поэтому совершенно правильно З. В. Джорджио [1] в свое время писала: «Если применить строго этот критерий для выделения межени на реках Средней Азии, то окажется, что не для всех рек и не за все годы вообще можно было бы выделить ее из годового цикла». По этой причине Джорджио предлагала принимать за меженный период такой период, когда питание за счет таяния ледников и запасов снега исключено. Однако и такое определение межени не является вполне строгим в отношении рек Средней Азии, и сама Джорджио отступала от своего определения, допуская в период межени подтаивание снежного покрова до высот 2000—2500 м. Таким образом, в отношении рек Средней Азии под меженью следует понимать такую фазу водного режима, когда снеговое и ледниковое питание близко к своему минимуму. Мы сознательно не употребляем термин «поверхностное питание», так как в отношении среднеазиатских рек оно также условно (см. главу II).

Кроме того, говорить об устойчивости уровней и расходов воды на реках Средней Азии в период межени не приходится, в особенности для рек с низко расположенными водосборами и в мягкие влажные зимы.

Исходя из сказанного выше, можно предположить, что гидрографы межени будут различны для рек с разной высотой водосбора. Это отмечала еще Джорджио: «Кривые изменения водоносности в межень для рек с высокими водосборами имеют вид длинного «шлейфа» — расходы воды от начала и до конца межени снижаются постепенно и достигают минимальных значений в начале весны, накануне следующего половодья. Такой же шлейф представляют и кривые изменения водоносности рек со средними высотами водосборов... Отличие от рек первой группы лишь в том, что минимальные расходы приходятся на более ранние сроки, а именно на наиболее холодные месяцы —

---

[1] В сборнике определений основных гидрологических терминов и понятий [3] в межень допускается сильное уменьшение поверхностного стока, что, конечно, более правильно.

январь или февраль. На реках с наиболее низкими высотами водосборов в самом начале межени снижение также происходит быстро, но затем в сентябре или октябре прекращается. В дождливое предзимье (в ноябре — декабре) водоносность рек может снова увеличиваться. Дальше с понижением температуры воздуха осадки в Средней Азии и в ее горных районах выпадают уже преимущественно в виде снега и расходы воды снова понижаются — наступает второй, зимний минимум». Джорджио в общем правильно подметила различный характер межени у рек

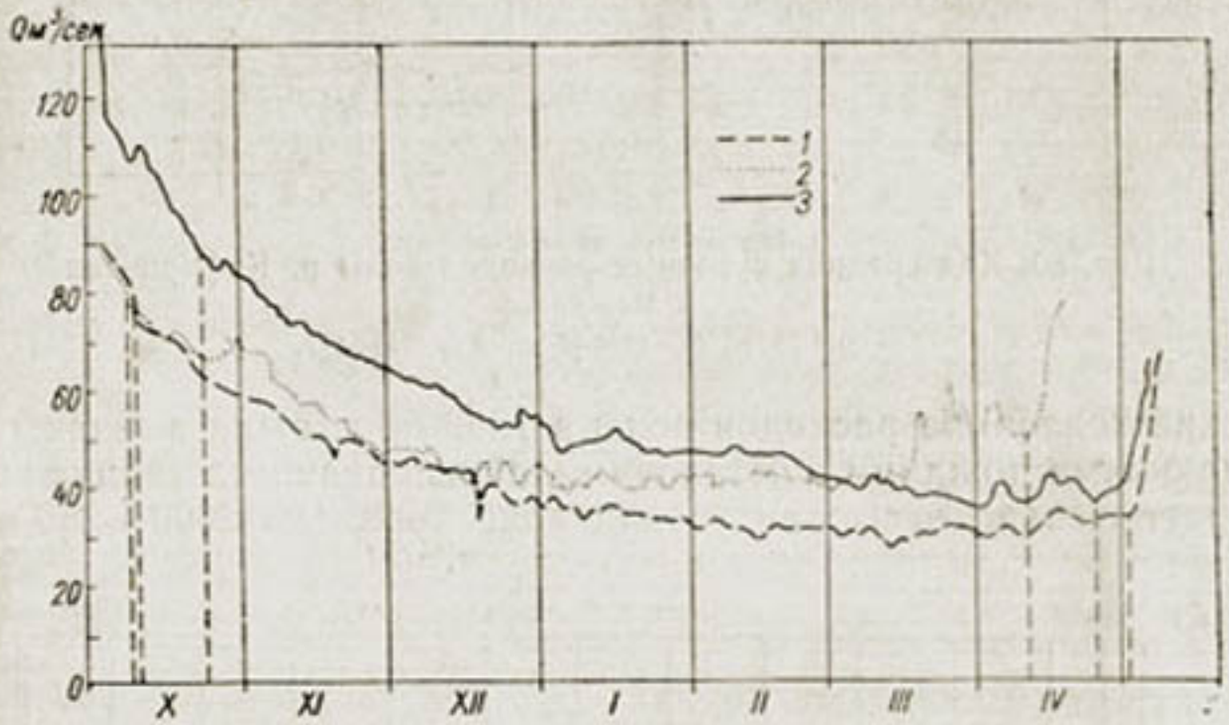


Рис. 79. Ход средних суточных расходов р. Зеравшан в межень.
1 — 1949-50 г., *2* — 1940-41 г., *3* — 1938-39 г.

с различными высотами водосборов. Ее определения нуждаются только в некоторых уточнениях.

Для рек с наиболее высоко расположенными водосборами (ледниково-снеговое питание) межень действительно характеризуется постепенным спадом расходов воды. Однако на протяжении межени наблюдаются колебания расходов воды, в отдельные годы довольно значительные (рис. 79). Колебания эти вызываются различными причинами: дождями, подтаиванием снега, ледовыми образованиями, создающими зажоры. Кроме того, на реках ледниково-снегового питания в отдельные годы в конце межени может наблюдаться небольшое увеличение расходов воды, обусловленное, видимо, подтаиванием снега, во всяком случае в южных районах Средней Азии (рис. 79).

Что касается рек со средними высотами водосбора (реки снегово-ледникового питания), то характер межени у них отвечает определению Джорджио далеко не во все годы, по крайней мере для южного района Средней Азии. Примером может служить хотя бы р. Кафирниган (рис. 80). На рисунке видно, что в 1953-54 г., сравнительно теплом и отличавшемся большим ко-

личеством осадков, межень на р. Кафирниган характеризовалась резкими колебаниями расходов воды. Гидрограф межени в этом году скорее похож на гидрограф реки с паводочным режимом.

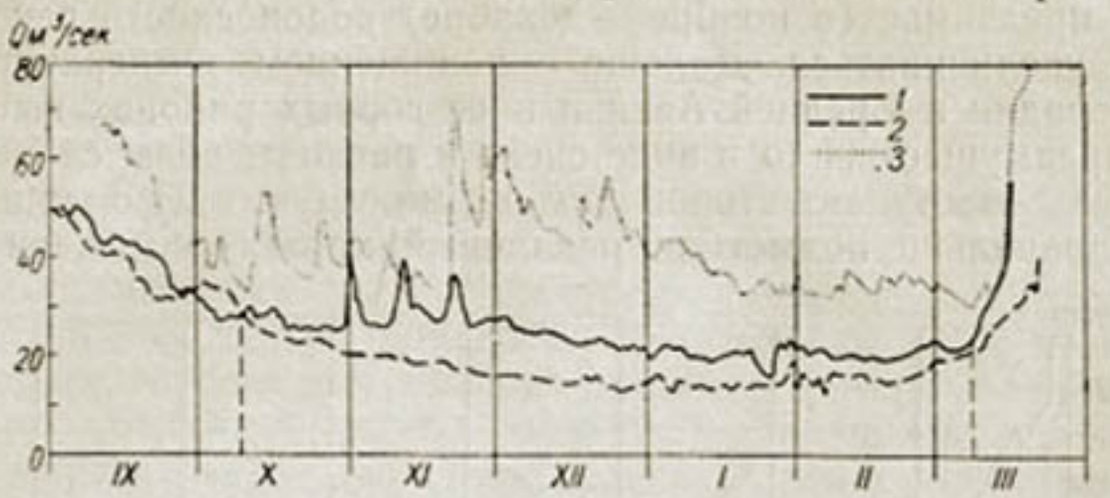


Рис. 80. Ход средних суточных расходов воды р. Кафирниган в межень.

1 — 1944-45 г., *2* — 1946-47 г., *3* — 1953-54 г.

Резкие колебания расходов воды в 1953-54 г. были вызваны выпадающими дождями и оттепелями, обусловившими таяние снега в сравнительно невысоких зонах водосбора (до 2000—2500 м).

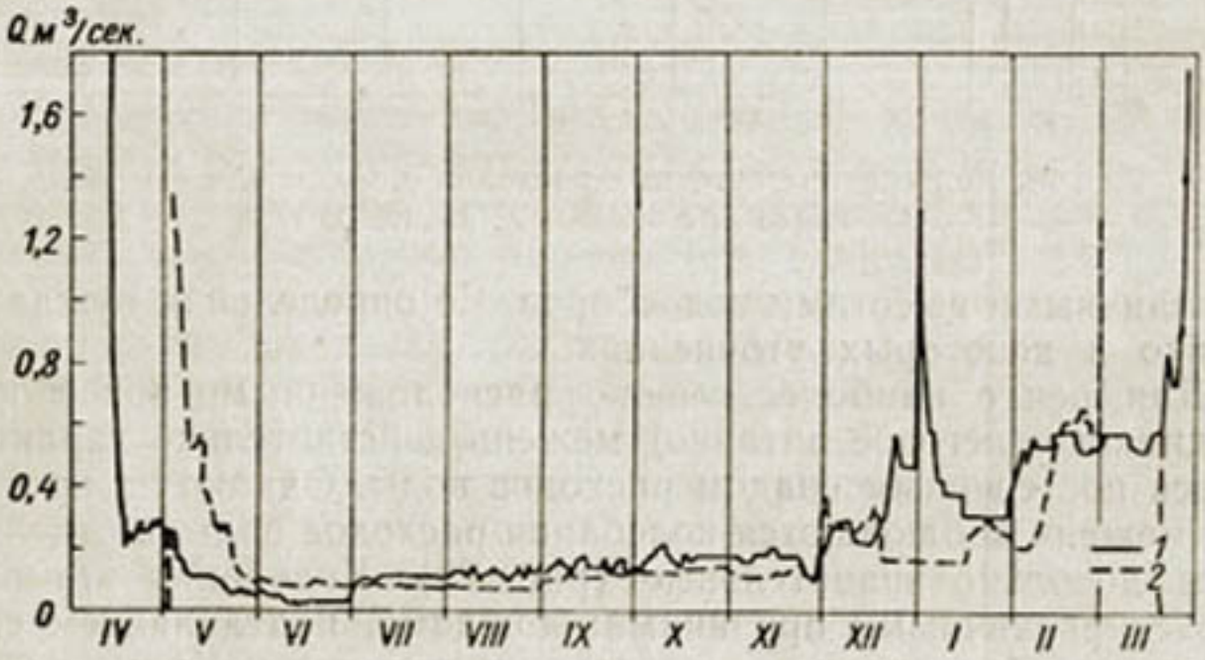


Рис. 81. Ход средних суточных расходов воды р. Кичик-Уру в межень.

1 — 1946-47 г., *2* — 1948-49 г.

Еще менее устойчивы расходы воды в межень на реках с низко расположенными водосборами (реки снегового и в особенности снегово-дождевого питания). У этих рек во многие годы на протяжении межени расходы воды могут резко колебаться за счет выпадения дождей и подтаивания снега. Кроме того, у них не обязателен двойной минимум в межень, как это отмечает Джорджио. Наконец, на реках с низко расположенными

водосборами южной части Средней Азии, где дожди летом и в первой половине осени крайне редки, в этот период расходы воды во многие годы колеблются незначительно (рис. 81). Относительная устойчивость расходов воды объясняется, очевидно, отсутствием дождевого и снегового питания, так как снег в начале лета на водосборах подобных рек полностью стаивает (могут оставаться только незначительные по площади снежники).

Таким образом, можно сделать общий вывод, что чем ниже располагается водосбор, тем все большую роль в формировании стока межени играет дождевое и снеговое питание, в результате чего имеют место все более резкие колебания расходов воды. Лишь у рек с наиболее высокими водосборами во все годы сток межени почти полностью обусловлен базисным стоком.

Элементы межени

Такие элементы межени, как начало, конец, продолжительность, не могут не зависеть от условий питания рек в период половодья, а следовательно, и от высот водосборов. Например, начало межени в основном обусловлено прекращением интенсивного и продолжительного таяния снега и льда. Указанное же условие не может не определяться распределением высотных зон водосбора реки. Можно предположить, что начало межени при низких высотах водосбора вследствие истощения запасов снега начинается рано, еще летом. С увеличением высот водосборов начало межени отодвигается на более поздние сроки (до октября включительно). Однако когда высоты водосборов становятся очень большими и, следовательно, когда высокогорные зоны занимают большие площади, конец таяния снега и льда может наступать раньше вследствие недостатка тепла, и на таких водосборах межень снова может начинаться несколько раньше. Высказанные предположения полностью подтверждаются рис. 82.

На рисунке видно, что у рек ледниково-снегового питания межень в среднем начинается в октябре, у рек снегово-ледникового питания начало межени может наблюдаться в сентябре, а у рек с низко расположенными водосборами передвигается на август и даже июль.

Поскольку конец межени определяется началом интенсивного таяния снега на водосборе, он также не может не зависеть от $H_{ср}$ водосборов. Однако зависимость конца межени от $H_{ср}$ несколько более сложна, чем зависимость начала межени, так как на начало интенсивного снеготаяния оказывают более существенное влияние условия увлажнения водосборов атмосферными осадками, определяющие распределение снега на водосборе. По этой причине зависимость конца межени от $H_{ср}$ водосборов для южного района Средней Азии имеет две ветви (рис. 83). Верхняя ветвь относится к рекам бассейнов Зеравшана и Пянджа, а ниж-

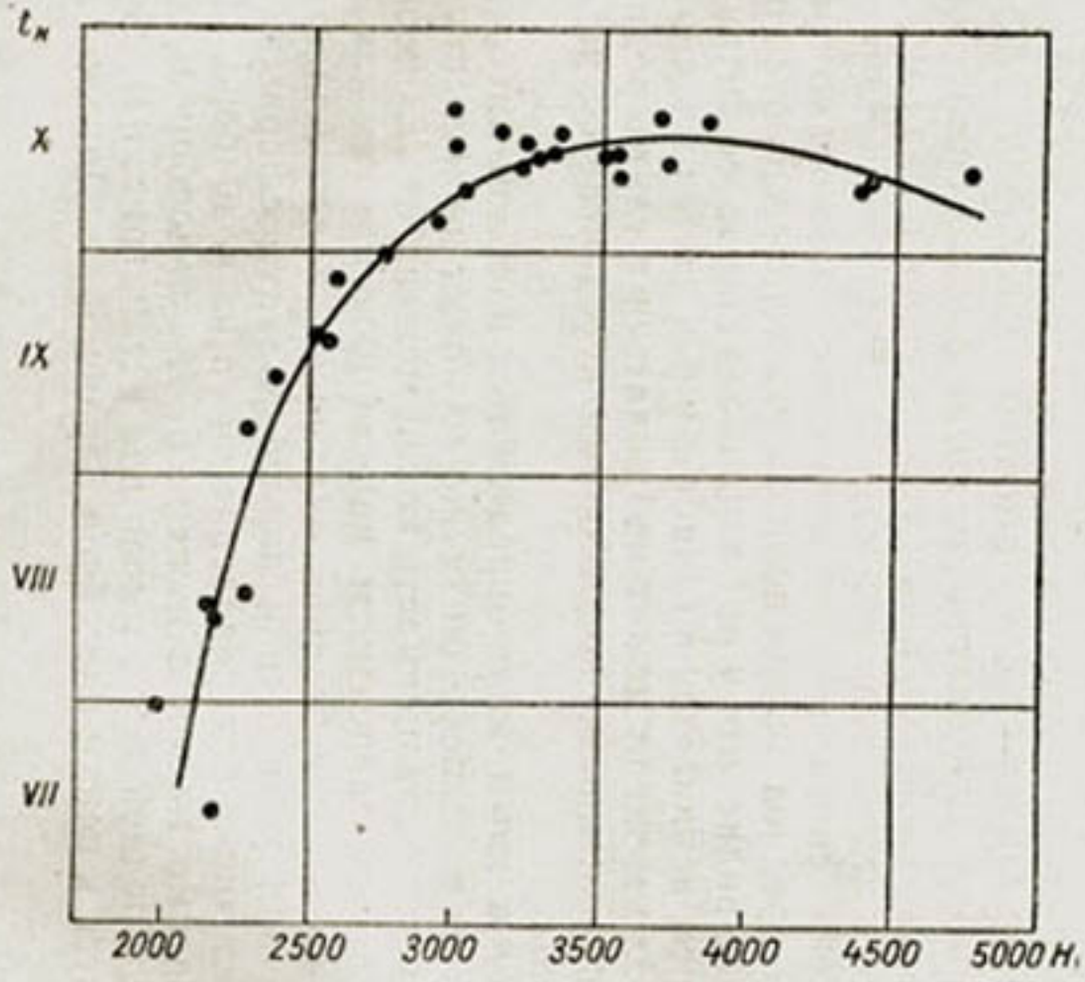


Рис. 82. Зависимость средних дат начала межени ($t_н$) от средних взвешенных высот водосборов ($H_{ср}$) для рек южного района Средней Азии (данные З. Мамбетовой).

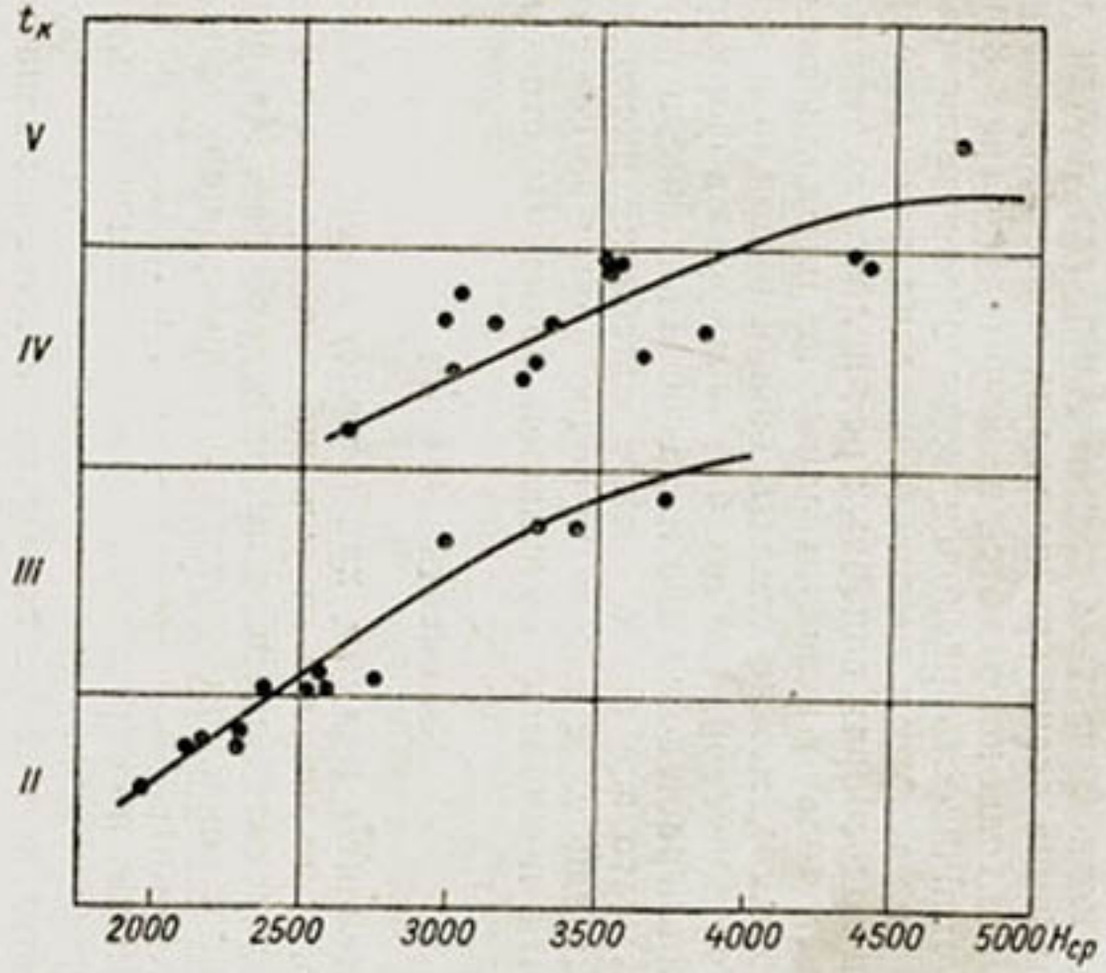


Рис. 83. Зависимость конца межени ($t_к$) от средних взвешенных высот водосборов ($H_{ср}$) для южного района Средней Азии.

ияя — к рекам бассейнов Вахша, Кафирнигана и др., значительно лучше увлажняемых, поэтому конец межени у них при одной и той же $H_{ср}$ наступает раньше (на 20—30 суток). На рисунке видно, что конец межени у рек с низко расположенными водосборами может иметь место уже в середине февраля, а у рек с высокими водосборами передвигается на май.

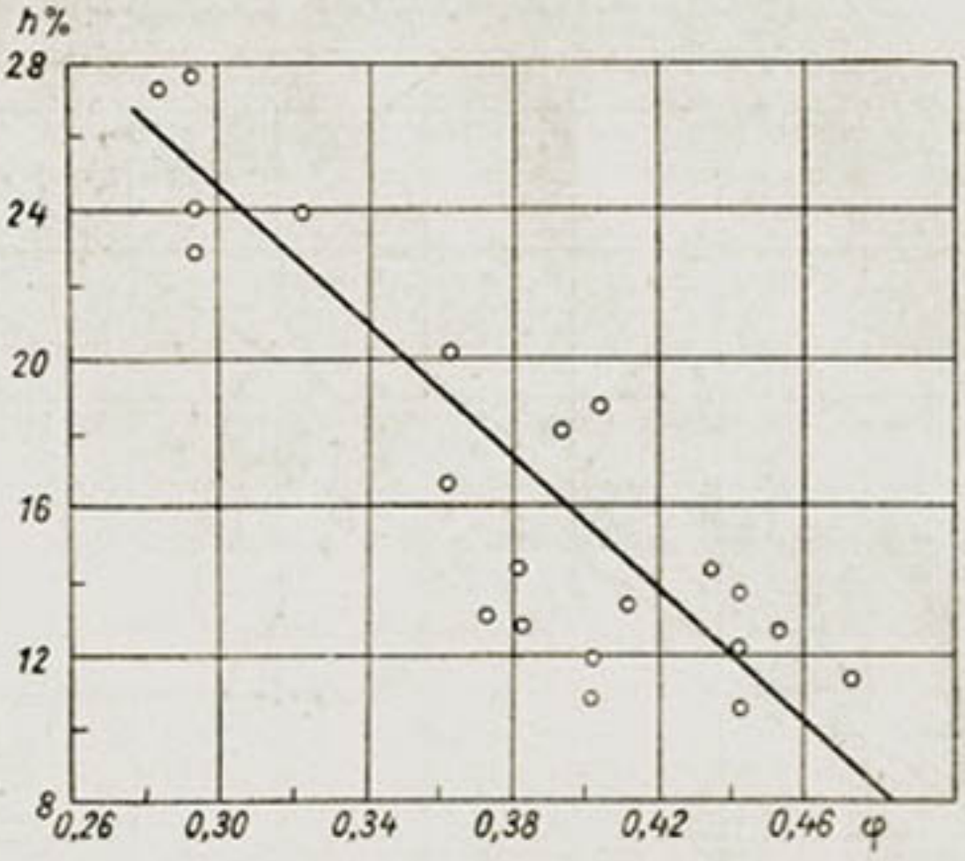


Рис. 84. Зависимость долей меженного стока в годовом (h) от коэффициента внутригодовой неравномерности стока (φ) для южного района Средней Азии.

В свете сказанного о начале и конце межени ясна и зависимость ее продолжительности от средней высоты водосбора. Отметим только, что наименьшей продолжительностью межени отличаются реки со средними высотами водосборов (2600—3200 м), характеризующиеся наиболее благоприятным сочетанием величин снегозапасов и продолжительности теплого периода. У таких рек продолжительность межени может снижаться до 150 суток.

Со снижением и повышением водосборов продолжительность межени возрастает и достигает 220 суток (при $H_{ср} = 2200$ м и $H_{ср} = 4500$ м). Следует подчеркнуть, что З. В. Джорджио [1] в общем качественно правильно представляла зависимость рассмотренных элементов межени от высотных условий водосборов.

Объем межени на реках Средней Азии может опускаться ниже 10% и достигать 30% годового. По понятным причинам, доля меженного стока в годовом имеет тенденцию быть наименьшей в среднем диапазоне высот водосборов и наибольшей при

малых и очень больших высотах. Однако такая зависимость не может быть тесной, так как на относительный объем межени не могут не оказывать большого влияния геологические особенности водосбора.

Значительное влияние геологических факторов на относительную величину межени определяет довольно тесную связь

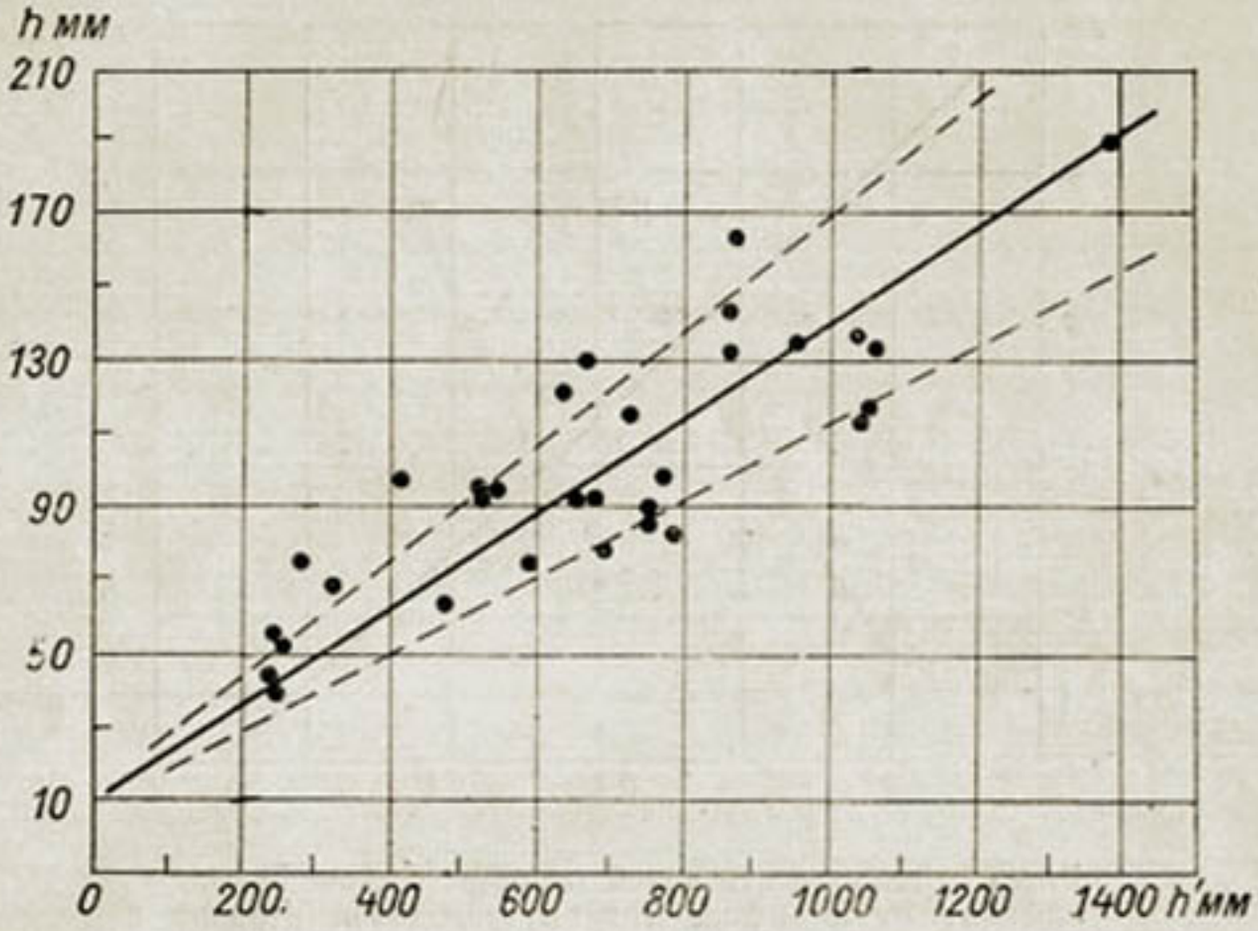


Рис. 85. Зависимость среднего многолетнего слоя меженного стока (h) от годового (h') для южного района Средней Азии.

между долей меженного стока в годовом и коэффициентом внутригодовой неравномерности стока (φ). Подобная зависимость для южного района Средней Азии представлена на рис. 84.

Физически понятная зависимость среднего многолетнего слоя меженного стока от годового для того же района Средней Азии приведена на рис. 85. Подобного рода связи позволяют определять средний многолетний слой меженного стока в неизученных пунктах, зная норму стока. Небезынтересно отметить, что аналогичная связь не с годовым стоком, а с половодным получилась не теснее, поэтому нет смысла в этом случае оперировать со слоем половодья.

Изменчивость объема межени

Как уже указывалось, во время межени снеговое и ледниковое питание сводятся к минимуму, а базисный сток приобретает наибольшее значение. По этой причине изменчивость меженного

стока меньше изменчивости годового и тем более половодного стока.

Коэффициенты вариации меженного стока ($C_{v_{меж}}$) рек южного района Средней Азии и Ферганской долины колеблются (округленно) в пределах 0,10—0,40, на долю $C_{v_{меж}}$, равного 0,10—0,25, приходится 76% случаев, на $C_{v_{меж}} < 0{,}10$ падает 5%, на $C_{v_{меж}}$, равное 0,25—0,40, уже 17%. Для ориентировочных расчетов стока межени коэффициенты вариации можно устанавливать по уравнению

$$C_{v_{меж}} = 0{,}64 C_v + 0{,}036.$$

В пределах зоны отклонений $\pm 0{,}05$ укладываются, по существу, все точки. Средняя величина отношения $\frac{C_{v_{меж}}}{C_v} = 0{,}83$.

В отношении хронологической последовательности меженного стока разной величины можно сказать то же, что и в отношении годового и половодного стока: имеется тенденция к группировке лет с различной степенью водности.

Минимальные расходы воды и факторы, их определяющие

Если бы расходы воды в межень определялись только базисным стоком, то минимальные расходы воды должны были бы наблюдаться в конце ее. Однако этому условию в наибольшей степени удовлетворяют только реки с высокими водосборами. Но и у них в некоторые годы перед концом межени имеет место некоторое повышение расходов воды, обусловленное либо подтаиванием снега в нижних зонах водосборов, либо дождями, значительная часть которых, выпадая на сильно увлажненную поверхность земли (часто только что освободившуюся от снежного покрова), стекает в речную сеть. Что касается рек с низко расположенными водосборами, то у них расходы воды могут достигать минимальных значений в любое время, нередко даже в начале межени, в зависимости главным образом от хода температур и осадков в меженный период, обусловливающих дождевое и снеговое питание реки.

Поскольку, однако, минимальный расход представляет собой наименьшую ординату межени, минимальные расходы в большей степени, чем межень, определяются подземным питанием реки[1]. В связи с этим для минимальных расходов воды значительную роль, бóльшую даже, чем для межени, приобретают факторы,

[1] Точнее, той частью подземного питания, которая автором называется базисным стоком. В дальнейшем, употребляя термин подземное питание, будем подразумевать именно эту часть подземного питания.

определяющие величину питания подземных вод и условия выхода их на поверхность.

Из числа этих факторов в пределах горной области, несомненно, первое место принадлежит количеству осадков и геологическому строению водосборов.

Как это уже не раз подчеркивалось, основное значение для величины стока вообще и минимального в частности имеет не общее количество осадков, а только твердая их часть. Это следует из того факта, что жидкие осадки, за исключением наиболее интенсивных и продолжительных, создающих разрушительные сели на низко расположенных и небольших по площади водосборах или дождевые пики на крупных реках, преимущественно испаряются со смоченной поверхности почвы и транспирируются растительностью, слабо питая подземные воды [1]. Другими словами, основным источником питания подземного стока, так же как и поверхностного, являются талые воды, причем питание как первого, так и второго наиболее интенсивно протекает почти одновременно или одновременно.

В отношении геологического строения водосборов необходимо заметить следующее. Из всех геологических факторов, оказывающих воздействие на минимальный сток, наибольшее значение имеют водные свойства пород. Водоносность (водообильность) коренных пород в свою очередь в основном определяется степенью их трещиноватости, а водоносность рыхлых отложений — механическим их составом. Среди коренных пород наиболее трещиноваты, а следовательно, и наиболее водообильны известняки, дающие большое количество источников со значительными расходами, измеряемыми десятками, а в некоторых случаях даже сотнями литров в секунду. Второе место по водоносности занимают граниты; в районах распространения их обычно наблюдается довольно много маломощных источников с дебитом от нескольких литров до долей литра в секунду. По трещиноватости и связанной с ней водоносности эффузивные породы значительно уступают гранитам. Еще меньшей трещиноватостью обладают сланцы, кварциты и контактно-метаморфические породы. Редко наблюдаемые выходы воды из этих пород обычно связаны с тектоническими зонами их дробления.

Представление о влиянии литологического состава пород на величину подземного питания рек могут дать данные (табл. 31), приводимые Д. И. Щеголевым и Н. И. Толстихиным [6] для бассейна р. Талдыэспе (Северный Казахстан).

Приведенные данные наглядно показывают, что известняки по своей водообильности резко выделяются из всех других плот-

---

[1] Как отмечалось, исключение могут представлять весенний и осенний периоды, когда влажность почвы велика (в особенности вскоре после схода снега), а растительность еще начинает или уже заканчивает вегетацию.

ных трещиноватых пород, поэтому на водосборах со значительным их распространением мы вправе ожидать повышенный минимальный сток. Это можно иллюстрировать данными табл. 32.

Таблица 31

Породы	Площадь на один источник, км²	Расход источника на 1 км², л/сек.
Известняки	1,6	1,0
Граниты	1,8	0,4
Эффузивные породы	4,3	0,1
Кварцы и контактно-метаморфические породы	12,0	0,04

Таблица 32

Река	M_3 л/сек. км	Площадь известняков в % от площади водосбора	Минимальный средний месячный модуль стока, л/сек. км²
Ангрен	14,2	0,0	2,63
Коксу	29,6	74,7	8,63
Исфара	8,62	43,5	2,28
Шахимардан	6,55	53,1	3,61
Кашкадарья	12,6	71,2	4,70
Танхаз	10,5	0,0	2,37

Здесь были приведены данные по парам рек, расположенным поблизости друг от друга, но в водосборах которых распространение известняков резко различно. Отклонения от описанной выше закономерности, однако, часты по причинам, которые станут ясны из дальнейшего.

Рыхлые отложения широко распространены не только в предгорьях и на равнинах, но и в горной области. Они представлены делювиальными и элювиальными отложениями, прослеживающимися по склонам и водоразделам гор, галечниковым аллювием, протягивающимся узкими, часто прерывистыми полосами вдоль поверхностных водотоков, ледниковыми отложениями, встречающимися по дну торговых долин, и, наконец, пролювиальными отложениями, выполняющими горные котловины и долины. Делювиальный покров содержит в общем ничтожное количество подземных вод, но его состав имеет большое значение в питании трещинных вод. Если материал делювия хорошо водопроницаем, происходит накопление подземных вод (например, делювий на гранитах), тогда как глинистый делювий способствует поверхностному стоку или, обладая высокой влагоемкостью, испарению

влаги в атмосферу (сланцы). Аллювиальные отложения в пределах горной области распространены, как правило, слабо и представлены преимущественно галечниками, являющимися среди рыхлых отложений наиболее водоносными. Их роль в питании рек, вероятно, невелика.

Ледниковые отложения, несмотря на свое в общем незначительное распространение, играют довольно существенную роль в формировании минимального стока, так как, будучи легко водопроницаемыми, они часто сплошь пропитаны водой и нередко являются истоками поверхностных водотоков.

Пролювиальные отложения горных котловин и долин в полосе, прилегающей к подножию гор, представлены плохо отсортированными галечниками и гравием, сравнительно хорошо водопроницаемыми. С удалением от гор пролювиальные отложения обогащаются мелкоземистыми прослойками и постепенно сменяются суглинками с плохими водопроводящими свойствами. Горные котловины и долины играют роль своеобразных подземных водохранилищ, иногда существенно регулируя поверхностный сток. Наглядным примером этого является Кочкорская долина в бассейне р. Чу, оказывающая значительное влияние на формирование ее минимального стока.

Водообильность коренных пород определяется, конечно, не только литологическим их составом и не только водными свойствами и мощностью прикрывающего их чехла рыхлых отложений, но и еще целым рядом факторов, среди которых значительное место занимает тектоническое строение. Так, например, к зонам разломов часто приурочены выходы источников с большим дебитом даже в районах, в общем бедных поверхностными и подземными водами. Вот почему трудно ожидать тесной связи между величиной минимального стока и распространением в водосборе различных пород в том виде, как он дается на геологических картах, на которых снят покрывающий коренные породы слой рыхлых отложений. Это уже можно было заметить на примере рек Исфара и Шахимардан, у которых минимальные модули стока более резко отличаются друг от друга, чем площадь распространения известняков.

В пределах равнинной области, где широкое развитие получают рыхлые отложения, а питание подземных вод благодаря орошению очень интенсивно, минимальный сток по сравнению с горными участками рек часто относительно и абсолютно возрастает (за исключением конусов выноса). Кроме того, на реках, где использование вод велико, время минимального стока может передвигаться на конец лета — начало осени, когда расходы рек уменьшаются, а забор воды на орошение обычно наибольший. Вопрос о влиянии на сток рек таких факторов, как озерность, лесистость, аккумулирующая способность поймы и русла, достаточно детально был рассмотрен в предыдущих главах. К этому

добавим только, что влияние их на минимальный сток за короткие интервалы времени, так же как и на максимальные расходы, больше, чем на внутригодовое распределение стока.

Как следует из сказанного, между величиной минимального стока и удельной водоносностью рек должна существовать зависимость, так как и та и другая определяются в основном объемом талых вод [1]. Выявление такой зависимости для рек Средней Азии произведено автором для средних месячных модулей минимального стока, а не для срочных минимумов. Объясняется это тем,

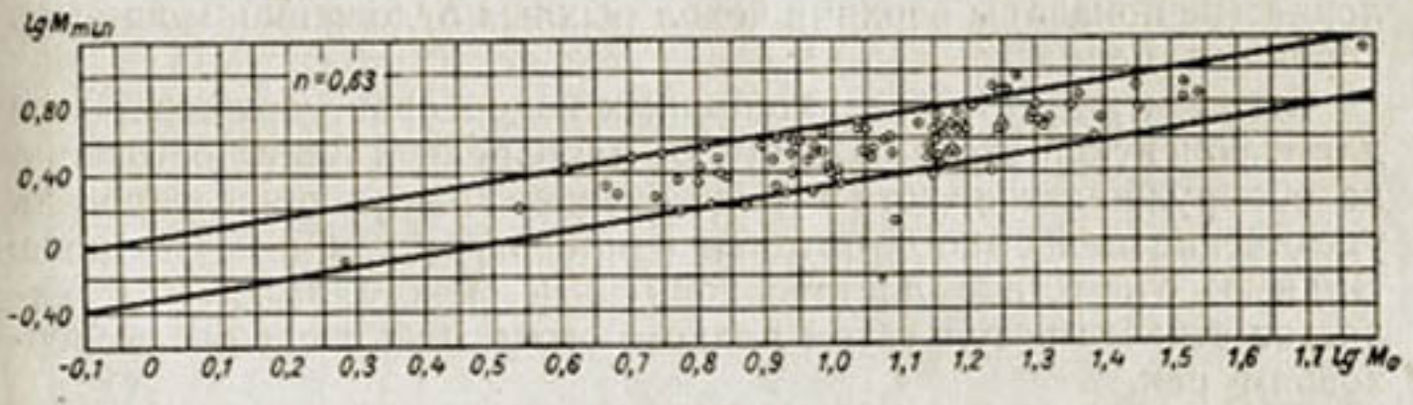


Рис. 86. Зависимость минимальных средних месячных модулей стока (M_{min}) от средних многолетних модулей (M_0).

что, с одной стороны, кратковременные минимальные расходы воды представляют интерес для водохозяйственных расчетов лишь в редких случаях, с другой стороны (и это главное), на их величину могут оказывать существенное влияние факторы, совершенно не поддающиеся учету, как, например, снежные завалы, нередко случающиеся в горах, зажоры и т. д. В качестве примера приведем р. Ойгаинг, на которой 7—9/I 1935 г. и 2/II 1936 г. были зафиксированы нулевые расходы, не свойственные этой реке и явившиеся результатом обвалов снега. Примером влияния зажоров даже на такой крупной реке, как Сыр-Дарья, может явиться минимальный расход, наблюдавшийся 4/II 1920 г., который был почти в три раза меньше обычно наблюдающихся в это время расходов воды.

Зависимость между средними многолетними минимальными средними месячными модулями стока (M_{min}) и средними многолетними модулями стока (M_0) для рек Средней Азии представлена в графическом виде на рис. 86.

Уравнение зависимости $M_{min} = \varphi(M_0)$ получилось в виде

$$M_{min} = 0{,}806\, M_0^{0{,}63}.$$

---

[1] Подчеркиваем, что в условиях Средней Азии можно ожидать более тесной связи между M_{min} и M_0, чем между M_{min} и нормой осадков, так как жидкие осадки меньше, чем твердые, питают подземные воды.

Средняя ошибка при вычислении M_{min} по приведенной формуле довольно велика и достигает 20,4%. Это вполне понятно, так как на величину M_{min} сильно влияют геологические факторы, обусловившие большое рассеивание точек на рисунке. Попытка автора учесть влияние литологического состава пород на минимальный сток почти не дала результатов. Объясняется это не только сложностью учета литологического состава, схематичностью карт и зависимостью минимального стока от других геологических факторов (например, тектонического строения), но отчасти и несоответствием литологических карт существу явления (не показаны верхний чехол рыхлых отложений, мощность коренных пород и т. п.) [1].

Связь между M_{min} и площадями водосборов, установленная для европейской части СССР [4, 5], для Средней Азии достоверно не обнаруживается, хотя в ряде случаев можно констатировать увеличение подземного питания с продвижением вниз по реке. Видимо, отсутствие достоверной связи между M_{min} и F является отчасти результатом полного отсутствия сведений по верховьям рек.

Определение средних многолетних средних месячных расходов воды в неизученных пунктах, очевидно, возможно и способом, разработанным для расчета внутригодового распределения стока (см. главу V). Правильнее сказать, что при расчетах внутригодового распределения стока одновременно устанавливается и минимальный месячный сток.

Наконец, определение средних многолетних средних месячных минимальных модулей стока в неизученных створах возможно и по связям со стоком межени. Так, например, для рек Ферганской долины такая связь имеет вид:

$$M_{min} = 0{,}037\, h_{меж} + 1{,}39,$$

где $h_{меж}$ — слой межени в мм. Средняя ошибка вычислений составляет 5,92%, а коэффициент корреляции $r_{M_{min},\, h_{меж}} = 0{,}84$.

Распределение минимальных модулей стока по территории горной области Средней Азии

Зависимость между минимальным стоком и удельной водоносностью определяет известную аналогичность в распределении минимальных и средних модулей стока по территории горной области Средней Азии. Высокие значения минимальных модулей стока встречаются в бассейне р. Чирчик, где все крупные реки имеют M_{min}, превышающие 4 л/сек. км² (рис. 87). Такие высокие минимальные модули распространены еще в бассейне р. Вахш и на южном склоне Гиссарского хребта (бассейны рек Кафирниган

[1] Представлялось бы целесообразным рассматривать $M_{min} = f(M_0, \varphi)$.

и Сурхандарья). В других местах они встречаются уже в виде исключений. Так, M_{min}, превышающие 4 л/сек. км², можно встретить у некоторых рек юго-западного склона Ферганского хребта, бассейна озера Иссык-Куль, Джунгарского и Заилийского Алатау, и уже совсем единичны они в бассейне р. Чу и в некоторых других местах. Отсюда видно, что высокий минимальный сток

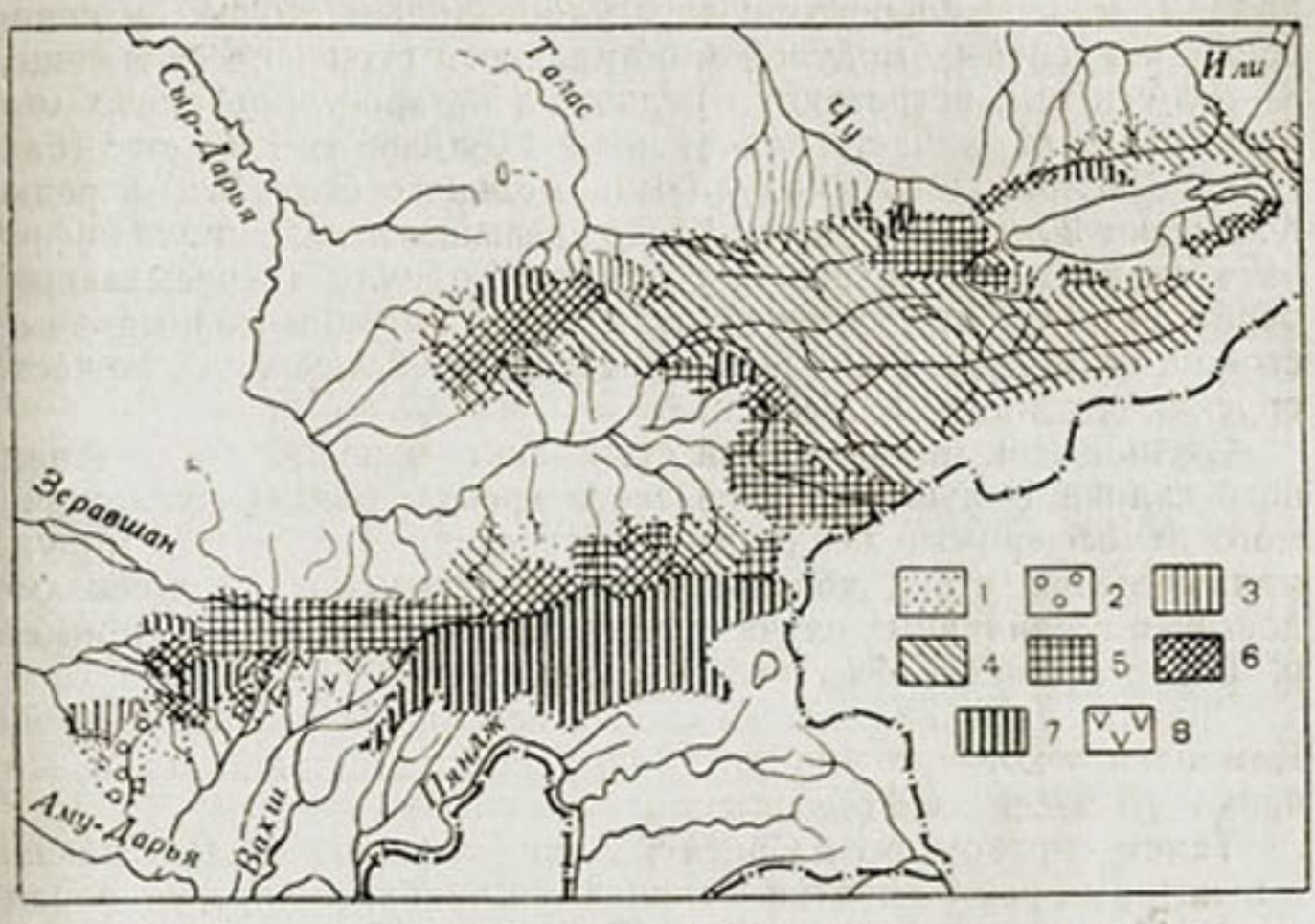


Рис. 87. Распределение минимальных средних месячных модулей стока по территории Средней Азии (л/сек. км²).

1) 0,0—0,5; *2*) 0,5—1,0; *3*) 1,0—2,0; *4*) 2,0—3,0; *5*) 3,0—4,0; *6*) 4,0—5,0; *7*) 5,0—6,0; *8*) 6,0—9,0.

в подавляющем большинстве случаев приурочен к местам с высокой удельной водоносностью и во всяком случае к водосборам со средними модулями стока, превышающими 12 л/сек. км² (чаще 18 л/сек. км²). Низкий минимальный сток ($M_{min} < 2$ л/сек. км²) наблюдается у рек с низко расположенными водосборами или с водосборами, недоступными влажным воздушным массам. Эти реки отличаются ничтожной удельной водоносностью. Минимальные модули менее 2 л/сек. км² занимают значительные площади в бассейнах рек Кашкадарья (р. Гузардарья), Нарын, Талас и целиком охватывают водосбор р. Ширабаддарья. Здесь средние модули стока, как правило, не превышают 10 л/сек. км², чаще 7 л/сек. км².

В целом, за исключением пересыхающих рек, значения минимальных модулей стока на территории горной области Средней Азии колеблются в широких пределах: от долей литра до 9 л/сек. км². Однако около половины всех изученных створов

имеют минимальные модули стока от 3 до 5 л/сек. км². Створы с M_{min} меньше 1 л/сек. км² и более 8 л/сек. км² единичны (вместе 8%).

Интересно сопоставить значения минимального стока рек Средней Азии с другими районами Союза.

На равнинной территории европейской части Союза ССР даже на севере на реках с зарегулированным стоком значения средних месячных модулей минимального стока, превышающие 3—5 л/сек. км², встречаются редко; на незарегулированных озерами реках M_{min} часто падает ниже 1,0 л/сек. км². На юге (бассейны Днепра, Дона) модули минимального стока очень редко достигают 2 л/сек. км², а тем более превышают названную цифру, зато сравнительно часто они падают до нуля (пересыхающие реки). Реки Сибири также не отличаются высоким минимальным стоком, их модули очень редко превосходят 3 л/сек. км², но часто опускаются ниже 1 л/сек. км².

Очень высок минимальный сток рек, стекающих с юго-западного склона Большого Кавказского хребта, обильно увлажняемого атмосферными осадками. Здесь средние месячные модули минимального стока довольно часто превышают 10 л/сек. км², достигая в единичных случаях значений 30 л/сек. км² (например, р. Беслета имеет $M_{min} = 31{,}6$ л/сек. км²).

Значителен минимальный сток и некоторых рек полуострова Камчатки, у которых модули минимального стока достигают значений 15 л/сек. км² [4].

Таким образом, реки Средней Азии, за исключением Кавказа и некоторых рек Камчатки, отличаются наиболее зарегулированным стоком на всей территории Советского Союза, являясь тем самым выгодными объектами для использования их энергии.

Изменчивость минимальных расходов воды

Примерно в 60% случаев колебания минимальных расходов воды меньше колебаний годового стока. Однако в среднем отношение коэффициентов вариации минимальных расходов и коэффициентов вариации годового стока оказалось, так же как и для рек европейской части Союза [5], равным единице. В подавляющем большинстве случаев изменчивость минимальных расходов, характеризуемая коэффициентом вариации, укладывается в пределы 0,1—0,3 при среднем значении 0,175.

Для южного района Средней Азии $C_{v_{min}}$ можно принимать равным $C_{v_{меж}}$. Ошибки при таком допущении не превышают $\pm 0{,}05$, что вполне приемлемо.

Для других районов Средней Азии равенство $C_{v_{min}} = C_{v_{меж}}$ должно быть подтверждено.

На рис. 88 представлено распределение изменчивости минимального стока по территории горной области Средней Азии.

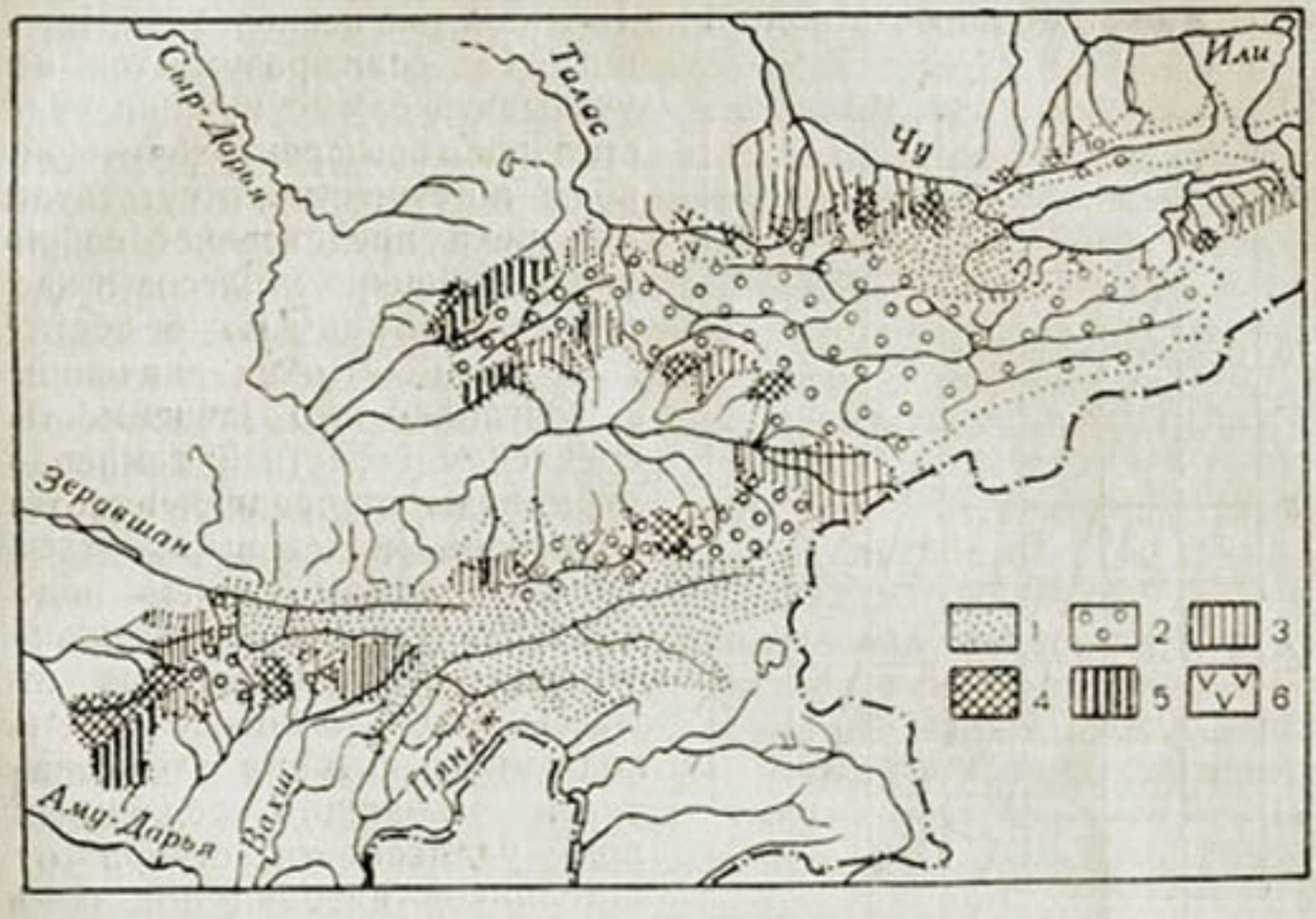


Рис. 88. Распределение коэффициентов вариации минимальных средних месячных расходов воды по территории Средней Азии.

Коэффициент вариации минимальных средних месячных расходов: *1*) 0,00—0,10; *2*) 0,10—0,15; *3*) 0,15—0,20; *4*) 0,20—0,25; *5*) 0,25—0,30; *6*) выше 0,30.

Глава IX

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ И ЛЕДОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Температура воды

Нагревание и охлаждение воды, а также ее средняя многолетняя температура, как известно, обусловливаются теплообменом, совершающимся между массой воды, атмосферой и ложем русла. Условия теплообмена на территории Средней Азии, как это уже неоднократно подчеркивалось в предыдущих главах, чрезвычайно разнообразны, поэтому даже средняя многолетняя температура воды отличается большим диапазоном. Действительно, в пределах горных участков средняя многолетняя температура воды колеблется между 0 и 10° (округленно). Значения температур воды, близкие к 0°, имеют место преимущественно при выходе рек из ледников или многолетних снежников, близкие к 12° наблюдаются, как правило, поблизости от выхода из гор на рав-

нину сравнительно маловодных, но протяженных водотоков. На равнинных участках рек средняя многолетняя температура воды может подниматься до 14—15°, изредка несколько превышать 15°, если, разумеется, не учитывать самые нижние участки некоторых рек, где течение воды, по существу, отсутствует или река представляет собой ряд разобщенных плесов и где температура воды может достигать очень высоких значений.

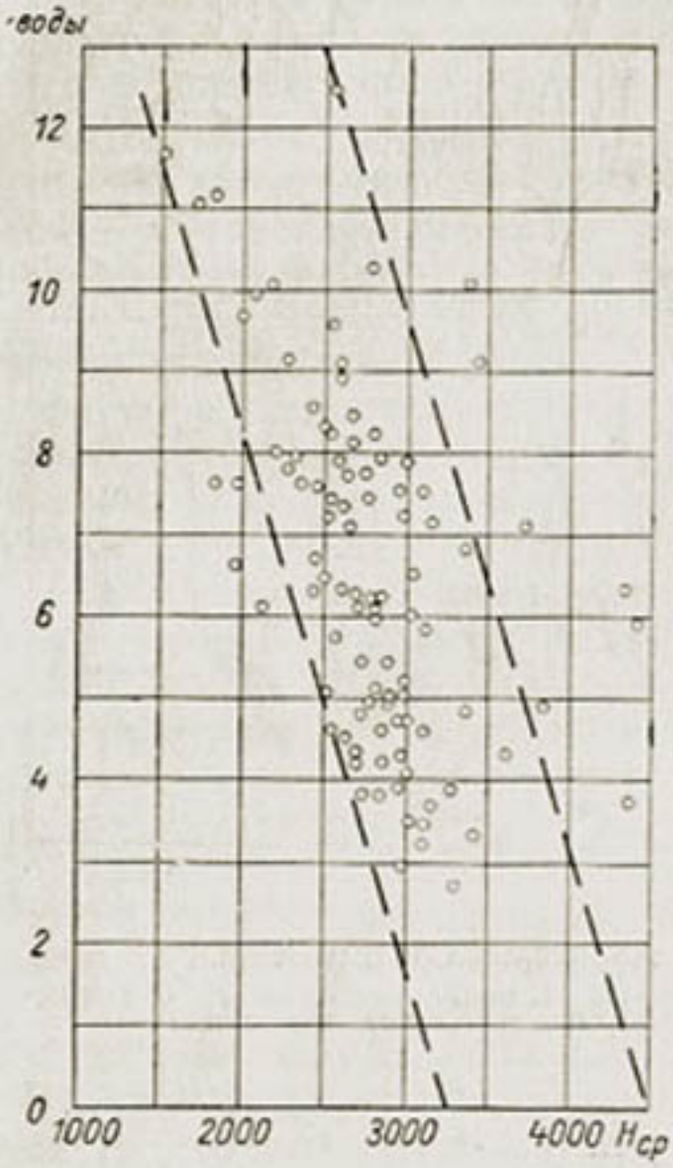


Рис. 89. Зависимость средней многолетней температуры воды от средней взвешенной высоты водосбора.

Очевидно, что зависимость средней многолетней температуры воды от средней высоты водосбора может выражаться лишь в самом общем виде (рис. 89), так как она в значительной степени зависит от массы воды, интенсивности подземного питания и температуры выходящих подземных вод, удаленности створа от источников питания или озер и т. п. Так, например, чрезвычайно низкой температурой отличается р. Кугарт у с. Джергитал (6,1°), если учесть низкое расположение ее водосбора ($H_{ср}$=2100 м). Наоборот, р. Гунт у г. Хорога отличается исключительно теплой водой (5,9°), принимая во внимание, что средняя высота его водосбора равна 4418 м. Примеров аномально высокой и аномально низкой температуры воды с учетом высоты водосбора легко привести множество.

Изменчивость средних годовых температур воды, естественно, значительно меньше колебаний средних годовых расходов воды и температур воздуха, если вспомнить чрезвычайно высокую теплоемкость воды. Действительно, пока немногочисленные подсчеты коэффициентов вариации средних годовых температур воды показывают, что только в 7 створах из 50 значения их равны или превышают 0,10, достигая максимальных значений 0,20.

Наивысших значений температура воды чаще всего (61% из 114 случаев) достигает в июле, реже в августе (28%). Крайне редки случаи, когда наиболее теплая вода наблюдается в июне

(менее 4%) и в особенности в мае (менее 2%). Одинаковая средняя месячная температура воды в июне — июле и в июле — августе наблюдалась приблизительно в 5% случаев. Наивысшие средние температуры воды в мае отмечены пока только в двух створах: р. Сох у с. Сарыканда и р. Исфара у с. Ташкурган. Такой ранний максимум температур воды в названных створах можно объяснить весьма интенсивным питанием рек Сох и Исфара из высокогорной зоны в июне и в особенности в июле — августе, вследствие чего повышенное поступление тепла в июне— августе не может компенсировать приток холодной воды и температура снижается. Кроме того, у рек Сох и Исфара названные выше створы находятся сравнительно близко от высокогорной зоны. Ниже по течению, например р. Исфара у г. Исфара, наибольшая температура воды уже имеет место в июле. Наиболее низкие температуры воды наблюдаются в подавляющем большинстве случаев в январе, изредка в декабре.

В пределах горной области, как правило, температура воды увеличивается с продвижением вниз по реке. Так, например, средняя многолетняя температура воды р. Чаткал у устья Терса равна 4,1°, у устья Найзы 6,1° и у с. Чарвак 7,3°. Реки Ойганиг и Майдантал у своих устьев имеют температуру воды, соответственно равную 4,1° и 3,5°, а образованная их слиянием р. Пскем близ устья 7,1° и т. д.

На равнинных участках рек изменение температур воды по длине реки может быть разнообразно. Если реки имеют сравнительно небольшое протяжение и расходы воды их вниз по течению заметно снижаются, то обычно температура воды вниз по течению возрастает. У таких больших рек, как Аму-Дарья и Сыр-Дарья, в общем текущих на север, по вполне понятным причинам сначала наблюдается увеличение температуры воды, а затем снижение. Так, например, вода Аму-Дарьи имеет наивысшую температуру в районе городов Керки, Чарджоу; выше и ниже по течению температура воды снижается (табл. 33).

Таблица 33

Пункты	Средняя многолетняя температура воды
г. Термез	13,5°
Головное сооружение Каракумского канала	14,5
г. Керки	14,6
г. Чарджоу	14,6
с. Ильчик	13,9
с. Данишер	13,2
г. Турткуль	12,4
с. Карамыш-Таш	12,5
с. Чатлы	12,5

Весьма интересны зависимости между средними месячными расходами и температурами воды (рис. 90). У рек ледниково-снегового питания с очень высокими водосборами и сравнительно небольшой протяженностью повышение температур воды наблюдается весной и в начале лета, когда расходы воды остаются

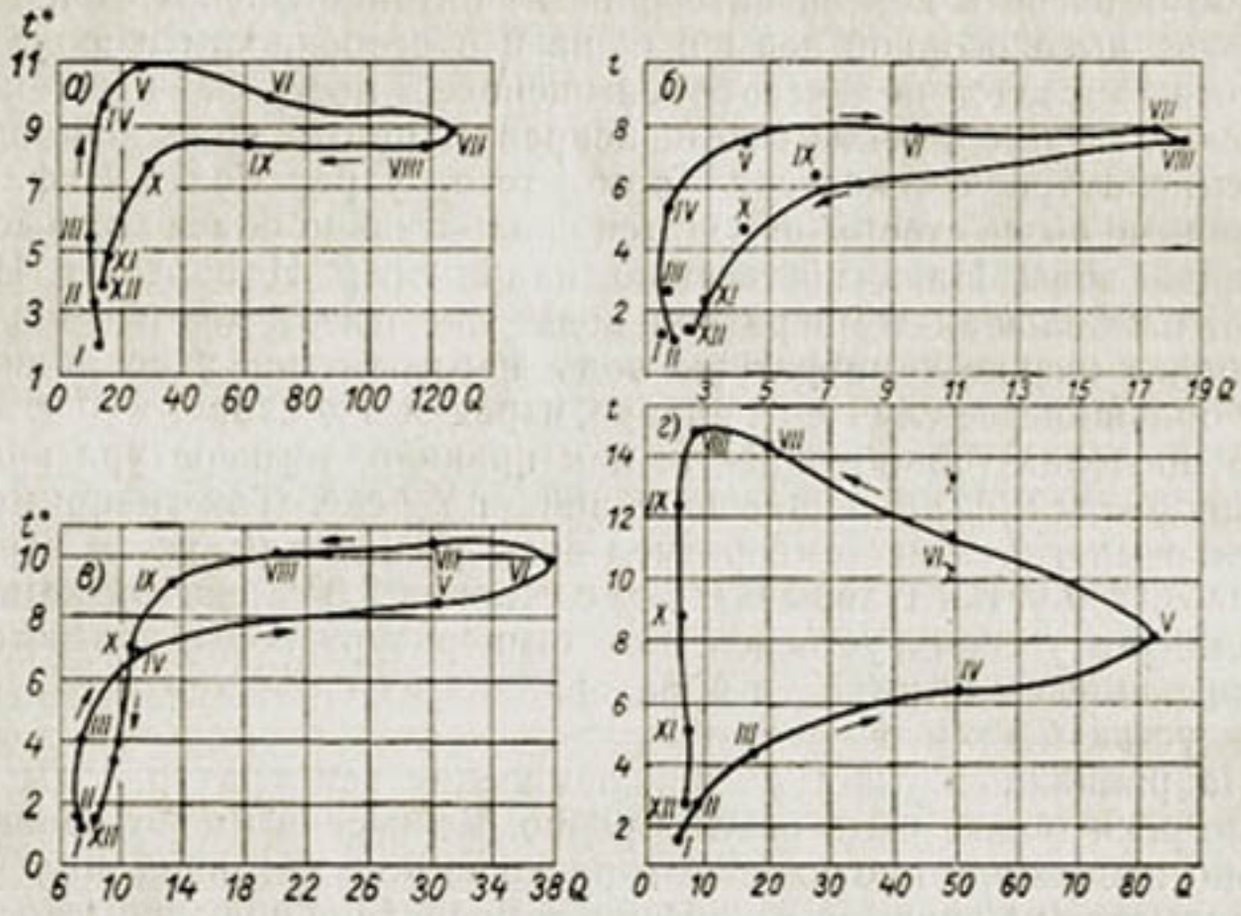


Рис. 90. Зависимость средних месячных температур воды от расхода воды.

а — р. Сох — с. Сарыканда, *б* — р. Аламедин — устье Чоккурчака, *в* — р. Куршаб — с. Гульча, *г* — р. Ангрен — с. Турк.

почти неизменными или растут сравнительно медленно. В дальнейшем при бурном росте расходов воды, обусловленном таянием в высокогорной зоне, повышенный приток тепла, как уже указывалось, не в состоянии компенсировать приток холодной воды и температура снижается. Осенью имеет место падение температуры и расходов воды. В результате зависимость $t=f(Q)$ имеет вид петли с обходом по часовой стрелке.

На реках снегового и снегово-дождевого питания температура воды весной сначала повышается параллельно с ростом расходов воды, затем расходы воды начинают уменьшаться, а приход солнечной радиации и тепла из атмосферы продолжает увеличиваться, вследствие чего температура воды интенсивно растет. В результате связь $t=f(Q)$ имеет вид петли с обходом против часовой стрелки. У рек, занимающих промежуточное положение, зависимость $t=f(Q)$ часто имеет вид восьмерки. Описанный

выше вид зависимостей $t = f(Q)$ был подмечен Л. И. Шалатовой. При охлаждении воды до 0° и продолжающейся после этого отдаче тепла на реках возникают ледовые образования.

Ледовые образования

Особенности режима ледовых образований. Для понимания характера режима ледовых образований на реках Средней Азии необходимо в первую очередь уяснить особенности режима температур воздуха в холодный период года. Особенности термического режима воздуха в равнинной области Средней Азии заключаются прежде всего в крайней изменчивости температуры воздуха. Сказанное относится как к отдельным годам, так и к холодным периодам года и даже суткам. Эта особенность климата равнин Средней Азии в общих чертах уже указывалась в главе I и отмечается всеми среднеазиатскими исследователями ледовых явлений, в том числе В. П. Захаровым [1], П. М. Машуковым [2, 3] и др. Остановимся на этой особенности климата несколько подробнее. Об изменчивости температур воздуха в многолетнем разрезе можно судить по суммам отрицательных средних суточных температур воздуха, имеющим важное значение для развития ледовых образований. Достаточно указать, что, например, в Ташкенте за наиболее теплую зиму (1913-14 г.) сумма средних суточных отрицательных температур составляла всего 14°, а за наиболее суровую зиму (1929-30 г.) 600°.

Частые вторжения в Среднюю Азию в течение холодного периода года холодных и теплых масс воздуха (см. главу I) приводят к тому, что на протяжении зимы наблюдаются волны холода, сменяющиеся потеплениями (см. рис. 1). Наконец, в особенности в ясные сутки, которые нередки зимой в Средней Азии, имеет место резкий суточный ход температур воздуха. Все это создает большую амплитуду в появлении и исчезновении ледовых образований и их неустойчивость. За исключением самых северных районов Средней Азии, ледоставы на реках наблюдаются не ежегодно (разумеется, там, где скорости течения позволяют им формироваться). На участках, свободных от ледяного покрова, шуга может появляться и исчезать по нескольку раз за зиму. Реки местами замерзают по два и более раза, при слабых морозах ночью на реке появляется шуга, которая днем исчезает, прочность льда днем значительно уменьшается, а ночью увеличивается и т. п. Необходимо указать также на то, что зима на севере Средней Азии более сурова, чем на той же широте европейской части Союза. Это обстоятельство, как отмечает П. М. Машуков [2], сказывается в том, что, например, средняя продолжительность ледостава на р.Сыр-Дарье у Казалинска больше, чем в устьях Волги и Дона, на 26 суток, вскрывается Сыр-Дарья на 11 дней позже, а замерзает на 6 суток раньше,

чем Волга у Астрахани. Аналогичное можно сказать и в отношении нижних течений Чу, Или, Каратала и других рек.

Резкое различие зимних температур на севере и на юге Средней Азии (см. главу I) приводит к тому, что на крупнейших реках Средней Азии (Аму-Дарье и Сыр-Дарье) ледоставы наблюдаются не на всем их протяжении. Существует зона ежегодных ледоставов, выше которой располагается зона неежегодных ледоставов [2, 3]. Выше последней находится зона преимущественно подвижных ледовых образований (шуги) и иногда локальных ледоставов. Смена волн холода и тепла в течение зимы приводит к тому, что кромка льда на этих реках может совершать в короткое время передвижение на большие расстояния. Машуков [3] приводит такой пример: 2/I 1949 г. кромка льда на Аму-Дарье находилась в 500 км от устья, к 15/I она поднялась до 1350-го километра, затем в течение 5 суток находилась несколько выше этого пункта, а к 22/I вернулась в исходное положение, проделав обратный путь длиной 850 км за 5 суток. Аналогичные движения кромки льда наблюдались и на Сыр-Дарье.

На реках, текущих в основном в широтном направлении (Чу, Или), развитие ледоставов и увеличение их продолжительности связано не столько с температурами воздуха, сколько с уменьшением скоростей течения при продвижении вниз по реке. Поэтому на р. Чу ледоставы наблюдаются только в среднем и нижнем течении и продолжительность их возрастает с продвижением на запад. У р. Или ледостав наблюдается на всем протяжении, продолжительность его также возрастает с продвижением вниз по реке. В южных районах Средней Азии вследствие высоких температур ледоставы в пределах равнин не имеют места.

На реках Средней Азии наблюдаются все виды ледовых образований. Тем не менее в силу климатических условий и особенностей протекания потоков они отличаются определенной спецификой.

Ледовые образования на реках, как и везде в СССР, начинаются с появления сала, снежуры, шуги и заберегов. Однако при относительно высоких поверхностных скоростях течения и интенсивном турбулентном перемешивании даже на равнинных участках рек формирование ледовых образований почти всегда переплетается или обусловливается внутриводной кристаллизацией льда. Вследствие этого на реках Средней Азии ледовые образования в той или иной мере связаны с шуговыми явлениями [1].

Сказанное относится как к заберегам, так и к ледоходам и ледоставу.

Остановимся сначала на формировании ледоставов. На реках Средней Азии первичную форму ледостава представляют

ледяные перемычки, образующиеся путем смерзания и остановки скоплений рыхлой шуги.

Наиболее благоприятными для сгущения и остановки шуги являются вершины крутых излучин и места, где река разделяется на рукава.

Задерживая подходящую сверху шугу, ледяная перемычка растет вверх по течению и создает подпор, благоприятствующий образованию новой перемычки в зоне подпора. Перемычки при отсутствии морозов не являются устойчивыми образованиями и могут вначале неоднократно разрушаться. После того как промежутки между ледяными перемычками замерзнут, на реке устанавливается ледостав. В теплые зимы промежутки между ледяными перемычками могут полностью не замерзать и на реке наблюдается цепочка полыней. Забереги нередко обязаны своим происхождением также шуге за счет примерзания ее к берегу. Не приходится говорить о том, что осенние ледоходы, кстати сказать, явление на реках Средней Азии обычно кратковременное, в значительной степени обязаны своим появлением шуге. Более того, отделение ледохода от шугохода часто затруднительно, так как шуговые льдины с одинаковым правом можно назвать как льдом, так и шугой, уже не говоря о том, что ледоход и шугоход могут наблюдаться одновременно.

Часто резкое потепление сопровождается быстрым разрушением ледостава на сравнительно большом протяжении реки, надвижкой больших масс льда к кромке ненарушенного ледостава, образованием интенсивных заторов. Образование заторов сопровождается резкими, обычно кратковременными подъемами горизонта воды. Лед взламывается под напором ледовых заторов, а также воды, сливающейся в результате продвижения кромки ледостава. Такого рода вскрытие рек называется гидродинамической формой вскрытия. При постепенном же потеплении ледовый покров разрушается под влиянием тепла воды, поступающей с верхнего незамерзающего участка реки. Ледостав постепенно разъедается, образуются отдельные полыньи. Хотя и такое вскрытие сопровождается явлениями заторов, но они не вызывают резкого дополнительного подпора. Такая форма вскрытия называется термической [1].

В горной области Средней Азии условия для образования ледовых явлений несколько отличны. Прежде всего температура воздуха с подъемом в горы снижается и, начиная с некоторой высоты, оттепели зимой уже не наблюдаются, хотя волнообразный ход температур сохраняется. Самое же главное заключается в том, что скорости течения на горных участках рек обычно не позволяют образоваться ледоставу. Последний там носит локальный характер, хотя местами может охватывать реку на сравнительно большом протяжении.

Сказанное обусловливает развитие на горных участках рек

подвижных или плывущих ледовых образований, а также неподвижных или стационарных образований — ледяных перемычек, заберегов и наледей. Забереги на небольших реках могут охватывать более $^3/_4$ ширины потока. Более подробно об этом будет сказано ниже.

Преобладающие виды ледовых образований и их продолжительность. Изучение ледовых образований на реках Средней Азии ограничивалось, по существу, визуальными наблюдениями. Количественный учет ледового стока проводился только в единичных створах рек бассейна р. Чирчик и на р. Сыр-Дарья при выходе ее из Ферганской долины и ограничивался только шугоходами. Все это заставляет сразу отказаться от рассмотрения ледового стока, представляющего значительный интерес в условиях Средней Азии, где основным источником энергии являются реки, и от рассмотрения факторов, определяющих величину ледового стока. Отсутствие в большинстве случаев нескольких створов на реке и частая нетипичность участков гидрометеорологических станций для характеристики ледовых образований на всем протяжении реки в лучшем случае позволяют осветить распределение ледовых образований только для наиболее крупных рек Средней Азии[1].

При описании распределения ледовых образований по длине главных речных артерий Средней Азии автор вынужден ограничиться рассмотрением только двух категорий ледовых образований — плывущих, или подвижных, и стационарных, или неподвижных. Термин «плывущие ледовые образования» объединяет такие виды льда, как снежура, сало, шуга, ледоход, а термин «стационарные ледовые образования» — ледоставы, ледяные перемычки, забереги, заторы и зажоры.

К подобному объединению различных видов ледообразований вынуждают как наличие материалов наблюдений, так и сложное их происхождение. Дело в том, что в записях о ледовых образованиях несомненно имеет место отождествление разных видов, как, например, шуги, сала и, вероятно, снежуры, поэтому отделить их друг от друга невозможно. Кроме того, часто отдельные виды ледовых образований настолько переплетаются друг с другом, что дифференциация их практически не осуществима. С другой стороны, например, ледоходы очень часто являются результатом не статического, а в значительной, если не преобладающей мере динамического ледообразования, вследствие чего трудно установить четкую границу между ледоходами и шугоходами. Вряд ли такое разграничение имеет и практический смысл.

Из стационарных ледовых образований приходится ограни-

---

[1] Ледовые авиаразведки, начатые в 1948 г. по инициативе П. М. Машукова, производились только над Аму-Дарьей и Сыр-Дарьей.

чиваться рассмотрением главным образом ледоставов. Объясняется это тем, что наблюдения за заберегами вначале велись недостаточно тщательно, и главным образом тем, что забереги являются ледовым образованием, наиболее изменчивым по длине реки, поэтому освещение их по данным немногочисленных станций может дать ложное представление об их распространении. Сказанное справедливо и в отношении ледяных перемычек, а также заторно-зажорных явлений, которые часто образуются за пределами участков станций.

После этих замечаний перейдем к рассмотрению распределения ледовых образований по длине основных рек и некоторых причин, обусловливающих это распределение. Освещение этого вопроса удобнее вести отдельно для горной и равнинной областей Средней Азии.

Ледовые образования в горной области. В горной области имеются налицо почти все факторы, способствующие динамическому ледообразованию: большие скорости течения, каменистые порожистые русла рек и т. д. Поэтому здесь весьма широкое распространение получают плывущие ледовые образования (почти исключительно шугоходы), продолжительность которых в верхних течениях рек может быть весьма значительной (более двух и даже трех месяцев), а появление наблюдается рано (в октябре и даже сентябре).

Ледоставы, как уже отмечалось, в пределах горной области носят локальный характер, хотя в некоторых местах и могут охватывать значительные по протяжению участки рек. Они встречаются преимущественно в расширенных местах долин со сравнительно небольшими уклонами, где река разбивается на рукава. В особо благоприятных условиях продолжительность ледоставов на таких участках рек может быть исключительно большой. Так, например, на р. Кумтар, вытекающей из ледника Петрова (водосбор р. Нарын) близ Тяньшаньской обсерватории, продолжительность ледостава несколько превышает 200 суток, т. е. р. Кумтар по продолжительности ледостава может конкурировать с Енисеем, Леной, Колымой и другими реками Сибири. С другой стороны, на многих участках ледоставы устанавливаются не ежегодно.

В горной области ледоставы не имеют широкого распространения, но зато здесь можно часто наблюдать своеобразный ледяной покров на порогах и перепадах в виде различных ледяных шапок на торчащих из воды камнях, ледяных перемычек между ними и т. п. Ледяные перемычки и локальные ледоставы в сочетании с интенсивными шугоходами часто приводят к образованию больших зажоров, вызывающих при их образовании и прорыве значительные колебания уровней. Таким образом, заторно-зажорные явления широко распространены как в горной, так и в равнинной областях Средней Азии.

Ледовые образования в равнинной области. В пределах равнинной области, по-видимому, целесообразно различать предгорные и собственно равнинные участки рек. На протяжении первых преобладает еще динамическое ледообразование, что обусловливает распространение плывущих ледообразований. Объясняется это тем, что характер русла и гидравлические элементы здесь еще сохраняют многие черты, свойственные горным участкам рек (значительные уклоны и скорости, галечные русла и т. п.).

На равнинных участках рек, за исключением Туркмении, вследствие выполаживания уклонов и снижения скоростей начинают наблюдаться ледоставы, сначала неежегодные, а затем ежегодные, причем продолжительность их вниз по течению увеличивается.

Такая картина особенно ярко проявляется на реках, текущих с юга на север и имеющих большое протяжение (Сыр-Дарья, Аму-Дарья). Развитию ледоставов и увеличению их продолжительности в пределах равнинных участков рек способствует также уменьшение расходов воды по мере продвижения вниз и, как правило, наличие рукавов и заводей.

В связи с развитием на равнинных участках, в особенности в нижних течениях рек, ледоставов здесь наблюдаются заторно-зажорные явления. Последние вызывают резкие подъемы горизонтов воды, превышающие на 1 м, а иногда и более максимальные уровни при прохождении гребня половодья. Особенно ярко это явление проявляется на реках Аму-Дарья и Сыр-Дарья; здесь заторы и зажоры нередко приводят к затоплениям прилегающей к реке местности, борьба с которыми тяжелее, чем с затоплениями при прохождении половодья.

Описанные выше закономерности в распределении ледовых образований могут резко нарушаться выходом теплых подземных вод. Наиболее ярким примером подобной аномалии является р. Карадарья (вторая составляющая Сыр-Дарьи), которая при выходе из гор и ниже интенсивно подпитывается грунтовыми водами, в силу чего близ устья средняя температура ее воды за зиму составляет 7,7°. Поэтому вполне закономерно, что у устья Карадарьи плывущие ледообразования отмечаются крайне редко, причем продолжительность их не превышает нескольких суток за год. Известно также влияние теплых вод Карадарьи, сказывающееся в верхнем течении Сыр-Дарьи. Аналогичная картина наблюдается на р. Чу и некоторых других реках.

Нарушения в закономерном распределении ледовых образований, вызываемые выходом теплых подземных вод, могут встречаться и в горной области, примером чего могут служить реки Чаткал, Пскем и Угам (бассейн р. Чирчик). Две последние реки отличаются более высоким питанием за счет теплых подземных вод и, следовательно, более высокой температурой воды. В ре-

зультате плывущие ледовые образования на них развиты значительно меньше, чем на р. Чаткал.

Правда, большему развитию ледовых образований на р. Чаткал способствует и более суровый климат Чаткальской долины [1].

Рис. 91. Схема распределения ледовых образований по длине основных рек Средней Азии.

1 — наблюдаются только плывущие, но слабовыраженные ледообразования, средняя продолжительность их 0—15 суток; *2* — преобладают плывущие ледообразования. Стационарные ледообразования носят локальный характер, чаще встречаясь в пределах равнинной области не ежегодно. Средняя продолжительность 15 суток — 1 месяц; *3* — то же, но средняя продолжительность плывущих ледообразований 1—2 месяца; *4* — то же, но средняя продолжительность свыше 2 месяцев; *5* — еще преобладают плывущие ледовые образования, стационарные хотя и не наблюдаются ежегодно, но в некоторые годы имеют значительную продолжительность (свыше 1 месяца); *6* — преобладают стационарные ледовые образования, наблюдающиеся почти ежегодно или ежегодно. Средняя продолжительность их менее 1 месяца; *7* — преобладают стационарные ледообразования, наблюдающиеся ежегодно, средняя продолжительность их 1—2 месяца; *8* — то же, но средняя продолжительность стационарных ледовых образований 2—3 месяца; *9* — то же, но средняя продолжительность свыше 3 месяцев.

На участках рек, где отсутствует значительное утепление вод реки подземными водами, вполне закономерно наблюдается наиболее тесная зависимость между ледовыми образованиями и температурами воздуха, в известной мере определяющими тепловой баланс потока. В частности, наиболее тесными получаются зависимости между суммами отрицательных температур воздуха за волну холода и стоком плывущих ледовых образований, а также между продолжительностью волн холода и про-

[1] Чаткальская долина (с учетом высоты) характеризуется исключительно низкими температурами воздуха.

должительностью ледовых образований. Более подробно на этом вопросе по причинам, указанным выше, останавливаться не будем.

В заключение приведем схему территории Средней Азии, на которой показаны участки главных рек с различным характером ледовых образований и разной их продолжительностью (рис. 91).

Глава X

СТОК ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ И СМЫВ С ПОВЕРХНОСТИ ВОДОСБОРОВ

Факторы, определяющие величину твердого стока

В самом общем виде твердый сток рек является функцией: а) метеорологических факторов, б) элементов рельефа, в) почвенно-геологических факторов, г) растительного покрова, д) хозяйственной деятельности человека и е) режима жидкого стока.

Из метеорологических факторов, оказывающих большое влияние на величину смыва и размыва поверхности водосбора и на твердый сток рек, можно упомянуть вид осадков (твердые, жидкие), количество осадков, продолжительность, частоту их выпадения, интенсивность жидких осадков и распределение по площади, снегораспределение, продолжительность залегания снежного покрова, интенсивность снеготаяния, величину и амплитуду температур, скорость ветра, влажность воздуха, инсоляцию и т. п.

Из элементов рельефа укажем абсолютную высоту водосбора, уклоны его поверхности и русел речной сети, длину склонов и их экспозицию, форму склонов, наличие выровненных поверхностей и котловин, глубину местных базисов эрозии и т. д.

Среди почвенно-геологических факторов наибольшее значение имеют водопоглотительные свойства почвы и почвенного профиля, механические свойства почв, содержание гумуса, состав поглощающего комплекса, физико-химические свойства горных пород (теплопроводность, теплоемкость, проницаемость, слоистость, растворимость и т. д.), определяющие устойчивость их против выветривания и денудации.

Растительный покров в значительной степени противостоит смыву и размыву почв и коры выветривания, поэтому важную роль играет вид растительности (древесная, кустарниковая, травянистая) и ее полнота.

Хозяйственная деятельность человека, в частности распашка склонов и выпас, оказывает большое влияние на эрозию почв.

Вопросам влияния перечисленных факторов на процессы

выветривания, денудации горных пород, твердого стока рек и в особенности эрозии почв посвящена обширная литература [5, 15, 16 и др.]. Ограничимся только несколькими замечаниями.

Прежде всего необходимо отметить многочисленность факторов, влияющих на процессы эрозии и денудации, а следовательно, и на величину твердого стока. Каждый из этих факторов оказывает исключительно глубокое влияние на процессы эрозии и денудации, в связи с чем здесь трудно выделить небольшое число главных влияющих факторов, как это удавалось делать в отношении ранее рассмотренных характеристик речного стока. Например, такие факторы, как характер землепользования и растительный покров, которыми имеем право в наших условиях пренебрегать при выявлении зависимостей между отдельными физико-географическими факторами и характеристиками жидкого стока, могут приобретать при рассмотрении твердого стока в отдельных случаях решающее значение. Достаточно указать, что, по исследованиям в СССР и США, эрозия с пахотных земель может в несколько сотен раз превышать смыв со склонов с естественной и культурной растительностью.

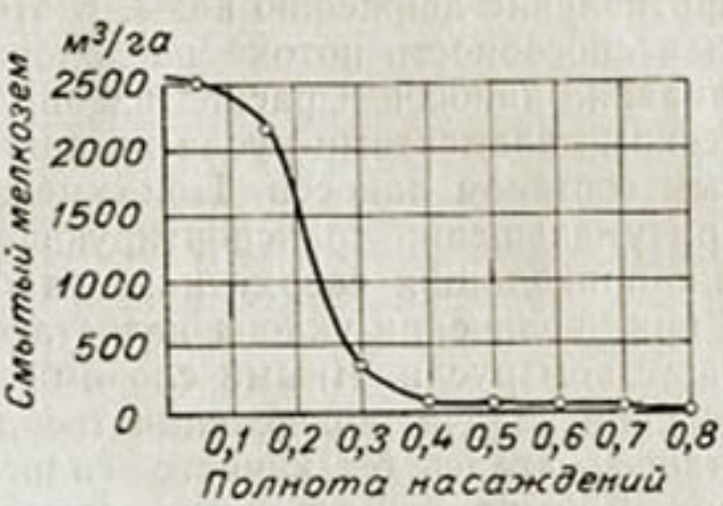


Рис. 92. Зависимость смыва грунта от полноты насаждения арчи.

Составленная автором по данным Л. Т. Земляницкого [4][1] зависимость между количеством смытого мелкозема и полнотой насаждения арчи (рис. 92) показывает, что уже при полноте 0,4 смыв почвы почти ликвидируется даже на крутых склонах (20—30°).

Огромную роль геологического строения, и в первую очередь литологического состава пород, ярко показывает учет стока наносов на временных потоках путем устройства специальных запруд, задерживающих все донные наносы, поставленный Д. И. Абрамовичем в бассейне р. Сулак [1]. Вынос с 1 км² водосбора, сложенного мергелистыми породами, по данным Абрамовича, составил 1600 м³, а вынос с 1 км² водосбора, сложенного исключительно известняками, был равен всего 124 м³, или в 13 раз меньше. Режимом жидкого стока определяется интенсивность размыва русла или отложения наносов в русле и на

[1] Л. Т. Земляницкий проводил исследования в Зааминском лесном хозяйстве (северный склон Туркестанского хребта) на склонах крутизной 20—30°.

пойме. Кроме того, он в какой-то мере отражает особенности упомянутых выше факторов твердого стока, поэтому в данном створе обычно имеет место связь между расходами воды и наносов.

Все сказанное свидетельствует о трудности разыскания связей между твердым стоком и влияющими факторами. Эта задача намного упростилась бы, если бы вся живая сила потоков расходовалась на перенос твердых частиц и на внутреннее сопротивление движению воды. В этом случае вся транспортирующая способность потока расходовалась бы на влечение и взвешивание наносов и расход их определялся бы только гидравлическими элементами русла на данном участке реки и фракционным составом наносов. При уменьшении уклона реки (точнее, при уменьшении транспортирующей способности потока) избыток приходящих сверху наносов будет откладываться в реке, а при увеличении уклона недостаток наносов будет пополняться размывом русла. Иными словами, при соблюдении упомянутого условия задача определения твердого стока реки в любом ее створе свелась бы к чисто гидромеханической задаче. Тогда можно было бы не интересоваться поступлением материала в русло и размывом его — процессами, исключительно сложными и зависящими от чрезвычайно большого числа факторов, что было показано выше. Но, как это справедливо отмечает Ф. Форгеймер [12], «в природе вода редко бывает насыщенной, так что ее мутность не стоит в твердом соотношении со скоростью и лишь вообще стремится расти вместе со скоростью». Это замечание Форгеймера особенно справедливо в отношении горных участков рек.

По нашим подсчетам, транспортирующая способность среднеазиатских рек на горных и даже предгорных участках их во много раз превышает фактическую мутность рек. Поэтому попытка связать мутность с некоторыми гидравлическими элементами русел рек аналогично тому, как это было сделано, например, Б. В. Поляковым для рек европейской части Союза ССР [9], окончилась неудачей. Это можно видеть на рис. 93, где даны зависимости мутностей воды от среднего уклона поверхности воды в реке (i), скорости течения (v) и средней глубины (h), т. е. от тех гидравлических элементов, которыми определяется транспортирующая способность потока [1].

Не увенчалась успехом и попытка выявить зависимость мутности воды от среднего уклона водосбора и от модулей жидкого стока, т. е. от факторов, играющих чрезвычайно важ-

---

[1] Интересно заметить, что М. М. Лейтер на примере бассейна р. Колорадо также пришел к выводу, что смыв не прямо пропорционален гидравлической силе потока, а в весьма сильной степени зависит от характера осадков и геологического строения водосбора [17].

ную роль в интенсивности эрозионных и денудационных процессов.

Наконец, существующая, как правило, связь между твердым и жидким стоком для отдельных створов (рис. 94) не может быть использована в целях определения твердого стока (или мутности) в любом створе в связи с тем, что входящие в уравнения зависимостей коэффициенты и показатели степени колеблются в очень широких пределах на территории Средней Азии

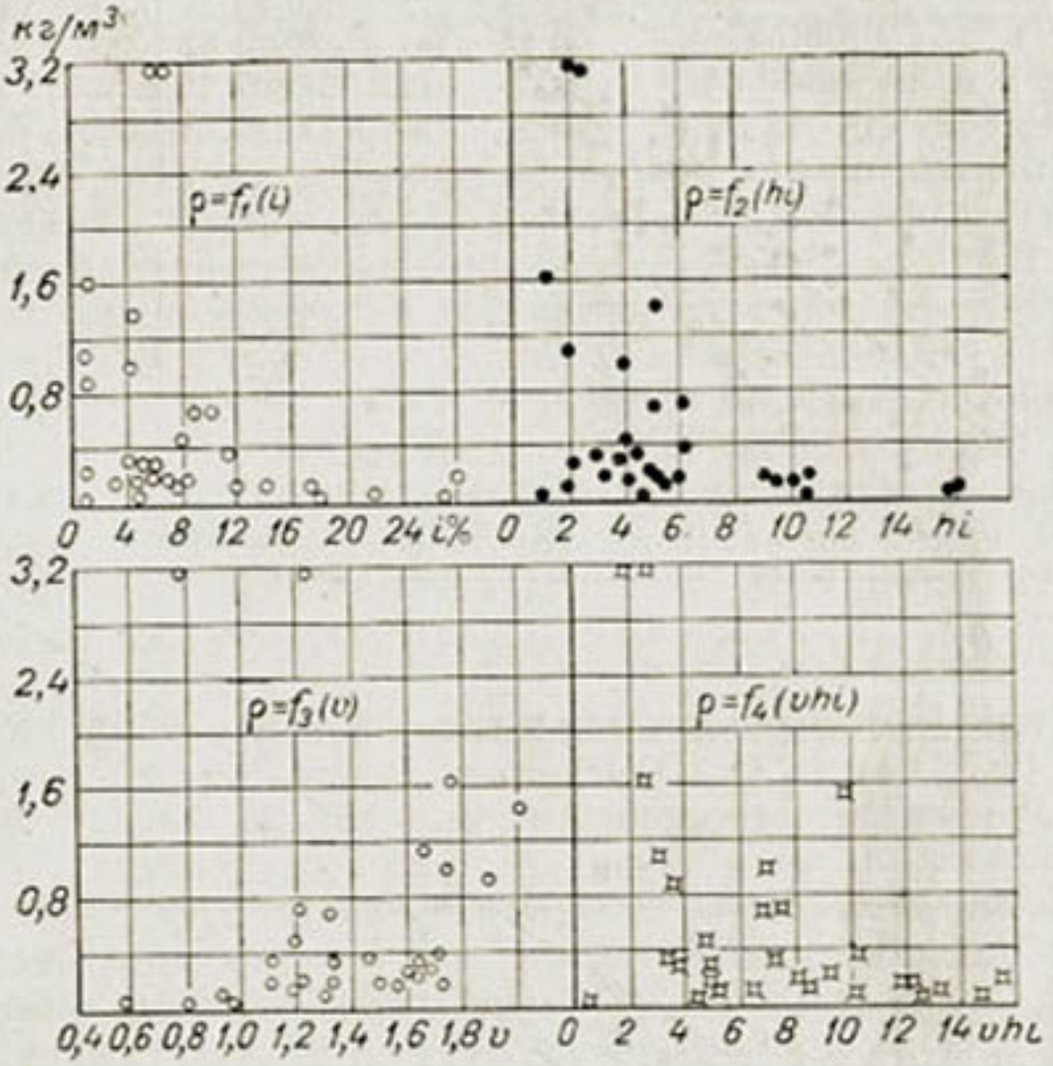


Рис. 93. Зависимость относительной мутности от гидравлических элементов русла.

и пока не поддаются классификации или районированию. Действительно, в наиболее простом виде зависимость между расходами взвешенных наносов (R) и воды (Q) может быть выражена уравнением

$$R=AQ^n.$$

Согласно исследованиям автора в 1945 г., показатель степени при Q для рек Средней Азии изменялся от 1,16 до 12, оставаясь, правда, большей частью в пределах 2—5. Чрезвычайно сильно колеблются и значения A. Подобные результаты были получены для Средней Азии и Н. И. Маккавеевым [7], у которого значения

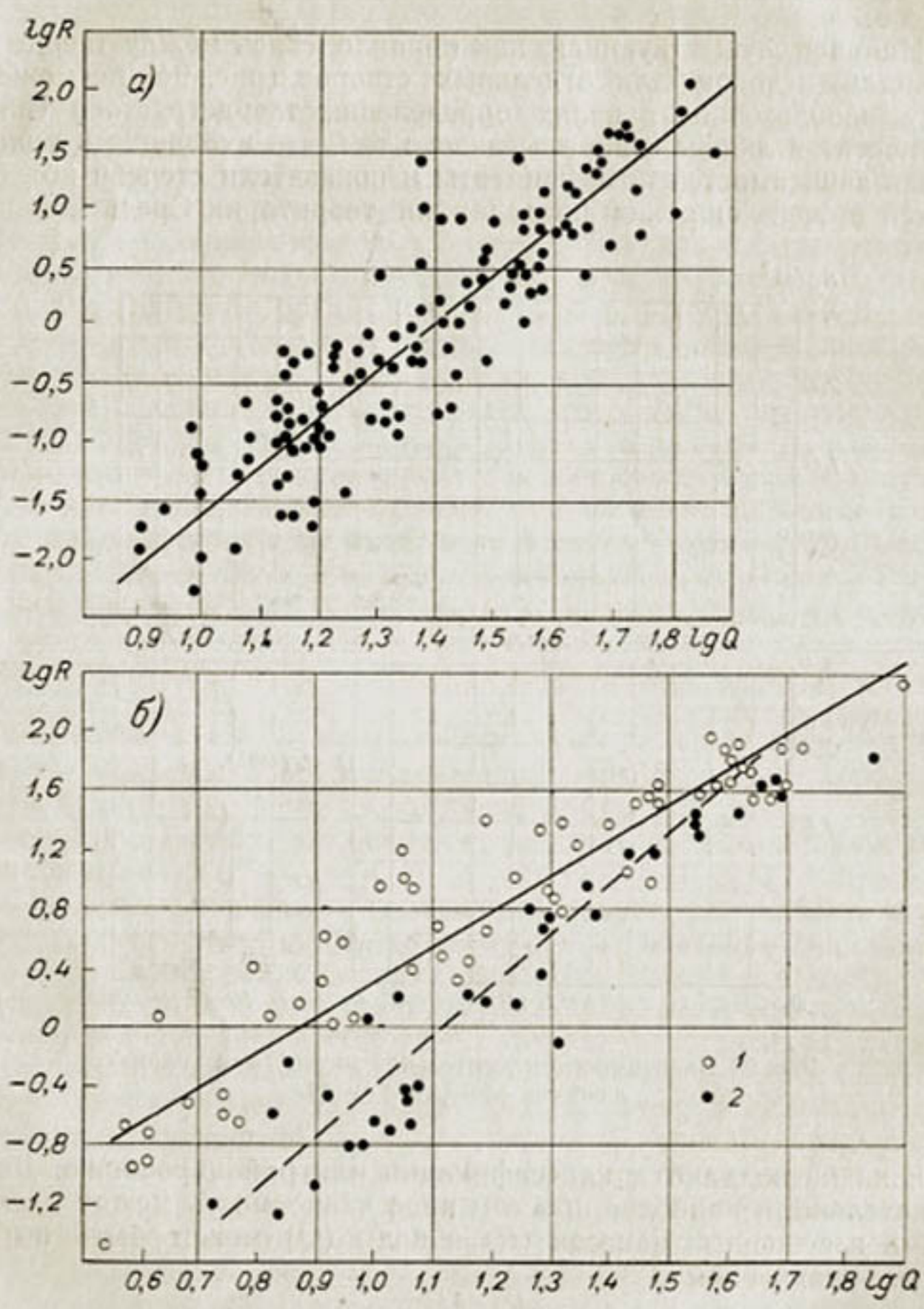


Рис. 94. Зависимость между расходами взвешенных наносов (R) и расходами воды (Q).

а — р. Исфайрам — ст. Учкурган, *б* — р. Исфара — ст. Ташкурган. *1* — апрель—июль, *2* — август- сентябрь.

n изменялись от 1,30 до 4,16, а величины A — от $178 \cdot 10^{-10}$ до $17 \cdot 10^{-3}$. Аналогичны и результаты исследований А. П. Бурдыкиной [2] для горных рек Кавказа и Урала, получившей для названных рек n 1,34 ÷ 5,60, а A от $843 \cdot 10^{-10}$ до 1,30.

Следует указать, что для межени связи $R=f(Q)$, как правило, отсутствуют. Однако сток наносов за этот период составляет ничтожную величину от годового их стока, поэтому отсутствие связей $R=f(Q)$ в межень не может служить препятствием для получения стока взвешенных наносов за год.

С точки зрения автора, неуспех разыскания связей между твердым стоком и факторами, его определяющими, в основном обусловлен исключительно сильным влиянием на твердый сток почвенно-геологических, морфологических и растительных факторов, а также хозяйственной деятельности человека. Влияние перечисленных факторов на процессы эрозии и твердого стока рек недостаточно изучено, а количественные показатели не могут быть установлены без дополнительных исследований. Мы уже не говорим о том, что до сих пор, за редким исключением, не установлены даже зависимости между количеством смытого материала и отдельными факторами, обусловливающими интенсивность смыва. Наконец, следует отметить, что широко известные карты зон мутности, составленные Г. В. Лопатиным [6] и Г. И. Шамовым [13, 14], отражают только самый общий характер распределения стока взвешенных наносов и, по мнению автора, не могут являться расчетными для рек со сравнительно небольшими бассейнами. В отношении же Средней Азии и других горных стран это положение совершенно бесспорно, так как в горных условиях влияние азональных условий настолько велико, что реки, расположенные рядом, могут иметь мутности, во много раз отличные друг от друга[1]. Таким образом, задача определения среднего многолетнего стока взвешенных наносов в неизученных пунктах в условиях Средней Азии еще требует своего решения.

Распределение интенсивности смыва по территории горной области Средней Азии

Отсутствие выявленных связей между твердым стоком и влияющими факторами не может служить препятствием для освещения в известных рамках распределения интенсивности

[1] Это видно, в частности, из работы В. П. Светицкого [11], у которого, с одной стороны, в одну и ту же зону попали реки Пасруд и Гунт, а с другой стороны, р. Варзоб и ее притоки оказались в разных зонах. Это показывает, что в условиях горной области Средней Азии (да и любой другой горной страны) нельзя выделять зоны мутности. В какой-то степени можно говорить лишь о вертикальной поясности твердого стока.

смыва и установления некоторых закономерностей этого распределения. Действительно, достаточно правильное представление об интенсивности смыва, правда только со сравнительно больших площадей, могут дать накопленные к настоящему времени сведения о стоке взвешенных наносов.

Сток влекомых наносов к настоящему времени изучен слабо. Однако неучет этого стока чаще всего будет только незначительно преуменьшать действительный вынос из пределов водосборов.

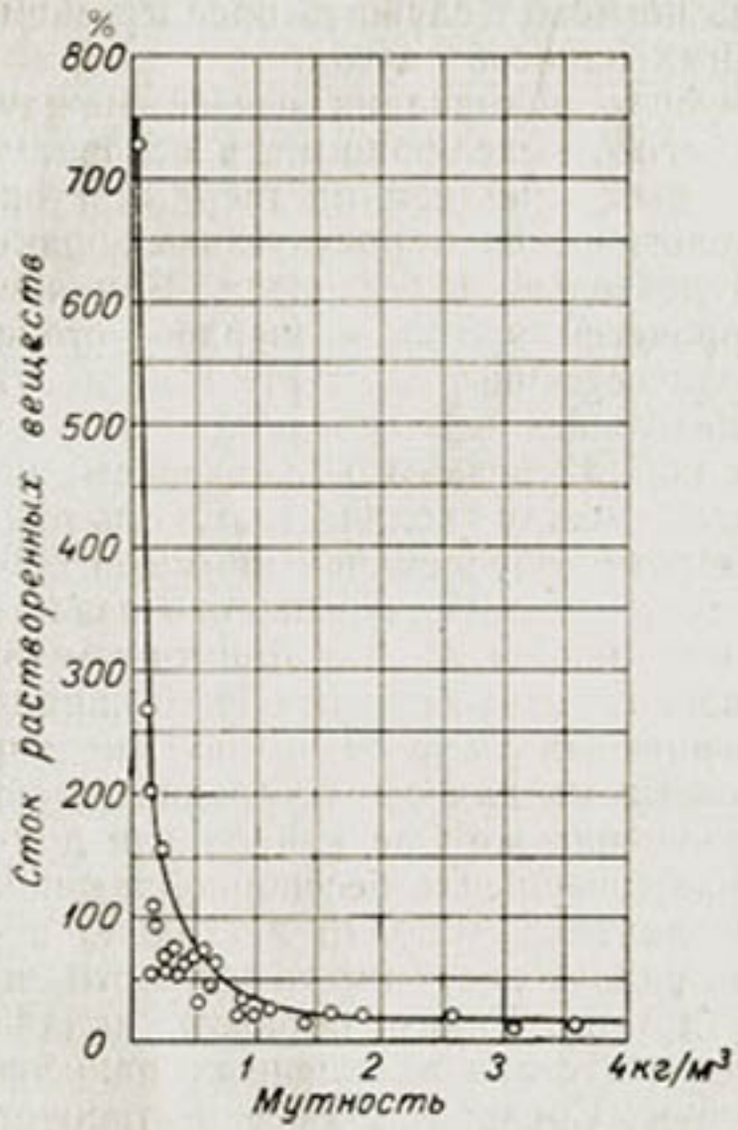


Рис. 95. Зависимость стока растворенных веществ (в% от стока взвешенных наносов) от мутности воды.

В самом деле, на основании не очень многочисленных и весьма приближенных данных о стоке влекомых наносов его роль в общем твердом стоке в тех створах, по которым имеются подобные сведения (обычно близ выхода рек из гор), в подавляющем большинстве случаев не превышает 10% стока взвешенных наносов, т. е. величины, не достигающей значений погрешностей при учете последних.

В верховьях рек сток влекомых наносов становится весьма ощутимым.

Сток химически растворенных веществ также изучен еще недостаточно. Отсутствие, как правило, связи между концентрацией растворенных веществ и расходами воды не позволяет, кроме того, получить надежные средние многолетние значения стока растворенных веществ. Поэтому рассмотрим в основном сток взвешенных наносов, в частности вынос взвешенных наносов из пределов водосборов. Для приближенной оценки выноса растворенных веществ, который совместно со стоком взвешенных наносов характеризует интенсивность смыва, можно воспользоваться зависимостью между мутностью воды рек и величиной стока растворенных веществ (рис. 95). Верхняя огибающая такой зависимости, как это видно на рисунке, очерчивается вполне определенно. За весьма редкими исключениями можно принимать следующие величины стока растворенных веществ

в % от стока взвешенных наносов при соответствующей мутности воды:

Мутность, кг/см³ . . .	Свыше 2	2—1	1—0,5	0,5—0,2	Менее 0,2
Сток растворенных веществ, %	10—20	15—30	25—75	50—150	50—700

Таким образом, при мутности воды менее 1 кг/м³ преуменьшение интенсивности смыва, если его определять исходя только из стока взвешенных наносов, будет уже значительным. Поэтому для получения величины смыва к выносу взвешенных наносов следует прибавлять значения стока растворенных веществ в соответствии с мутностью воды. Стоком влекомых наносов, кроме верхних течений рек, как указывалось выше, можно пренебрегать.

Имеющийся в настоящее время материал по стоку взвешенных наносов позволяет судить об интенсивности смыва только со сравнительно больших территорий (преимущественно со всей площади водосбора, т. е. с площадей обычно не меньше нескольких сот квадратных километров). Поэтому смыв с отдельных участков водосборов может превышать в несколько раз средний смыв с большой площади, так как несомненно, что часть смытого материала не доходит до главной реки и не выносится из пределов водосбора (перемещение смытого материала внутри водосбора).

Приводимая схема выноса взвешенных наносов (рис. 96) показывает, что он колеблется в очень широких пределах — от 5 до 3000 т в год с 1 км² водосбора[1]. Такой большой диапазон значений смыва на территории горной области Средней Азии не является неожиданным. Можно также констатировать чрезвычайную пестроту интенсивности смыва на территории горной области Средней Азии.

Нередки случаи, когда интенсивность смыва соседних водосборов различается в несколько раз. Это обстоятельство, вызванное причинами, указанными выше, требует осторожности при оценке величин твердого стока неизученных рек или в неизученных створах.

Остановимся кратко на некоторых наиболее характерных моментах распределения интенсивности смыва. Обращает на себя внимание сравнительно небольшая интенсивность смыва с поверхности водосборов рек бассейна Чирчика. В среднем со всего водосбора р. Чирчик она составляет 165 т с 1 км² в год, а с водосбора р. Чаткал не достигает даже 100 т (91 т). Только с водосбора р. Угам смыв превышает 200 т с 1 км² в год (223 т). Между тем водосбор р. Чирчик и его частные бассейны харак-

[1] Для простоты в дальнейшем вынос взвешенных наносов будем называть смывом, хотя для получения величин последнего следует прибавлять сток растворенных веществ.

теризуются обилием осадков и высокой удельной водностью (см. главу III). Объяснение этому в первую очередь надо искать в особенностях почвенно-геолого-геоморфологических условий водосбора р. Чирчик, так как транспортирующая способность рек в горной области — фактор второстепенной важности. Она там всегда достаточна для выноса за пределы гор всего мелкого обломочного материала, если на путях выноса не лежат тектонические и эрозионные котловины или озера, могущие аккумули-

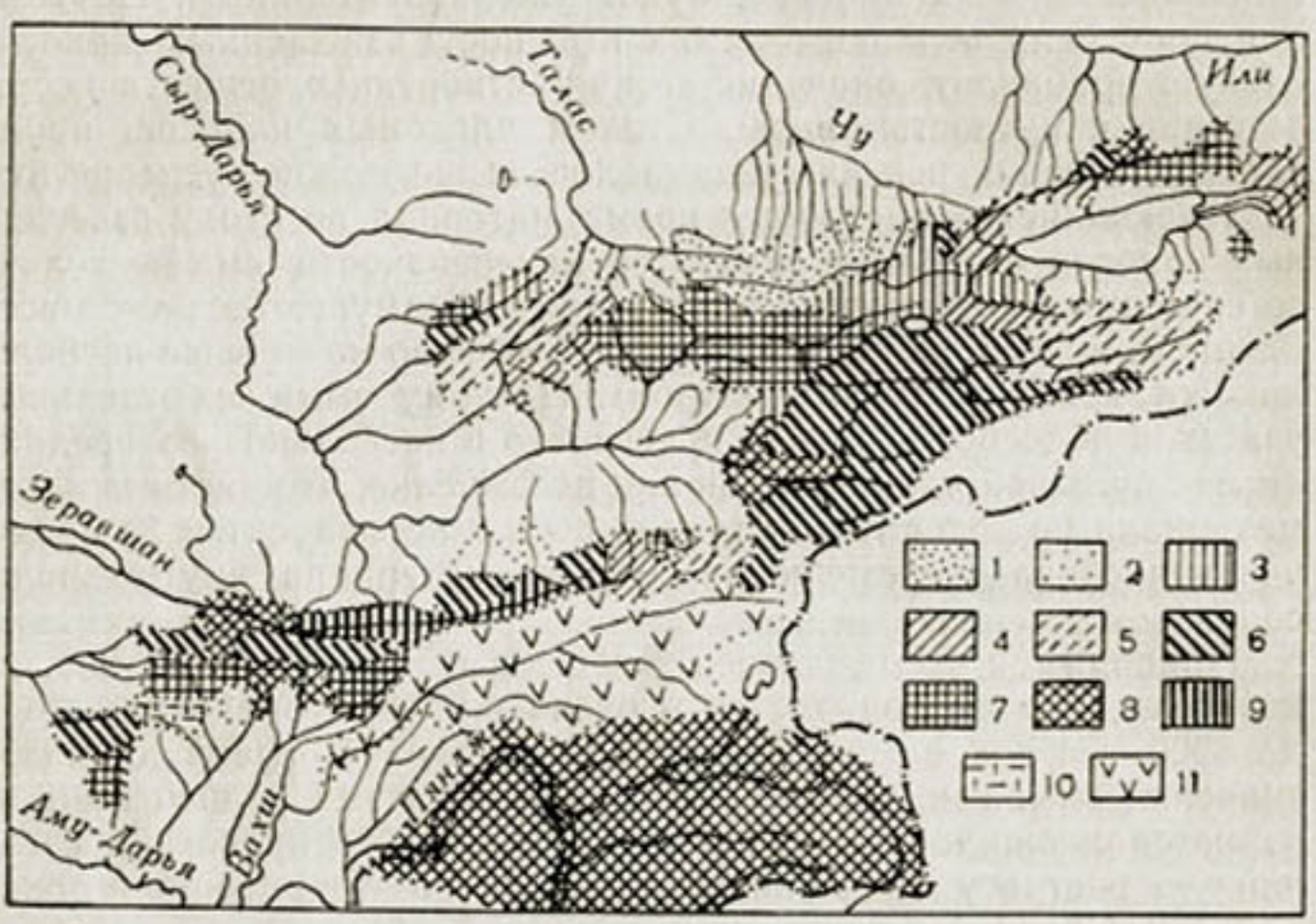


Рис. 96. Распределение интенсивности смыва по территории горной области Средней Азии (в т/км² в год).

1) 5—10; *2*) 10—20; *3*) 20—30; *4*) 30—50; *5*) 50—100; *6*) 100—200; *7*) 200—350; *8*) 350—500; *9*) 500—1000; *10*) 1000—2000; *11*) более 2000.

ровать твердый сток. И действительно, в горной области бассейна р. Чирчик наблюдается широкое распространение трудно размываемых пород (известняков, изверженных пород и т. п.) и выровненных поверхностей (в частности, речных террас), на которых аккумулируются продукты выноса с осевых частей хребтов. При значительно меньшей удельной водности с 1 км² водосбора р. Нарын в Ферганскую долину ежегодно выносится 240 т взвешенных наносов. Интенсивность смыва с поверхности водосбора р. Нарын составляет 133% интенсивности смыва с поверхности водосбора р. Чирчик, тогда как удельная водоносность второго в три раза выше.

В верховьях р. Нарын смыв значительно менее интенсивен и составляет 78 т с 1 км² в год. Пониженная интенсивность

смыва в верховьях этой реки объясняется широким распространением здесь сыртов (высокогорных долин), незначительной относительной высотой хребтов, изобилием моренных отложений и озер, играющих роль естественных фильтров и отстойников, малым развитием мелкоземистых грунтов и т. д.

Высокая интенсивность выноса (760 т/км² за год) из водосбора р. Матча (верхнее течение Зеравшана) объясняется широким распространением здесь силурийских метаморфических сланцев и песчаников, легко поддающихся выветриванию и денудации, большой средней высотой бассейна, очень крутыми склонами Туркестанского и Зеравшанского хребтов, между которыми располагается узкая долина Матчи, лишенная значительных по площади выровненных поверхностей, значительным количеством атмосферных осадков и т. п.

В водосборе Гузардарьи распространены породы, нестойкие против выветривания и сноса, поэтому здесь исключительно эффективна работа жидкого стока, о чем свидетельствует очень высокая мутность воды этой реки (3,14 кг/м³). Тем не менее смыв с поверхности водосбора Гузардарьи незначителен (180 т/км²), что объясняется только низким расположением ее водосбора и вследствие этого слабым увлажнением атмосферными осадками (M_0=1,8 л/сек.). Этой же причиной объясняется и низкая интенсивность смыва с поверхности водосбора Ширабаддарьи, которая составляет 240 т с 1 км² в год (M_0=2,4 л/сек., средняя мутность воды 3,14 кг/м³).

Наибольшей интенсивности смыв достигает с водосбора Вахша, с поверхности которого ежегодно выносится 2560 т/км² взвешенных наносов. Эта цифра смыва является пока рекордной для рассматриваемой территории. Столь интенсивный смыв с водосбора Вахша объясняется обилием осадков, высоким удельным стоком, молодостью эрозионных процессов, распространением даже в верховьях малостойких против денудации молодых (меловых и третичных) отложений, в частности песчаников и сланцев, и т. п. В результате этого даже в бассейне Кзылсу и Муксу наблюдаются осыпи и громадные конусы выноса боковых притоков, свидетельствующие о весьма интенсивном здесь ходе эрозии и денудации. Значительно меньше интенсивность смыва с водосбора Пянджа (480 т/км²). Это в первую очередь объясняется развитием более стойких против выветривания пород в этом водосборе и наличием выровненных поверхностей на Памире.

В целом можно констатировать более значительные масштабы смыва в южных районах Средней Азии (исключая водосборы рек Туркменской ССР), чем в северных, где смыв только в редких случаях достигает 50 т/км² и никогда не превышает 300 т/км². Достаточно указать, что средняя интенсивность смыва севернее Ферганской долины составляет округленно 210 т/км²

за год, а южнее — 900 т/км². Большие масштабы смыва в южных районах Средней Азии частично могут быть объяснены:

1) повышенным (исключая, конечно, Восточный Памир) количеством осадков и меньшей продолжительностью на соответствующих высотах снежного покрова;

2) большей средней высотой размываемого массива и большей энергией рельефа;

3) в общем бо́льшим распространением молодых мезо-кайнозийских пород, малостойких против выветривания и денудации;

4) разным характером процессов почвообразования в северных и южных районах Средней Азии;

5) обычно большим развитием селевой деятельности в связи с ливневым характером осадков весной и в начале лета;

6) менее развитым растительным покровом, в частности древесно-кустарниковой растительности;

7) распространением богары на более высоких отметках и т. п.

Установленные значения выноса наносов с водосборов рек Средней Азии позволяют оценить среднее понижение их поверхностей. Если объемный вес смываемых почв и горных пород принять равным 2,5, то получим значения понижения поверхности водосборов, наиболее типичные в отношении смыва рек Средней Азии с учетом стока растворенных веществ (табл. 34).

Таблица 34

Река — пункт	Понижение поверхности в мм за год	Вынос взвешенных наносов и растворенных веществ, т/км² за год
Талас — с. Буденновское	0,0162	40,5
Исфайрам — с. Учкурган	0,0488	120,5
Нарын — г. Учкурган	0,124	309
Карадарья — с. Кампыррават	0,246	615
Сох — с. Сарыканда	0,266	664
Матча — с. Айни	0,356	889
Вахш — с. Сарбант	1,160	2890

Таким образом, для понижения поверхности водосбора р. Вахш на 1 м требуется около 900 лет, а для понижения поверхности водосбора р. Талас на ту же величину необходимо уже более 60 000 лет. Средний же смыв с площади, по данным о взвешенных наносах, без рек Туркмении и бассейна озера Балхаш составляет округленно 0,40 мм в год. Средний смыв с горной области Средней Азии, включая реки Туркмении и реки бассейна Или, равен 0,26 мм за 1 год. По данным А. В. Волина [3], средняя интенсивность эрозии Русской платформы (с учетом влекомых наносов и растворенных веществ) составляет 0,03 мм

в год, что приблизительно вдвое больше смыва с поверхности водосбора р. Талас. Интенсивность смыва с Армянского нагорья равняется 0,14 мм в год, т. е. соответствует смыву с поверхности водосбора р. Нарын. Вынос с водосборов Большого Кавказа составляет 1200 т/км², что соответствует смыву 0,45 мм в год. Интересно отметить, что вынос взвешенных наносов с водосборов Большого Кавказа колеблется от 75 до 2248 т/км² в год. Средняя интенсивность смыва Северных Альп составляет 0,57 мм в год [3].

Таким образом, интенсивность смыва с горной области Средней Азии не выделяется из интенсивности смыва других горных стран, но резко превышает интенсивность эрозии Русской платформы, хотя в некоторых локальных районах европейской части СССР, согласно данным Б. В. Полякова [10], эрозия может достигать высокой интенсивности, превышая 1000 т/км² в год (Заволжье, правобережные склоны Волги, Средне-Русской и Волыно-Подольской возвышенностей). В заключение следует отметить, что в некоторые годы по рекам Средней Азии, на которых наблюдается прохождение селей, за один сель может выноситься количество наносов, превышающее их нормальный твердый сток за несколько лет. В качестве известного примера можно сослаться на сель, прошедший по р. Малая Алмаатинка в июле 1921 г. Сток наносов за этот сель, по-видимому, не менее чем в 20 раз превышал нормальный годовой сток взвешенных наносов р. Малой Алмаатинки.

Распределение мутности воды

Распределение мутности воды по территории горной области Средней Азии в значительной степени аналогично распределению интенсивности смыва, хотя полного совпадения здесь ожидать, по вполне понятным причинам, нельзя. Мутность воды, пожалуй, еще в большей степени, чем смыв, проявляет тенденцию к возрастанию при продвижении с севера на юг. Так, в бассейнах озера Балхаш, рек Талас, Чу, озера Иссык-Куль и р. Чирчик мутность воды наименьшая и только в сравнительно редких случаях превышает 0,2 кг/м³. К числу таких исключений относятся реки Чилик (1,04 кг/м³), Талгар (0,620 кг/м³), Малая Алмаатинка (0,515 кг/м³), Чирчик (0,268 кг/м³), Угам (0,304 кг/м³) и Кзылсу (округленно 0,4 кг/м³). С другой стороны, здесь встречается мутность 0,05 кг/м³ и даже менее 0,02 кг/м³.

Мутность воды р. Нарын в верхнем течении (у г. Нарын) составляет 0,331 кг/м³, вниз по течению она возрастает и в створе Дупкурской станции равна 0,866 кг/м³, а при выходе в Ферганскую долину несколько превышает 1 кг/м³ (1,09 кг/м³).

Мутность Карадарьи при выходе в Ферганскую долину составляет 1,64 кг/м³. Мутности рек северного склона Алайского

и Туркестанского хребтов укладываются в пределы 0,13 (Исфайрам) — 0,95 кг/м³ (Сох)[1], если исключить водосбор Аравана, реки которого отличаются пониженной мутностью (менее 0,1 кг/м³).

Мутность воды р. Зеравшан равна 0,850 кг/м³, причем мутность р. Матча достигает 1,38 кг/м³.

Мутность рек бассейна Кашкадарьи колеблется в пределах от 0,42 (Кашкадарья у с. Варганзи) до 3 кг/м³ и более (Гузардарья). В бассейне р. Сурхандарья мутность рек Каратаг и Туполанг превышает 0,25 кг/м³, а рек Ширабаддарья и Сангардак — 3 кг/м³.

В бассейне р. Кафирниган мутность воды р. Варзоб превышает 0,35 кг/м³, а в самом Кафирнигане равна 0,276 кг/м³. Средняя мутность воды р. Вахш при выходе его из гор составляет 3,86 кг/м³, а р. Пяндж — 1,5 кг/м³. Реки Теджен и Мургаб у государственной границы СССР имеют мутность 4,07 и 0,97 кг/м³.

Высокой мутностью воды отличается р. Атрек, содержащая при выходе из гор в 1 м³ воды более 20 кг взвешенных наносов (21—22 кг/м³).

По данным Б. Т. Кирста, средняя за 10 лет мутность р. Кашан близ устья превышает 90 кг/м³, а средняя за 9 лет мутность р. Кушки равна 28 кг/м³. Обе реки являются притоками р. Мургаб. У мелких рек мутность воды может быть еще больше.

Таким образом, в южных районах Средней Азии мутность воды, как правило, превышает 0,3 кг/м³, причем только здесь встречается мутность свыше 3 кг/м³. Следовательно, на юге Средней Азии работа жидкого стока по смыву и размыву достигает большей эффективности.

Из сказанного можно сделать вывод, что при прочих равных условиях в южных районах Средней Азии сооружение водохранилищ менее выгодно, чем в северных районах.

Распределение мутности воды и интенсивности смыва по длине рек

Немногочисленные данные о мутности воды в нескольких пунктах некоторых рек позволяют подметить один весьма важный факт: по мере продвижения вниз по течению рек интенсивность смыва и относительная мутность увеличиваются. Это увеличение обычно наблюдается как в пределах горной, так и в равнинной областях, если только транспортирующая способность потока остается достаточно высокой и резко не уменьшается за счет снижения уклонов, разбора воды на орошение и т. п.

---

[1] Приведена мутность у с. Сарыканда. У выхода из гор мутность р. Сох приближенно равна 2 кг/м³.

Рассмотрим сначала изменения интенсивности смыва и мутности в пределах горной области (рис. 97).

В бассейне р. Чирчик резкое увеличение смыва по мере продвижения вниз по реке можно видеть на примере рек Пскем и Чаткал. Так, средний смыв с поверхности водосборов рек Ойгаинг и Майдантал (составляющие р. Пскем) не превышает

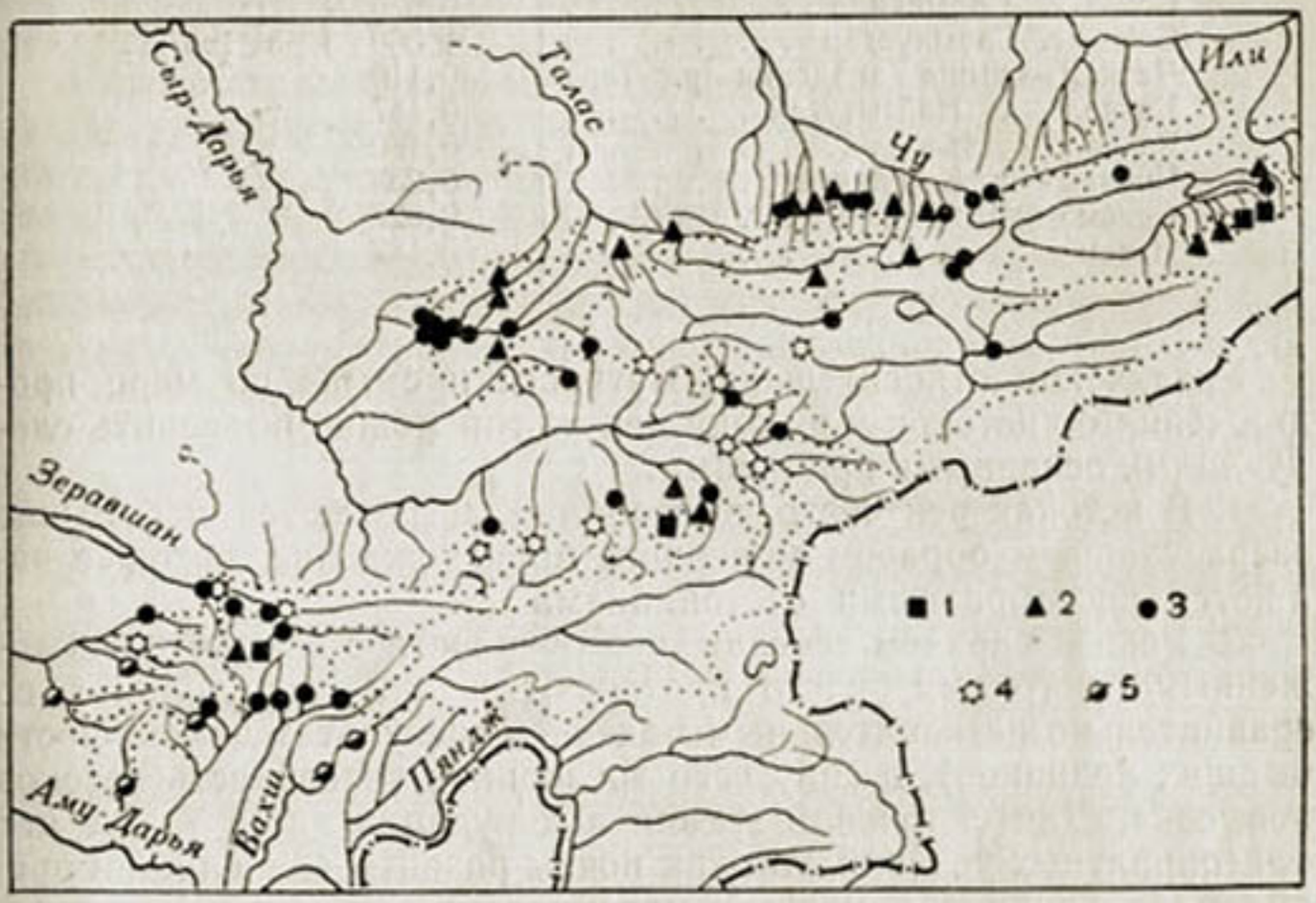


Рис. 97. Распределение мутности воды по территории горной области Средней Азии.

Относительная мутность в кг/м³: *1*) 0,01—0,02; *2*) 0,02—0,10; *3*) 0,10—0,50; *4*) 0,50—2,00; *5*) 2,00—5,00.

20—30 т/км² в год, в то время как смыв с единицы площади всего бассейна р. Пскем равен 159 т/км², а с единицы площади бассейна собственно р. Пскем превышает 300 т/м². С поверхности водосбора р. Чаткал выше устья р. Терс смывается 50 т/км² в год, а ниже устья р. Терс — более 150 т/км². Аналогичная картина наблюдается и в бассейне р. Нарын, где до г. Нарын смыв составляет 78 т/км², а ниже — 250 т/км².

Только на водосборе р. Зеравшан наблюдается уменьшение интенсивности смыва, объясняемое последовательным впадением в него рек Фандарья, Кштутдарья и Магиандарья, в бассейнах которых смыв значительно менее интенсивен, чем на водосборе собственно Зеравшана.

Возрастание относительной мутности при продвижении вниз можно видеть из данных, осредненных за ряд лет, приведенных в табл. 35.

Таблица 35

Место наблюдения	Относительная мутность, кг/м³	
Нарын — г. Нарын	0,331	
Нарын — г. Учкурган	1,088	
Сох — с. Сарыканда	0,670	средняя за 1937 г.
Сох — с. Сарыкурган	1,300	
Чаткал — выше впадения р. Терс	0,110	
Чаткал — с. Найзытугай	0,147	
Чаткал — устье	0,180	
Чирчик — г. Ходжикент	0,258	
Пскем — исток	0,027	
Пскем — устье	0,187	

Увеличение относительной мутности и смыва по мере продвижения от истоков к выходу рек из гор можно объяснить следующими основными причинами:

1. В истоках рек часто в изобилии встречаются небольшие озера главным образом моренного происхождения, которые являются своеобразными отстойниками.

2. Реки в верхнем течении, в особенности с высоко расположенными истоками, часто протекают в широких долинах со сравнительно незначительным падением (результат деятельности бывших ледников), в силу чего эрозионная способность потоков невысока. Для склоновой эрозии и денудации здесь также нет благоприятных условий, так как почвы развиты еще слабо и преобладает крупнообломочный материал.

3. Ниже по течению рек возможности склоновой и русловой эрозии и денудации возрастают как за счет большего развития мелкоземистого покрова и молодых пород, менее стойких против выветривания и сноса, так и за счет все большего преобладания жидких осадков (носящих, к тому же, ливневый характер весной и в начале лета) и уменьшения продолжительности снежного покрова. Кроме того, с увеличением скоростей и расходов возрастают возможности русловой эрозии.

4. Величина смыва определяется произведением мутности на модуль стока. Так как вниз по течению рек мутность возрастает, то большей частью в том же направлении увеличивается и смыв. Только в тех случаях, когда вниз по реке модуль стока уменьшается быстрее, чем возрастает мутность, смыв будет уменьшаться.

5. Со снижением высот приток воды с единицы площади водосбора обычно уменьшается, поступление же продуктов смыва и размыва, несмотря на уменьшение количества осадков по причинам, указанным выше, может не только не уменьшаться, но даже возрастать.

Нет сомнений, что в целом ряде случаев мы будем встречаться с отклонениями от указанной закономерности, в особенности в тех случаях, когда на путях переноса лежат межгорные котловины или озера, могущие аккумулировать твердый сток. Однако нет сомнений и в том, что нормально наблюдается увеличение относительной мутности, интенсивности смыва и твердого стока при продвижении от истоков к границе между горной и равнинной областями.

В пределах равнинных пространств обычно сначала продолжается увеличение мутности воды и твердого стока или, во всяком случае, не наблюдается уменьшения их. Только в нижних течениях рек в связи со снижением уклонов и расходов воды, а следовательно, и транспортирующей способности потока наблюдается резкое снижение твердого стока и относительной мутности. Сказанное можно иллюстрировать данными табл. 36.

Таблица 36

Место наблюдения	Относительная мутность, кг/м³
Чирчик — при выходе из гор	0,258
Чирчик — устье	0,523
Ангрен — при выходе из гор	0,042
Ангрен — близ устья	1,154
Теджен — при выходе из гор, Пулихатум	4,07
Теджен — с. Киндыклы	8,41
Мургаб — с. Сеннали	0,97
Мургаб — с. Ташкепри	1,07
Мургаб — Султанбендское водохранилище	3,00
Сурхандарья — у истоков	0,485
Сурхандарья — устье	2,35

У наиболее мощных рек Средней Азии — Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи — относительная мутность и твердый сток увеличиваются или сохраняются на большом протяжении после выхода их из гор. Так, у Аму-Дарьи заметное уменьшение твердого стока и мутности воды наблюдается только ниже теснины Тюя-Муюн, т. е. на расстоянии 450 км от Аральского моря. Мутность воды и твердый сток Сыр-Дарьи в пределах Ферганской долины резко возрастают; заметное уменьшение их наблюдается лишь на участке, где река пересекает огромный низменный район протоков Чиили и Караузяк, затопляемый при прохождении значительных половодий, причем уменьшение стока взвешенных наносов и мутности наиболее интенсивно в многоводные годы.

Увеличение или сохранение относительной мутности и твердого стока на значительном протяжении равнинных участков

среднеазиатских рек объясняется тем, что при выходе из гор транспортирующая способность потоков значительно превышает переносимый ими материал. Это обусловливает благоприятные условия для размыва русла, которое здесь сложено малоустойчивыми отложениями самих рек, снабжающими в изобилии потоки, главным образом взвешенными наносами.

В заключение хочется отметить, что почти весь твердый сток рек аккумулируется на равнинных пространствах Средней Азии. Вынос наносов в Аральское море и озеро Балхаш невелик. Так, например, Аму-Дарья, согласно данным наблюдений изыскательской партии Гипроводтранса у пристани Кант-Узяк, в 1934/35 г. выносила в Аральское море не более 20% своего твердого стока у вершины дельты. Нужно, однако, иметь в виду, что при сильной изменчивости гидрографической сети дельты Аму-Дарьи, в частности при возникновении и отмирании на пути переноса твердого стока водоемов, условия выноса наносов в Аральское море могут сильно изменяться.

Изменчивость годового стока взвешенных наносов

По вполне понятным причинам изменчивость годового стока взвешенных наносов выше изменчивости годового стока воды. Отношение коэффициентов вариации характеристик стока $\left(\frac{C_{v_н}}{C_v}\right)$ для горных участков рек до выхода их на равнину составляет 2,5—5,5, а возможно, и более, так как диапазон колебаний рассматриваемого отношения установлен по сравнительно малому числу створов, продолжительность же колебаний за стоком взвешенных наносов далеко не всегда достаточна для достоверного определения отношения $\frac{C_{v_н}}{C_v}$. В среднем это отношение близко к 3,5, и, следовательно, оправдывается рекомендация Г. В. Лопатина [6], который для горных рек предлагал принимать $C_{v_н} = 3{,}33\,C_v$. Однако в ряде случаев подобная рекомендация может приводить к существенным ошибкам. Поэтому приобретают интерес попытки уточнить определение изменчивости годового стока взвешенных наносов. В качестве такой попытки можно указать на зависимость между $\frac{C_{v_н}}{C_v}$ и средней взвешенной высотой водосбора ($H_{ср}$), полученную В. П. Светицким [11] для рек бассейна Аму-Дарьи. Согласно этой зависимости, для рек с водосборами, имеющими $H_{ср} < 2000$ м, можно рекомендовать принимать $\frac{C_{v_н}}{C_v}$ равным 2,5, для водосборов с $H_{ср}$ 2000—3000 м — равным 2,5—3,5 (в среднем 3,0) и для водосборов с $H_{ср} > 3000$ м

$\frac{C_{v_н}}{C_v}$ равно 3,5—6,0 (в среднем 4,5). Однако следует иметь в виду, что эта зависимость получена также по небольшому числу створов и со сравнительно короткими рядами наблюдений, поэтому она нуждается в уточнении и проверке. Применимость ее к другим бассейнам Средней Азии должна быть исследована.

Возможно и другое весьма приближенное решение задачи определения $C_{v_н}$ в неизученных створах, следующее из тенденции к увеличению $\frac{C_{v_н}}{C_v}$ со снижением изменчивости годового стока воды. Так, например, при C_v, равном 0,10—0,20, отношение $\frac{C_{v_н}}{C_v} > 2{,}80$, а при $C_v > 0{,}20$ это отношение меньше 2,80. Упомянутая тенденция не противоречит зависимости $\frac{C_{v_н}}{C_v} = f(H_{ср})$, полученной В. П. Светицким, так как C_v годового стока воды снижается с увеличением средней взвешенной высоты водосбора.

Внутригодовое распределение стока взвешенных наносов

Как известно, внутригодовое распределение стока взвешенных наносов на реках Средней Азии в значительной степени аналогично внутригодовому распределению стока воды и отличается только большей неравномерностью. Действительно, более чем в 60% случаев время наступления месячных максимумов наносов и воды совпадает. Однако почти в 30% случаев максимум стока взвешенных наносов опережает максимум стока воды по причинам, описанным в литературе (смыв с поверхности водосборов подготовленных за предшествующий период продуктов выветривания), и менее чем в 10% случаев наибольший средний месячный расход взвешенных наносов опаздывает по сравнению с таковым воды. К числу таких случаев относятся, например, р. Язгулем у с. Матраун, р. Талас у с. Буденновского, р. Большой Кебин у устья и др. Возможно, что на некоторых реках такое отставание наибольшего стока наносов от стока воды вызвано кратковременностью наблюдений над стоком взвешенных наносов.

Вполне понятно, что наибольшая месячная мутность воды чаще, чем наибольший месячный сток наносов, опережает наибольший месячный расход воды. Так, время наступления наибольшей мутности воды совпадает со временем наибольшего месячного расхода воды всего лишь в 36% случаев, а опережает его более чем в 50% случаев. Встречаются и случаи (несколько более 10%), когда наибольшая мутность наблюдается позже наибольшего расхода воды.

Одной из главных отличительных особенностей распределения стока взвешенных наносов является, как уже указывалось, его крайняя неравномерность в течение года. Так, например, наибольший относительный месячный сток взвешенных наносов ($W_н$) превышает наибольший месячный сток воды ($W_в$) в 1,2—3 раза, в подавляющем большинстве случаев — в 1,4—2 раза. В среднем можно считать, что $\frac{W_н}{W_в} = 1{,}7$. Если наибольший месячный сток воды на реках Средней Азии редко превышает 25% годового, то наибольший месячный сток взвешенных наносов нередко превышает 40%, а изредка даже 50% годового стока.

Крайняя неравномерность стока взвешенных наносов на протяжении года видна и при сопоставлении значений коэффициентов внутригодовой неравномерности стока взвешенных наносов ($\varphi_н$) и воды (φ). Если величина φ почти в 90% случаев укладывается в пределы 0,25—0,50, причем на долю φ, равного 0,30—0,40, приходится около 50% всех случаев, то значения $\varphi_н$ в подавляющем большинстве случаев (90%) превышают 0,50, причем $\varphi_н > 0{,}60$ встречаются весьма часто (несколько более 50% случаев). В общем значения $\varphi_н$ больше значений φ в 1,2—4 раза, в подавляющем большинстве случаев — в 1,4—3 раза. Таким образом, неравномерность стока взвешенных наносов в среднем более чем в два раза превышает неравномерность стока воды.

На реках Средней Азии, на которых имеет место суточный ход расходов воды, естественно, наблюдается и суточный ход мутности воды. Последний количественно был получен на р. Большая Алмаатинка Н. П. Павленко [8] (рис. 98). Понятно, что амплитуда колебаний мутности больше амплитуды колебаний расходов воды.

Резкие колебания мутности воды вызывают и сильные дожди, нарушая зависимости $\rho = f(Q)$. Так, например, по наблюдениям Павленко [8] на р. Большая Алмаатинка, мутность воды в ясные дни была во много раз меньше мутности после прохождения дождей при близких расходах воды (табл. 37).

Таблица 37

Дата и время взятия пробы	Расход воды, м³/сек.	Мутность воды, кг/м³	Примечание
3/VII 1949 г., 14^{00}	11,00	12,595	После дождя
15/VII 1949 г., 13^{33}	10,07	0,222	Ясный жаркий день
9/VIII 1949 г., 22^{00}	15,96	7,360	Во время дождя
12/VIII 1949 г., 19^{30}	16,00	1,180	Ясный жаркий день

При выдающихся дождевых максимальных расходах мутность воды даже крупных рек может достигать исключительно

высоких значений. Так, например, на р. Чирчик у с. Газалкент 8/IV 1959 г. во время прохождения расхода воды около 2000 м³/сек. (см. главу VII) мутность была равна 136 кг/м³.

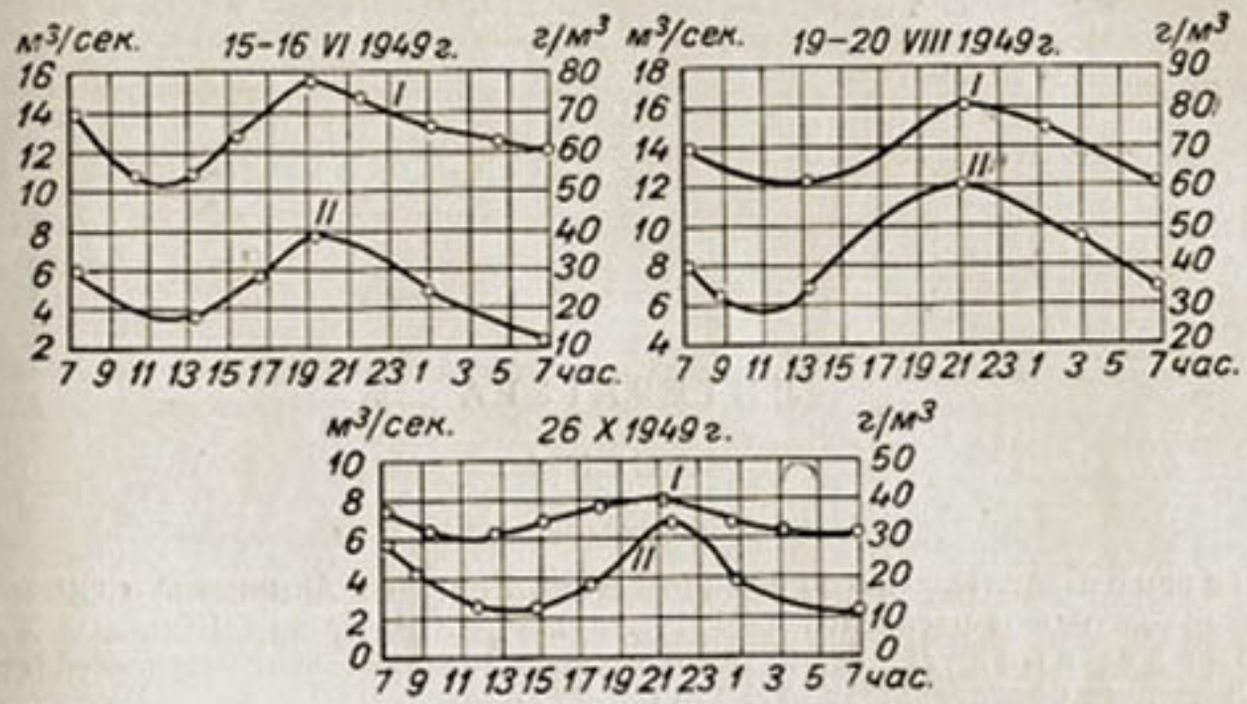


Рис. 98. Суточный ход расходов (м³/сек.) и мутности воды (г/м³) на р. Большая Алмаатинка.

I — расходы воды, *II* — мутность.

В заключение укажем, что способ расчета внутригодового распределения стока взвешенных наносов может быть разработан на основе зависимости между отношением стока за период июль—сентябрь к стоку за период март—июнь как воды (δ), так и взвешенных наносов (γ). Последний показатель был предложен О. П. Щегловой. Ею же производился опыт установления зависимости $\gamma = f(\delta)$. Естественно, что этот путь определения внутригодового распределения стока взвешенных наносов в неизученных пунктах является одним из многих.

ЛИТЕРАТУРА

ЧАСТЬ I

К предисловию

1. Важнов А. Н. Средний многолетний сток рек Армянской ССР и его внутригодовое распределение. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.
2. Владимиров Л. А. К истории исследований закономерностей стока в горных областях. Изд. АН ГрузССР, Тбилиси, 1960.
3. Указания к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1959.
4. Шульц В. Л. и др. Основные черты гидрологии Средней Азии (жидкий сток). Изд. Комитета Наук УзбССР, Ташкент, 1936.
5. Шульц В. Л. Приближенное определение основных характеристик жидкого стока рек Средней Азии (в пределах горной области). Изв. АН УзбССР, № 6, 1947.

К главе I

1. Дроздов О. А. Данные по влагообороту Европейской территории СССР и Средней Азии. Тр. ГГО, вып. 45, 1954.
2. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 24, М.—Л., 1946.
3. Корженевский Н. Л. Средняя Азия. Изд. Среднеаз. гос. ун-та, Ташкент, 1941.
4. Кунин В. Н. О глубине физико-географического воздействия в условиях песчаной пустыни. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., т. XII, № 1, 1948.
5. Кунин В. Н. Воды. Очерки природы Каракумов. Изд. АН СССР, М., 1955.
6. Кунин В. Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. Изд. АН СССР, М., 1959.
7. Кунин В. Н. и Лещинский Г. Т. Временный поверхностный сток и искусственное формирование грунтовых вод в пустыне. Изд. АН СССР, М., 1960.
8. Шульц В. Л. Принципы и схема гидрологического районирования Средней Азии. Тр. и материалы по гидрологии Средней Азии, вып. 1. Изд. УЕГМС Средней Азии, Самарканд—Ташкент, 1935.
9. Veihmeyer F. I. Evaporation from Soils and Transpiration. Trans. Amer. Geophys. Un., 1938.

К главе II

1. Абальян Т. С. Прогноз стока рек Чуйского бассейна, Тр. ЦИП, вып. 67, 1958.

2. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. Тр. Ин-та географии, вып. VI. Работы Тяньшаньской физико-географической станции, вып. 3, 1953.
3. Авсюк Г. Я. К вопросу о возможности искусственного усиления таяния ледников на Тянь-Шане. Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. Изд. АН СССР, М., 1953.
4. Богданов Н. Ф. и Спенглер О. А. К вопросу об определении запасов воды в снежном покрове. Изв. ГГИ, № 29, 1930.
5. Давыдов Л. К. Колебания водоносности рек Средней Азии. Тр. гидрометеорологич. отдела Средазмета, т. I, вып. 2, 1929.
6. Ильин И. А. Источники питания и условия стока р. Ала-Арча. Тр. ТГО, вып. 10 (11), 1954.
7. Ильин И. А. Водные ресурсы Ферганской долины. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
8. Ильясов А. Т. Формирование стока рек в горной части Средней Азии и роль снеговых, ледниковых и грунтовых вод в этом процессе Тр. III гидрологич. съезда, т. II. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
9. Исследования стока. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 17, 1945.
10. Корженевский Н. Л. К вопросу о влиянии таяния ледников на расходы рек. Тр. и материалы по гидрологии Средней Азии, вып. 1. Изд. УЕГМС Средней Азии, Самарканд—Ташкент, 1935.
11. Кузнецов Н. Т. Некоторые черты гидрологии китайской части Тянь-Шаня. Природные условия Синьзяна. Изд. АН СССР, М., 1960.
12. Львович М. И. Опыт классификации рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 6, 1938.
13. Машуков П. М. Об источниках питания рек Средней Азии, Изв. Узб. филиала ГО СССР, т. IV, Ташкент, 1960.
14. Небольсин С. И. и Надеев П. П. Элементарный поверхностный сток, Гидрометеоиздат, М.—Л., 1937.
15. Ольдекоп Э. М. К вопросу о прогнозе расходов рек в Туркестане. Бюлл. гидрометрич. части в Туркестанском крае, № 1—3, Ташкент, 1917.
16. Орлов Г. И. Результаты испытаний дождемеров разного устройства в разных условиях. Тр. ГГО, вып. 21, 1938.
17. Пальгов Н. Н. Катастрофические паводки на ледниковых реках Заилийского Алатау. Изв. ГГО, т. 79, вып. 2, 1947.
18. Пальгов Н. Н. Ледниково-снеговой сток у рек Заилийского Алатау. Географический сборник, вып. IV. Изд. АН СССР, М.—Л., 1954.
19. Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1958.
20. Салов М. С. Весенний сток в зоне недостаточного увлажения и возможности его прогноза. Тр. ЦИП, вып. 34 (61), 1954.
21. Хаскина М. И. К вопросу о способах и точности измерения зимних осадков. Метеорология и гидрология, № 9, 1952.
22. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Географгиз, М., 1949.
23. Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1956.
24. Шульц В. Л. Гидрография Средней Азии. Изд. Среднеаз. гос. ун-та, Ташкент, 1958.
25. Шульц В. Л. и Зарудиев П. М. Бассейн р. Кабул (краткий гидрологический очерк). Тр. САНИГМИ, вып. 3 (18), 1960.
26. Щеглова О. П. О ледниковом питании рек Средней Азии. Метеорология и гидрология, № 8, 1951.
27. Щеглова О. П. О ледниковом питании Аму-Дарьи. Сб. «Гидрометеорология в помощь народному хозяйству». Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1954.
28. Щеглова О. П. Об одном методе оценки ледникового питания. ДАН УзбССР, № 10, 1954.
29. Щеглова О. П. К вопросу о дождевом питании рек Средней Азии. Тр. ТГО, вып. 10 (11), 1954.

30. Щеглова О. П. Об одном методе определения дождевого питания рек Средней Азии. Изв. АН УзбССР, № 2. 1956.
31. Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии. Изд. Ташкент. гос. ун-та, Ташкент, 1960.
32. Юнусов Г. Р. Принципы выражения основных гидрологических характеристик рек с ледниковым питанием. Изв. Казахск. филиала АН СССР, серия энергетическая, вып. 1 (25), Алма-Ата, 1946.
33. Hamilton E. L. Rainfall sampling on ragged terrain. Techn. Bull. U. S. Dept. Agric., No 1096, 1954.

К главе III

1. Берг Л. С. Высыхает ли Средняя Азия? Изв. РГО, т. X, 1904 и т. XVI, 1905.
2. Берг Л. С. О проблематическом усыхании степей и пустынь. Изв. АН СССР, серия географич., № 5, 1953.
3. Большаков М. Н. К вопросу построения карт изолиний среднего стока для горных речных бассейнов. Тр. сектора водного х-ва Кирг. ФАН СССР, вып. 2, Фрунзе, 1950.
4. Бочков А. П. Влияние леса и агролесомелиоративных мероприятий на водность рек лесостепной зоны европейской части СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1954.
5. Быков В. Д. и Ходаков В. Г. Основные географические закономерности распределения стока на территории Средне-Русской возвышенности. Вопросы гидрологии. Изд. МГУ, М., 1957.
6. Валесян В. П. Исследование стока горных рек Армянской ССР. Изд. АН СССР, М., 1955.
7. Венюков М. О высыхании озер в Азии. Тр. VIII съезда естествоиспытателей и врачей, Спб, 1890.
8. Воейков А. И. Колебания климата и уровня озер Туркестана и Западной Сибири. Метеорол. вестник, т. XI, 1901.
9. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. Избранные сочинения, т. I, Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
10. Давыдов Л. К. Колебания водоносности рек Средней Азии. Тр. гидрометеор. отдела Средазмета, т. 1, вып. 2, Ташкент, 1929.
11. Дингельштед Т. Н. Опыт изучения ирригации Туркестанского края, Сырдарьинская область, ч. I, Спб., 1893.
12. Зайков Б. Д. Гидрологический очерк бассейна оз. Севан. Материалы по исслед. оз. Севан и его бассейна, ч. I, вып. 3, Изд. комитета по изучению и использ. оз. Севан при СНК ЗСФС, Л., 1933.
13. Зайков Б. Д. и Белинков С. Ю. Средний многолетний сток рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 2, 1937.
14. Зайков Б. Д. Карта среднего годового стока Европы, Тр. ГГИ, вып. 6, 1938.
15. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 40, 1946.
16. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР, Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 24, 1946.
17. Ильин И. А. Водные ресурсы Ферганской долины. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
18. Кочерга Ф. К. Селевые потоки Средней Азии. Материалы совещания по борьбе с эрозией почв и селевыми потоками. Изд. Узб. академии с.-х. наук, Ташкент, 1960.
19. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 18, 1945.
20. Львович М. И. О методике оценки изменений речного стока. Изв. АН СССР, серия географич., № 6, 1955.
21. Марков К. К. Высыхают ли Средняя и Центральная Азия? Вопросы географии, сб. 24, М., 1952.

22. Массон М. Е. О колебании климата Средней Азии в связи с вопросом об изменении режима вод за исторический период. Тр. Узб. филиала ГО СССР, т. 11 (XXI), 1948.
23. Молчанов Л. А. Изменяется ли климат Средней Азии? Соц. наука и техника, № 2—3, 1933.
24. Синицин В. М. Геотектонический фактор в изменении климата Центральной Азии. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 24, вып. 5, 1949.
25. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
26. Соседов И. С. и Валесян В. П. Исследование стока горных рек Армянской ССР. Изв. АН СССР, серия географическая, № 1, 1958.
27. Указания к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1959.
28. Цомая В. Ш. Методика производства маршрутных снегосъемок и анализ материалов наблюдений. Тр. ТбилНИГМИ, вып. 3, 1958.
29. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Изд. АН СССР, М.—Л., 1957.
30. Шульц В. Л. Количественные показатели к гидрологическому районированию. Изд. Узб. филиала АН СССР, Ташкент, 1937.
31. Шульц В. Л. Зависимость мощности снежного покрова от высоты местности в условиях Средней Азии. Изв. АН УзбССР, № 6, 1947.
32. Шульц В. Л. Средний сток рек Средней Азии. Метеорология и гидрология в Узбекистане. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1955.
33. Dati caratteristici del corsi d'acgua Italiani. Consiglio superiare Servizio Idrografico, Roma, 1934.
34. Douglass A. E. Climatic Cicles and Tree Growth. Carnegie. Inst., Publ. 29, v. I, 1919, v. II, 1928.
35. Huntington E. The Rivers of Chines Turkestan and the desiccation of Asia. Geogr. Journal, XXVIII, 1906.
36. Jarvis C. S. Flood Stage Records of the River Nils. Proc. of the Amer. Soc. of Civil. Engin, No 6, 1935.
37. Keen F. P. Climatic Cycles in Eastern Oregon as Indicatet by Tree-Rings. M. U. R., May, 1937.
38. Lutschg O. Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges, B. II, T. III, B. I T. I, Zürich, 1944, 1945.
39. Maurer S. Temporäre Schneegrenze und mittlere Schmelzwasserhöhen in Schweizerischn Alpengebiet nach neueren Erhebungen. Meteorologische Zeitschrift, B. 26, H. 12, 1909.
40. Spillman W. G. Der natürliche Wasserhaushalt im Aaregebiet. Wasserkraft und Wasserwirtschaft, Nr 3, 1935.
41. Schulman E. Centuries Long Tree Indicies of Precipitation in the Southwest. B. A. M., Soc., IV, v. 23, No 4, 1942.

К главе IV

1. Большаков М. Н. Некоторые особенности многолетних колебаний годового стока рек Средней Азии. Тр. Ин-та водного х-ва и энергетики АН КиргССР, вып. 2 (V), 1955.
2. Давыдов Л. К. Колебания водоносности рек Средней Азии. Тр. гидрометеорол. отдела Средазмета, т. I, вып. 2, 1929.
3. Давыдов Л. К. О коэффициенте вариации годового стока рек. Метеорология и гидрология (информ. сборник), № 5, 1946.
4. Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Гидрометеоиздат, Л., 1947.
5. Джорджио З. В. Опыт долгосрочных прогнозов стока рек Средней Азии. Изд. Среднеаз. гос. ун-та, Ташкент, 1957.
6. Ефимович П. А. Вопросы водохозяйственных расчетов и гидрологии. ОНТИ НКТП СССР, Л., 1936.

7. Зайков Б. Д. Изменчивость годового стока рек СССР. Сборник ГГИ, № 1, М.—Л., 1939.
8. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 38, 1946.
9. Кирста Б. Т. Реки северо-восточного склона Копет-Дага (автореферат диссертации). Изд. Среднеаз. гос. ун-та, Ташкент, 1960.
10. Кочерга Ф. К. Селевые потоки Средней Азии. Материалы совещания по борьбе с эрозией почв и селевыми потоками (тезисы докладов). Изд. Узб. академии с.-х. наук. Ташкент, 1960.
11. Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Расчеты речного стока. Гидрометеоиздат, М.—Л., 1934.
12. Ольдекоп Э. М. К вопросу прогноза расходов рек в Туркестане. Бюлл. гидрометрич. части в Туркестанском крае, № 1—3, Ташкент, 1917.
13. Ольдекоп Э. М. Зависимость режима реки Чирчик от метеорологических факторов. Тр. метотдела Средазмета, вып. 89, Ташкент, 1918.
14. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменения климата. Тр. НИУ ГУГМС, серия I, вып. 22, 1946.
15. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
16. Указания к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1959.
17. Шульц В. Л. Изменчивость годового стока рек Средней Азии. Тр. Института сооружений АН УзбССР, в. 1, Ташкент, 1949.
18. Шульц В. Л. Некоторые вопросы изменчивости годового стока рек Средней Азии. Изв. АН УзбССР, № 10, 1956.
19. Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1956.
20. Hout W. C., Langbein W. B. The Gield of Streams as a Measure of Climatic Fluctuations. Geograph. Review, vol. XXXIV, No 2, 1944.

К главе V

1. Абальян Т. С. О распределении стока рек Средней Азии в течение вегетационного периода. Тр. ЦИП, вып. 99, 1961.
2. Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. LVI. Работы Тяньшаньской физико-географич. станции, вып. 3, 1953.
3. Андреянов В. Г. Методика расчета внутригодового распределения стока с учетом водности года. Тр. ГГИ, вып. 38 (92), 1953.
4. Бостанджогло А. В., Шульц В. Л., Стружинский А. П. Исчисление выклинивающихся вод в бассейнах юго-западных рек Узбекистана. Ирригация и гидротехника, № 7, 1936.
5. Ванеева О. В. Черты гидрометеорологического режима ледника Караугом. Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, 1936.
6. Важнов А. Н. Средний многолетний сток рек Армянской ССР и его внутригодовое распределение. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.
7. Великанов М. А. Водный баланс суши. Гидрометеоиздат, М., 1940.
8. Зайков Б. Д. Внутригодовое распределение речного стока на территории Европы. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 15, 1944.
9. Иверонова М. И. Испарение со снежного покрова на хребте Терской-Алатау. География снежного покрова. Изд. АН СССР, М., 1960.
10. Ильин И. А. Материалы к познанию условий формирования речного стока из области ледников. Изв. ВГО, т. 86, вып. 2, 1954.
11. Ильин И. А. Водные ресурсы Ферганской долины. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
12. Калесник С. В. Общая гляциология. Учпедгиз, Л., 1939.
13. Комаров В. Д. О формировании талого стока на малых водосборах. Тр. ЦИП, вып. 9, 1948.

14. Косарев М. В. Материалы по исследованию изменчивости температуры в горах. Тр. УзбГО, вып. 1, 1937.
15. Кузьмин П. П. Температурный режим в верховьях бассейнов рек Зеравшан и Ягноб. Тр. ледниковых экспедиций, вып. III, 1936.
16. Кузьмин П. П. Радиация, отраженная от поверхности моря и поглощенная слоями воды различной глубины. Метеорология и гидрология, № 7—8, 1939.
71. Кузьмин П. П. О таянии снега. Гидрометеоиздат, М., 1944.
18. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Гидрометеоиздат, Л., 1958.
19. Лаврентьева Л. Д. Показатели внутригодовой незарегулированности водно-энергетических ресурсов. Изв. АН КазССР, серия энергетич., вып. 2 (14), 1959.
20. Луценко И. М. К вопросу о методике исчисления добавочных вод в оазисах Средней Азии. Тр. и материалы по гидрологии Средней Азии, вып. 1. Изд. УЕГМС Средней Азии, Самарканд—Ташкент, 1935.
21. Львович М. И. Опыт классификации рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 6, 1938.
22. Макарова Т. Т. Исследование формирования весеннего половодья по методу водного баланса (на примере р. Мологи). Тр. ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
23. Машуков П. М., Мурза Л. М. Центр половодья горных рек Средней Азии. Тр. САНИГМИ, вып. 7 (22), 1961.
24. Небольсин Е. И. и Надеев П. П. Элементарный поверхностный сток. Гидрометеоиздат, М., 1937.
25. Ольдекоп Э. М. Опыты по вопросу о роли испарения и конденсации в питании Туркестанских ледников. Вестник ирригации, № 3, 1924.
26. Пальгов Н. Н. Связь между температурой воздуха и таянием ледников Заилийского Алатау. Вестник АН КазССР, № 10, 1946.
27. Попов Е. А. Результаты опытов по определению испарения и конденсации на леднике Башкара. Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, 1936.
28. Решетников А. И. Сток снеговых и дождевых вод с элементарных площадок в районе Валдайской возвышенности. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 17, 1945.
29. Рубинова Ф. Э. Расчет некоторых многолетних характеристик паводков на реках южного района Средней Азии. Изв. АН УзбССР, серия технических наук, № 2, 1958.
30. Рудовец Л. Ф. Испарение снега. Метеор. вестник, в. XXXIV, 1924.
31. Рутковский В. И. Опыт изучения теплового баланса снега в период таяния. Метеорология и гидрология, № 5, 1941.
32. Соседов И. С., Филатова Л. Н. Результаты наблюдений над испарением со снежного покрова в горах Заилийского Алатау. Метеорология и гидрология, № 8, 1961.
33. Спенглер О. А. Стаивание поверхности ледников. Тр. ледниковых экспедиций, вып. 1, 1936.
34. Тихоновский П. Г. Определение интенсивности водоотдачи. Метеорология и гидрология, № 6, 1952.
35. Харченко С. И. Гидрометеорологические условия формирования половодья на притоках Нижнего Дона. Тр. III Всесоюзного гидрологич. съезда, т. II. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
36. Черниговский Н. Т. Несколько опытов над радиационными свойствами снега и льда Карского моря у о-ва Уединения в 1935 г., ж. «Арктика», в. IV, 1936.
37. Черниговский Н. Т. О радиационных свойствах снегового покрова и льда арктических морей. Проблемы Арктики, № 6, 1939.
38. Чирвинский П. И. Снег и снегозадержание. Изд. «Северный Кавказ», Ростов н/Д, 1931.
39. Шалатова Л. И. Снежники горной области Средней Азии, влияние

абсолютной высоты и ориентации их на таяние (автореферат диссертации). Изд. Среднеаз. гос. ун-та, Ташкент, 1954.
40. Шульц В. Л. К вопросу о классификации рек Средней Азии по типу их питания. Бюлл. АН УзбССР, № 5—6, 1944.
41. Шульц В. Л. Опыт изучения теплового баланса снежника. Бюлл. АН УзбССР, № 11, 1946.
42. Шульц В. Л. Интенсивность снеготаяния в горах Средней Азии. Тр. Ин-та энергетики АН УзбССР, вып. 1, 1947.
43. Шульц В. Л. Приближенное определение основных характеристик жидкого стока рек Средней Азии. Изв. АН УзбССР, № 6, 1947.
44. Шульц В. Л. Испарение и конденсация на поверхности снежников в период их таяния. Изв. Узб. филиала ГО СССР, т. I, 1955.
45. Шульц В. Л. и Шалатова Л. И. Режим и распределение характеристик речного стока на территории бассейна Кашкадарьи. Тр. Среднеаз. гос. ун-та, новая серия, вып. LXXX, географич. науки, кн. 8, 1956.
46. Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1956.
47. Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии. Изд. Среднеаз. гос. ун-та, Ташкент, 1960.
48. Щеглова О. П. К вопросу о классификации рек Средней Азии по типу их питания. Изв. АН СССР, серия географич., № 3, 1961.
49. Parshall R. Return of Selpage Water to the South Platte River in Colorado. The Agricultural Experiment Station of the Colorado Agricultural College, Bull. 279, 1922.
50. Spillman W. G. Der natürliche Wasserhaus halt im Aaregebiet. Wasserkraft und Wasserwirtschaft, Nr 3, 1935.

К главе VI

1. Боголюбов С. Н. Методика проектирования гидрографов снегового половодья. Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 39, 1946.
2. Давыдов Л. К. Колебание водоносности рек Средней Азии. Тр. гидрометеорологич. отдела Средазмета, т. I, вып. 2, 1929.
3. Комаров В. Д. Основные факторы весеннего стока. Тр. ЦИП, вып. 2 (29), М.—Л., 1947.
4. Молосиов И. Зависимость водности р. Гава от атмосферных осадков. Тр. Узб. филиала ГО СССР, вып. 1, 1937.
5. Паршин В. Н., Салов М. С. Весенний сток в бассейне р. Дона и его предвычисление. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
6. Рубинова Ф. Э. Изменчивость некоторых элементов паводков. Изв. АН УзбССР, серия технических наук, № 6, 1958.
7. Созыкин Н. Ф. О динамике впитывания воды в почву. Трансжелдориздат, М., 1940.
8. Шульц В. Л. К вопросу о методе установления расчетного года. Изв. АН УзбССР, серия технических наук, № 6, 1958.

К главе VII

1. Алексеев Г. А. Расчеты паводочного стока рек СССР. Л., 1955.
2. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей на территории УССР, их хода и распространения по площади. Тр. ГГИ, вып. 6, 1948.
3. Виноградов Ю. Б. Формирование поверхностного стока. Изв. АН УзбССР, серия технических наук, № 1, 1960.
4. Денисов Ю. М. Расчет максимальных расходов талых вод. Изв. АН УзбССР, серия технических наук, № 2, 1958.
5. Денисов Ю. М. Снеготаяние. Сборник работ аспирантов, отделение технических и геолого-химических наук, вып. I. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1958.

6. Дубах А. Д. Материалы по вопросам прудовой техники. Л., 1928.
7. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. Гидрометеоиздат, М., 1959.
8. Кочерга Ф. К. Селевые потоки Средней Азии. Материалы совещания по борьбе с эрозией почв и селевыми потоками (тезисы докладов). Изд. Узб. Академии с.-х. наук, Ташкент, 1960.
9. Огиевский А. В. Основные закономерности в процессах поверхностного стока на речных бассейнах Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 13, 1945.
10. Преображенский Т. Н. Из результатов наблюдений над поверхностным стоком талых вод. Материалы по опытно-мелиоративному делу, т. III, 1929.
11. Рабкова Е. К. Некоторые вопросы гидравлики селевого потока (автореферат диссертации). Изд. Ан УзбССР, Ташкент, 1954.
12. Рабкова Е. К. Исследования селевых потоков в районе предгорий северной Ферганы. Тр. Ин-та сооружений АН УзбССР, вып. 7, 1955.
13. Соколовский Д. Л. Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР. Гидрометеоиздат, М.—Л., 1937.
14. Соколовский Д. Л. Некоторые вопросы теории и практики расчетов ливневого стока в связи с особенностями строения гидрографической сети. Вопросы гидрологии, изд. МГУ, М., 1957.
15. Соколовский Д. Л. Методика оценки физически возможных наибольших расходов воды на основе географических параметров формулы максимального стока. Тр. ГГИ, вып. 79, 1960.
16. Тарловский Г. Нормы стока для расчетов прудовых водосливов. Тр. II съезда инженеров-гидротехн., 1913.
17. Тимофеев Е. М. Сель 29 мая 1935 г. на р. Исфара. Социал. наука и техника, № 4, 1936.
18. Черногоров В. П. Составляющие расходов воды в периоды половодий и расчет максимальных расходов реки Ангрен у ст. Турк. Тр. ТГО, вып. 15(16), 1957.
19. Шульц В. Л. Некоторые данные о зависимости интенсивности снеготаяния от его продолжительности. ДАН УзбССР, № 1, 1949.
20. Шульц В. Л., Шалатова Л. И. О зависимости интенсивности снеготаяния от его продолжительности. ДАН УзбССР, № 2, 1952.
21. Шульц В. Л. и Шалатова Л. И. Сель в бассейне Чон-Кзылсу 14 июля 1956 г. Изв. филиала ГО, т. III, 1957.
22. Шульц В. Л. Гидрография Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1958.
23. Щеглова О. П. Два селя на сае Тогуз-булак. Изв. ВГО, т. 90, вып. 6, 1958.

К главе VIII

1. Джорджио З. В. Межень на реках Средней Азии. Тр. ТГО, вып. 10(11), 1954.
2. Кузин П. С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
3. Сборник определений основных гидрологических терминов и понятий. Под ред. А. И. Чеботарева. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
4. Соколовский Д. Л. Гидрологические и водохозяйственные расчеты при проектировании малых ГЭС. Тр. НИУ ГУГМС, серия VI, вып. 36, 1946.
5. Шевелев М. Э. Метод расчета обеспеченных минимумов речного стока. Метеорология и гидрология, № 8, 1937.
6. Щеголев Д. И. и Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. Гостоптехиздат, М.—Л., 1939.

К главе IX

1. Вавилов А. С., Захаров В. П., Ушаков А. П. Эксплуатация гидротехнических сооружений Средней Азии в зимних условиях. Госиздат УзбССР, Ташкент, 1950.
2. Машуков П. М. Ледовый режим реки Сыр-Дарья по данным авиаразведок. Тр. ТГО, вып. 15(16), 1957.
3. Машуков П. М. Анализ и прогноз ледовых явлений на Аму-Дарье. Гидрометеоиздат, Л., 1958.

К главе X

1. Абрамович Д. И. Исследование наносов р. Сулак. Редиздат ЦУЕГМС СССР, Л., 1935.
2. Бурдыкина А. П. Сток взвешенных наносов рек Азовского и Каспийского бассейнов. Географический сборник, т. II. Изд. АН СССР, М.—Л., 1953.
3. Волин А. В. Твердый сток и скорость эрозии. Изв. АН СССР, серия географич. и геофизич., т. IX, № 5, 1946.
4. Земляницкий Л. Т. Об эрозии почв в горных областях Южной Киргизии и Узбекистана. Эрозия почв. Изд. АН СССР, 1937.
5. Козменко А. С. Борьба с эрозией почв. Тр. Всесоюзн. научно-исслед. ин-та агролесомелиорации, вып. IX, 1937.
6. Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. Географгиз, М., 1952.
7. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, М., 1955.
8. Павленко Н. П. Режим стока наносов рек северного склона Заилийского Алатау. Изв. АН КазССР, серия энергетич., вып. 1(13), 1958.
9. Поляков Б. В. Определение величины стока наносов в целях установления срока заиления водохранилища. Записки ГГИ, т. X, 1934.
10. Поляков Б. В. Характеристика интенсивности эрозии по данным о стоке наносов рек Европейской территории СССР, Тр. 1-го совещания по регулированию стока. Изд. АН СССР, М.—Л., 1946.
11. Светицкий В. П. Изменчивость годового стока взвешенных наносов. Бюлл. научно-технич. информации (механизация хлопководства), № 1, Ташкент, 1959.
12. Форгеймер Ф. Гидравлика. ОНТИ, М.—Л., 1935.
13. Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 20(74), 1949.
14. Шамов Г. И. Сток наносов рек СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
15. Шульц В. Л. Интенсивность смыва с поверхности горной области Средней Азии. Метеорология и гидрология (информационный сборник), № 1, 1947.
16. Шульц В. Л. Вынос взвешенных наносов в Ферганскую долину и мутность воды рек. ДАН УзбССР, № 9, 1951.
17. Leiter M. M. Uber die Denudation in Flussgebiete Colorado. Geograph. Abhandlungen, 1928.

ЧАСТЬ II

ВВЕДЕНИЕ

Во второй части монографии дается характеристика наиболее крупных и хозяйственно важных рек Средней Азии. Характеристика основывается на закономерностях, установленных в первой части книги.

При написании второй части работы были широко использованы материалы гидрографических обследований рек, проводившихся сотрудниками республиканских управлений Гидрометслужбы, а также материалы гидрологических исследований, произведенных водохозяйственными организациями Средней Азии, главным образом Средазгипроводхлопком и Средазгидропроектом. Гидрографические описания рек даны сокращенно.

Изменения в режиме рек, вызванные хозяйственной деятельностью человека, затронуты в работе только в меру необходимости. Они несомненно заслуживают специального рассмотрения, которое могло бы явиться содержанием отдельной книги (в частности, третьей части монографии). Такая книга необходима потому, что при построении социалистического и коммунистического общества водохозяйственные мероприятия осуществлялись и будут осуществляться столь интенсивно, что во многих случаях даже сейчас нельзя провести границу между естественными реками и реками, преобразованными человеком. Сказанное особенно справедливо в отношении засушливых областей СССР и в первую очередь в отношении Средней Азии, где роль воды столь велика, что она нашла красочную оценку в народных поговорках: «Там, где кончается вода, там кончается и земля», «Где вода — там жизнь» и др.

В отличие от первой части книги, в которой для установления закономерностей использовались материалы наблюдений по возможности за единый период (1933—1958 гг.), во второй ее части, как правило, использовались данные с начала наблюдений за режимом рек по 1960 г. включительно. Исключение представляют реки Туркмении, по которым могли быть использованы данные по 1959 г. включительно. Только в тех случаях, когда наблюде-

ния были начаты в конце пятидесятых годов, а материалы их представляют исключительную ценность для освещения режима рек, автор считал необходимым приводить данные до 1961—1962 гг., а в отдельных случаях даже за 1963 г. Таким образом, во второй части монографии содержатся, как правило, сведения на 1/I 1961 г. В связи со сказанным ясно, что данные, приведенные в первой и во второй частях книги, могут несколько расходиться. Кроме того, автор имел возможность уточнить некоторые характеристики (в частности, площади водосборов) по новейшим материалам.

Во избежание недоразумений автор должен подчеркнуть, что он различает понятия «бассейн» и «водосбор». Бассейн реки может охватывать все три гидрологические области — область образования стока, его рассеивания и даже равновесия стока. Часть бассейна, располагающаяся в пределах первой области является водосборной частью или просто водосбором. Очевидно, что в ее пределах сток увеличивается при продвижении вниз по реке. Правда, это увеличение в нижней части области образования стока, занятой часто периодически действующими водотоками, может быть ничтожным и в отдельные периоды года сменяться даже потерями стока. В пределах части бассейна, располагающейся в области рассеивания стока происходит обычно уменьшение стока при продвижении вниз по реке. Только на небольших по протяженности участках с интенсивным выходом грунтовых вод может наблюдаться увеличение поверхностного стока. Наконец, в пределах области равновесия стока на поверхности бассейна отсутствует в обычном понимании русловой сток. Отсутствие в гидрологической литературе разграничения бассейна на упомянутые части в засушливых областях приводит к необходимости введения поправок, уменьшающих сток с увеличением площади бассейна. Вообще же определение средних многолетних модулей стока и некоторых других его характеристик для бассейнов, включающих как область образования стока, так и его рассеивания, принципиально неправильно, и необходимо различать модули образования и рассеивания стока. Другое дело, что не всегда просто провести границу между упомянутыми гидрологическими областями, тем более, что она крайне подвижна на равнинных частях территории. Следует также иметь в виду, что под влиянием хозяйственной деятельности человека некоторые части естественной области образования стока могут перейти в область рассеивания стока. Это особенно характерно для рек Туркмении. Очевидно, что в ряде случаев площадь бассейна и площадь водосбора могут совпадать (когда бассейн целиком располагается в области образования стока).

Проводя сравнительную характеристику различных бассейнов, автор стремился устанавливать величину стока, сформированную в пределах области образования стока или водосборной

части бассейна. Только таким образом можно получить правильное представление о режиме рек того или иного бассейна, поскольку воздействие хозяйственной деятельности человека на разные реки различно. Сопоставление рек в отдельных створах, как это принято в гидрологической литературе, для засушливых областей приведет к искаженным представлениям о водных ресурсах бассейнов. Так, например, по величине поверхностных водных ресурсов бассейн Сыр-Дарьи уступает бассейну Аму-Дарьи немногим более чем в два раза. Сопоставление же расходов этих рек у г. Беговата и у г. Керки может привести к выводу, что бассейн Аму-Дарьи почти в четыре раза водоноснее бассейна Сыр-Дарьи.

Также вопреки установившейся традиции, в книге даны гидрографы рек не за многоводный, маловодный и близкий к среднему годы, а по возможности за один и тот же год. Таким годом избран многоводный 1942 г., для которого имеются данные почти по всем рассматриваемым рекам. Кроме того, в многоводные годы ярче проявляются черты режима, свойственные той или иной реке.

При написании второй части монографии автору оказали помощь многие среднеазиатские гидрологи, в том числе сослуживцы по кафедре гидрологии Ташкентского государственного университета имени В. И. Ленина и Среднеазиатского научно-исследовательского гидрометеорологического института. Всем им он выражает свою искреннюю признательность. Автор благодарен Е. М. Козику за редактирование книги и И. К. Лепельтье за помощь при ее оформлении, а также всем, любезно предоставившим фотоснимки для иллюстрации книги.

Автор питает надежду, что с появлением второй части монографии хотя бы в какой-то мере отпадет необходимость в составлении объемистых гидрологических очерков к проектам водохозяйственных мероприятий на основных реках Средней Азии. Составление таких очерков в настоящее время отнимает много времени и средств. Возможно, что при наличии данной книги достаточно будет ограничиться приведением расчетных данных и новых материалов.

Ноябрь, 1963 г.

Глава I

РАЗДЕЛЕНИЕ РЕЧНОЙ СЕТИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Если строго придерживаться орографического признака, то на территории Средней Азии можно выделить только два неравноценных по площади и водоносности бассейна: 1) Арало-Каспийский бассейн и 2) Бассейн озера Балхаш.

Однако в настоящее время бассейн Аральского моря не связан с бассейном Каспийского моря, поэтому можно и пока следует рассматривать эти бассейны как самостоятельные. Но не надо забывать, что эти бассейны можно легко соединить в одно целое, поскольку водораздельная линия между ними отсутствует. Достаточно напомнить, что уже несколько десятилетий назад появились проекты, предусматривающие поворот части вод Аму-Дарьи в Каспийское море по ее древним руслам Келифскому Узбою и Узбою. В настоящее время уже закончено строительство трех очередней Каракумского канала, намечены контуры Аму-Бухарского канала и т. п. Уже сейчас воды Аму-Дарьи снова смешались со стоком ее прежних притоков — рек Мургаб и Теджен, после строительства Аму-Бухарского канала воды Аму-Дарьи будут подпитывать Зеравшан и Кашкадарью — также бывшие ее притоки.

Помимо бассейнов Аральского и Каспийского морей и озера Балхаш, на территории Средней Азии следует выделить бассейны бессточных рек Туркмении (Мургаб, Теджен, мелкие речки Копетдагской горной системы и не доходящие до Аму-Дарьи ее левые притоки, расположенные на территории Афганистана), которые совершенно не связаны поверхностным стоком с Каспийским морем и, по существу, не имеют связи с ним и с бассейном Аральского моря (с р. Аму-Дарьей) и при помощи подземного стока (см., например, [1]). Таким образом, реки Средней Азии в настоящее время можно подразделить на четыре совершенно самостоятельных бассейна: 1) Каспийского моря, 2) бессточных рек Туркмении, 3) Аральского моря и 4) озера Балхаш.

Из перечисленных бассейнов наибольшим по площади является бассейн Аральского моря, в состав которого, в частности, входят две крупнейшие реки Средней Азии — Аму-Дарья и Сыр-Дарья. Поэтому для удобства описания бассейн Аральского моря разделен автором на бассейны Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Такое разделение, как это будет показано ниже, оправдывается и физико-географическими особенностями этих бассейнов.

Как уже указывалось в главе I первой части, одной из характерных черт речной сети Средней Азии является расчленение ее на отдельные, часто мелкие, бессточные бассейны, не связанные между собой поверхностным, а иногда и подземным стоком. Такое расчленение, как это было показано в первой части, определяется в основном пустынным климатом среднеазиатских равнин и хозяйственной деятельностью человека, реже — орографией местности. Наиболее крупным бессточным бассейном такого рода является бассейн рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль, формально входящий в состав бассейна Сыр-Дарьи. С точки зрения поверхностного стока бассейны рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль в настоящее время являются самостоятельными. Однако они, несомненно, в какой-то мере связаны между собой при помощи подземного стока, а р. Чу и озеро Иссык-Куль еще совсем недавно (посредством протока Кутемалды) были связаны между собой поверхностным стоком. По этой причине, а также вследствие небольшого размера эти самостоятельные с точки зрения поверхностного стока бассейны объединены автором в одну сравнительно крупную гидрографическую единицу.

Примером крупных рек, потерявших связь с основными водными артериями края, являются реки Зеравшан и Кашкадарья, по орографическим признакам относящиеся к бассейну Арала или, более узко, к бассейну Аму-Дарьи.

Исходя из сказанного и в целях удобства, в дальнейшем реки Средней Азии будем рассматривать по следующим бассейнам: 1) бассейн р. Атрек (бассейн Каспийского моря), 2) бассейн бессточных рек Туркмении, 3) бассейн р. Аму-Дарья, 4) бассейн р. Сыр-Дарья, 5) бассейны рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль и 6) бассейн озера Балхаш. Последний бассейн описывается не полностью. Вся северная его часть, характеризующаяся физико-географическими условиями, существенно отличными от условий Средней Азии, из рассмотрения исключена, так же как и бессточный бассейн озер Алаколь и Сасыкколь, когда-то входивших в состав бассейна озера Балхаш. Бассейн р. Тарим, верхняя часть которого (незначительная по площади) находится в пределах СССР, и бессточный бассейн озера Каракуль (Восточный Памир) здесь также не рассматриваются, так как они не имеют никакого значения для народного хозяйства среднеазиатских республик. С другой стороны, в ряде случаев пришлось выйти за пределы границ СССР, так как уяснение особенностей режима некоторых

рек Советской Средней Азии немыслимо без охвата всей площади их бассейнов. К числу таких рек относятся Атрек, мелкие реки Копетдагской горной системы, Теджен, Мургаб, Аму-Дарья и Или. Границы, в которых ведется описание рек того или иного бассейна, показаны на рис. 99.

Наиболее крупным по площади и водоносности бассейном является бассейн Аму-Дарьи. Только водосборная часть этого бассейна занимает площадь примерно 230 000 км², т. е. территорию, близкую по площади к Великобритании (244 000 км²). С водосбора Аму-Дарьи в среднем ежегодно стекает в равнинные пространства 79 км³ воды, т. е. половина всего стока, образующегося в пределах горной области Средней Азии в целом в границах, показанных на рис. 1. Водные ресурсы Кундуздарьи (3 км³) целиком относятся к Афганистану, а водные ресурсы Пянджа (32—33 км³) принадлежат СССР и Афганистану совместно.

На втором месте по площади водосбора, но отнюдь не по водоносности находятся бассейны бессточных рек Туркмении (193 000 км²). Водосборы этих рек, располагающиеся в основном за пределами СССР, собирают около 7 км³ воды и в этом отношении превосходят только бассейн р. Атрек. Из 7 км³ воды в равнинные пространства Средней Азии поступает немногим более 5 км³, а на территорию СССР в настоящее время — только около 3 км³.

Вторым по водоносности бассейном Средней Азии является бассейн р. Сыр-Дарья. Водосборная площадь его охватывает территорию 150 000 км² и образует сток, равный 38 км³. Вместе с бассейном Аму-Дарьи водосбор Сыр-Дарьи дает более $^3/_4$ поверхностного стока, поступающего с гор в равнинные пространства Средней Азии. Все водные ресурсы этого бассейна принадлежат СССР.

Четвертое место по площади водосбора и третье по водоносности занимает южная часть бассейна озера Балхаш. Площадь водосбора этой части бассейна равна 119 000 км², а поверхностный сток из ее пределов составляет около 16% (округленно 25 км³) общего стока всех рек Средней Азии при выходе их из гор. Водные ресурсы наиболее крупного бассейна р. Или относятся как к СССР, так и КНР [1].

Пятое место по площади водосбора ($F_в$ = 50 000 км²) и четвертое по водоносности (около 10 км³, из которых только 6 км³ поступает в равнинную область) принадлежит бассейну Чу-Таласа — озера Иссык-Куль. Вся водосборная площадь этого бассейна находится на территории СССР.

На последнем месте как по площади водосбора, так и по водоносности стоит бассейн Каспийского моря. Его водосбор ($F_в$ = 29 700 км²) занимает менее 4% территории горной обла-

---

[1] В пределах КНР формируется округленно 11 км³ воды.

Рис. 99. Гидрографическая схема Средней Азии.

а — северная граница рассматриваемой территории, *б* — главные водоразделы, *в* — водоразделы;
I — бассейн Каспийского моря, *II* — бессточные бассейны Туркмении, *III* — бассейн Аму-Дарьи, *IV* — бассейн Сыр-Дарьи, *V* — бассейны рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль, *VI* — бассейн озера Балхаш;
1 — бассейн р. Кашкадарья, *2* — бассейн р. Зеравшан, *3* — бассейн рек Талас и Асса, *4* — бассейн р. Чу, *5* — бассейн оз. Иссык-Куль. Горные области заштрихованы.

сти Средней Азии, а образующийся в его пределах сток составляет всего 0,5% общего поверхностного притока воды в равнинные пространства (0,7 км³).

В настоящее время в пределы СССР по р. Атрек поступает немногим более 0,2 км³ воды. Дальнейшее развитие орошения

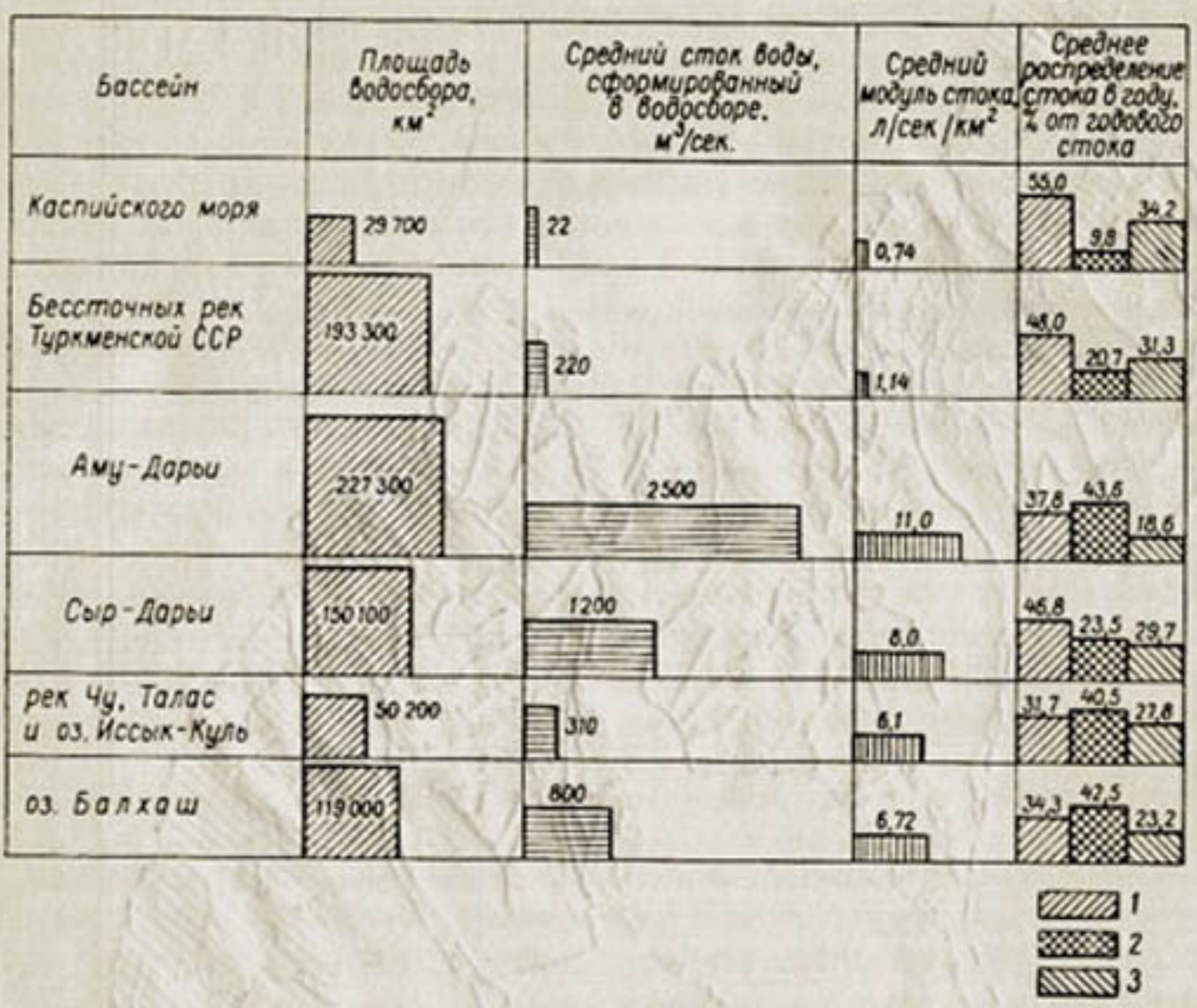


Рис. 100. Сравнительная диаграмма основных речных бассейнов Средней Азии.

1 — сток за март—июнь, *2* — сток за июль—сентябрь, *3* — сток за октябрь—февраль.

в бассейне р. Атрек в пределах Ирана может привести к еще большему сокращению стока.

Более детальная сравнительная характеристика бассейнов Средней Азии дана на рис. 100, гидрологические же особенности их рассмотрены в последующих главах.

Глава II

БАССЕЙН РЕКИ АТРЕК

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА

Река Атрек, если не считать периодически действующих водотоков, стекающих с западного склона Копет-Дага, является

единственной рекой на территории Советской Средней Азии, относящейся к бассейну Каспийского моря.

Водосбор р. Атрек расположен в Копет-Дагской горной системе, хребты которой не отличаются большой высотой. Абсолютные отметки гребней горных хребтов в пределах рассматриваемого водосбора не превышают 3000 м, на значительном протяжении не достигая даже 2000 м.

На участке между меридианами городов Ширван и Боджнурд цепи гор смыкаются и образуют глубоко и густо расчлененную горную область, где трудно выделить отдельные хребты. Лишь западнее г. Боджнурд и восточнее г. Ширван горные хребты обособляются и окаймляют широкие плоскодонные междугорные понижения, являющиеся районами развитого поливного сельского хозяйства. Наиболее крупная среди них Мешхед-Кучанская котловина, по западной части которой протекает р. Атрек.

В полосе, прилегающей к Мешхед-Кучанской котловине, Копет-Даг сложен известняками, способствующими созданию скалистых, труднопроходимых форм рельефа; большая же часть водосбора р. Атрек сложена песчано-сланцевой пестроцветной толщей, легко подверженной выветриванию и денудации. В западной части Копет-Дага, особенно в полосе вдоль долины р. Атрек, широко распространены плоские водораздельные пространства, сложенные лёссовидными суглинками. Это обусловливает овражистый (каньонообразный) характер русел крупных рек бассейна (Атрек, Сумбар и Чандыр) еще в пределах горной (точнее предгорной) его части, который у р. Атрек сохраняется на значительном протяжении и в пределах равнинной части бассейна.

Вследствие незначительной высоты хребтов в водосборе р. Атрек и южного его расположения количество выпадающих здесь осадков мало, а температуры воздуха высокие. Это обусловливает крайнюю маловодность рек этого бассейна. Если даже учесть разбор воды на орошение еще в пределах горной части бассейна, то и тогда средний модуль стока р. Атрек не будет, по-видимому, превышать 0,7 л/сек. км^2.

Благодаря исключительной маловодности и разбору воды на орошение еще в верхних течениях на реках бассейна р. Атрек обычно отсутствует постоянный ток воды на всем их протяжении, за исключением дождливого периода и периода таяния снега в горах (зима, весна), а также кратковременного прохождения интенсивных дождей и ливней летом и осенью. Последние являются весьма характерной особенностью рассматриваемого бассейна.

Малое количество осадков в сочетании с жарким климатом обусловливают неустойчивость снежного покрова и раннее стаивание его (таяние снега может происходить и зимой), в силу чего половодье на рассматриваемых реках начинается рано (часто со второй половины февраля) и является сравнительно кратковре-

менным (в мае наблюдается уже резкий спад расходов воды). После малоснежных и теплых зим половодье на р. Атрек, так же как и на других реках Туркмении, выражено слабо. Сток половодья в значительной мере пополняется дождями, максимум которых совпадает во времени с периодом наиболее интенсивного таяния снега на водосборе. В остальное время сток воды поддерживается или подземными водами, или выпадающими дождями, которые при большой их интенсивности создают селевые паводки, столь распространенные на реках бассейна р. Атрек. В тех случаях, когда запасы подземных вод иссякают или реки разбираются на орошение, наблюдается пересыхание. Отсюда огромное значение в стоке рек приобретают подземные воды, питанию которых здесь способствует возможное таяние снега в течение всей зимы.

Оценить роль подземного питания в стоке рек бассейна р. Атрек и, в частности, самой р. Атрек не представляется возможным даже приближенно, так как у г. Кизыл-Атрек сток воды реки чрезвычайно сильно изменен разбором воды на орошение, режим же притоков р. Атрек не изучен.

Исключительно широкое распространение в бассейне р. Атрек пород, нестойких против выветривания и денудации (песчано-сланцевая толща, лёссовидные суглинки), обусловливает колоссальную мутность рек рассматриваемого бассейна в их нижних течениях, в особенности в период дождевых паводков и селей. В этом отношении р. Атрек и ее притоки намного превосходят Аму-Дарью, которую обычно приводят в качестве классического примера наиболее мутных рек земного шара.

Наконец, следует упомянуть, что наличие в горной части бассейна довольно широких долин, расположенных на сравнительно небольших высотах, способствует развитию орошения еще в ее пределах. Разбор воды на орошение в горах столь интенсивен, что даже наиболее крупные реки на некоторых участках летом и осенью пересыхают.

Таковы основные гидрологические особенности рек бассейна р. Атрек, которые сближают их с бессточными реками Туркмении и резко выделяют из остальных рек других бассейнов Средней Азии.

Река Атрек

($L = 635$ км; $F_в = 26\,720$ км^2)

Гидрографическое описание реки. Атрек образуется слиянием речек Себаза и Зироу (Султан-Зарава). В верховьях река носит название Атрек-Кял или просто Кял [1]. От истока Атрек,

[1] За начало р. Атрек часто принимается исток р. Суляха (левая); в этом случае длина реки равна 662 км.

прорываясь через безымянный горный хребет, течет в узкой извилистой долине с крутыми, местами отвесными склонами. В нескольких километрах ниже прорыва долина становится более широкой, а еще ниже, выйдя в обширную Мешхед-Кучанскую котловину, шириной в среднем около 10 км, теряет четкость своих очертаний. Водозабор из реки частично восполняется родниками, выклинивающимися у подножий горных склонов. От устья р. Суляха (в 6 км выше г. Новый Кучан) и до с. Розабад ($L = 92$ км) река протекает по Мешхед-Кучанской межгорной котловине. Здесь ее долина ящикообразная, шириной 2—8 км, утопает в садах и виноградниках. У с. Розабад река входит в горную долину шириной 1—3 км, которая кое-где переходит в узкие ущелья. Между селами Барбанду и Келани река протекает в глубоком каньоне шириной 150—300 м. На остальном протяжении участка с. Розабад — устье р. Самальган ($L = 93$ км) Атрек проходит в долине шириной до 3 км, ограниченной крутыми или обрывистыми склонами. На участке от устья р. Самальган до устья р. Абе-Хертут (Чильгузар) протяженностью 72 км Атрек протекает в горной долине шириной 0,7—2,5 км; плоское дно ее имеет ширину 200—250 м, лишь в нескольких местах ширина увеличивается до 1 км и более. Коренные склоны весьма крутые, а местами отвесные. На участке от устья р. Абе-Хертут до с. Сузеш ($L = 65$ км) на протяжении первых 10 км река течет в узкой (300—500 м) глубокой долине, окаймленной крутыми, а у подошвы — обрывистыми склонами гор; высота отвесных обрывов здесь местами достигает 40—60 м. Дно долины имеет ширину 100—200 м. Далее долина расширяется до 2—4 км (по дну 0,5—1 км) и до конца участка ее ограничивают сравнительно пологие и низкие склоны предгорий, расчлененные балками и оврагами. От с. Сузеш до устья р. Сумбар ($L = 45$ км) ширина долины сначала (до с. Курен) равна 1,5—3 км, а ниже — резко увеличивается, достигая у устья р. Сумбар 14—16 км. Долина с обеих сторон имеет обширные террасы, приподнятые на высоту 5—10 м над уровнем воды в реке. Ниже с. Актокой русло реки глубоко врезается в дно долины. Ниже устья р. Сумбар Атрек, прорезая поверхность Мессерианского плато, течет в каньонообразной долине.

От устья Сумбара, где река резко меняет свое направление на юго-западное, она выходит из гор и до бугра Гудри-Олум служит границей между СССР и Ираном. Несколько выше названного бугра Атрек вступает в пределы Прикаспийской низменности. Русло реки в пределах указанного выше каньонообразного участка чрезвычайно извилистое (10 км прямого пути соответствуют 35 км по реке). В 9 км выше бугра Гудри-Олум происходит деление воды р. Атрек между СССР и Ираном. В Иран вода подается по каналу Дидар. Вода частично используется на орошение, частично сбрасывается в озеро. Во время половодья

и паводков озеро переполняется водой и образуются разливы.

В 7 км выше бугра Гудри-Олум на р. Атрек устроен гидроузел, от которого отходят четыре оросительных канала: Беркутли, Камышлик, Атрекский магистральный, Гудри-Олум. На протяжении почти 10 км Атрекский магистральный канал идет по старому руслу р. Атрек, а затем делится на сброс Делили и каналы Карадегиш и Колхозный. Сброс воды производится в основном по каналу Беркутли и частично по сбросу Делили. Сбросная вода по каналу Беркутли и сбросу Делили идет на заполнение озер. После заполнения озер образуется большой разлив. В районе аула Аджияб часть воды из озер попадает в старое русло реки, из которого забирается в канал, вскоре делящийся на два канала, по ним остатки воды р. Атрек поступают в Каспийское море.

Притоки р. Атрек в ее среднем течении на протяжении весны, лета и начала осени (май—сентябрь) целиком разбираются на орошение, и только во время прохождения паводков и селей воды их сбрасываются в Атрек. Нередко расход селевых потоков достигает нескольких десятков кубических метров в секунду. Сброс в Атрек вод р. Ширин-Дерсу, в отличие от других притоков, прекращается только с мая по август. В период паводков и селей она несет не менее 25—30 м³/сек.

Питание. Режим жидкого стока. На водосборе р. Атрек выше устья р. Сумбар высоты более 2000 м занимают всего 5,9% площади, а наивысшая вершина имеет отметку 3060 м. Зато высоты менее 1500 м охватывают почти 70% площади (рис. 101). Средняя взвешенная высота водосбора составляет 1210 м. Ниже устья р. Сумбар на водосборе р. Атрек высоты, превышающие 2000 м, занимают только 4,3%, а высоты ниже 1500 м — 77% площади. Средняя взвешенная высота водосбора становится равной всего 1040 м. Такое высотное положение водосбора обусловливает характер питания р. Атрек, которая относится к рекам снегово-дождевого питания [1], и раннее начало половодья, а также ранний и быстрый спад воды (начиная с мая), минимум расходов в сентябре и интенсивные селевые явления. У с. Чилек максимальные расходы в реке наблюдаются в апреле, изредка — в первой половине мая. Начиная с третьей декады мая расходы воды резко убывают, минимум отмечается в сентябре. С октября—ноября происходит медленное нарастание расходов воды, продолжающееся до февраля и заканчивающееся резким повышением их в марте и пиком в апреле. В весенне-летний период начиная с марта русло реки почти на всем протяжении Мешхед-Кучанской котловины сухое, так как вода полностью разбирается на ороше-

[1] Любопытно отметить, что М. И. Львович [2] дождевое питание р. Атрек оценивает 17% общего ее стока, а подземное — 40%.

ние. Лишь ниже г. Ширван в русле имеется постоянный ток воды от выклинивающихся подземных вод.

Более или менее продолжительные наблюдения за режимом р. Атрек на территории СССР производились только у г. Кизыл-Атрек, выше разбора воды на орошение в низовьях. Эти сведения приведены в табл. 38.

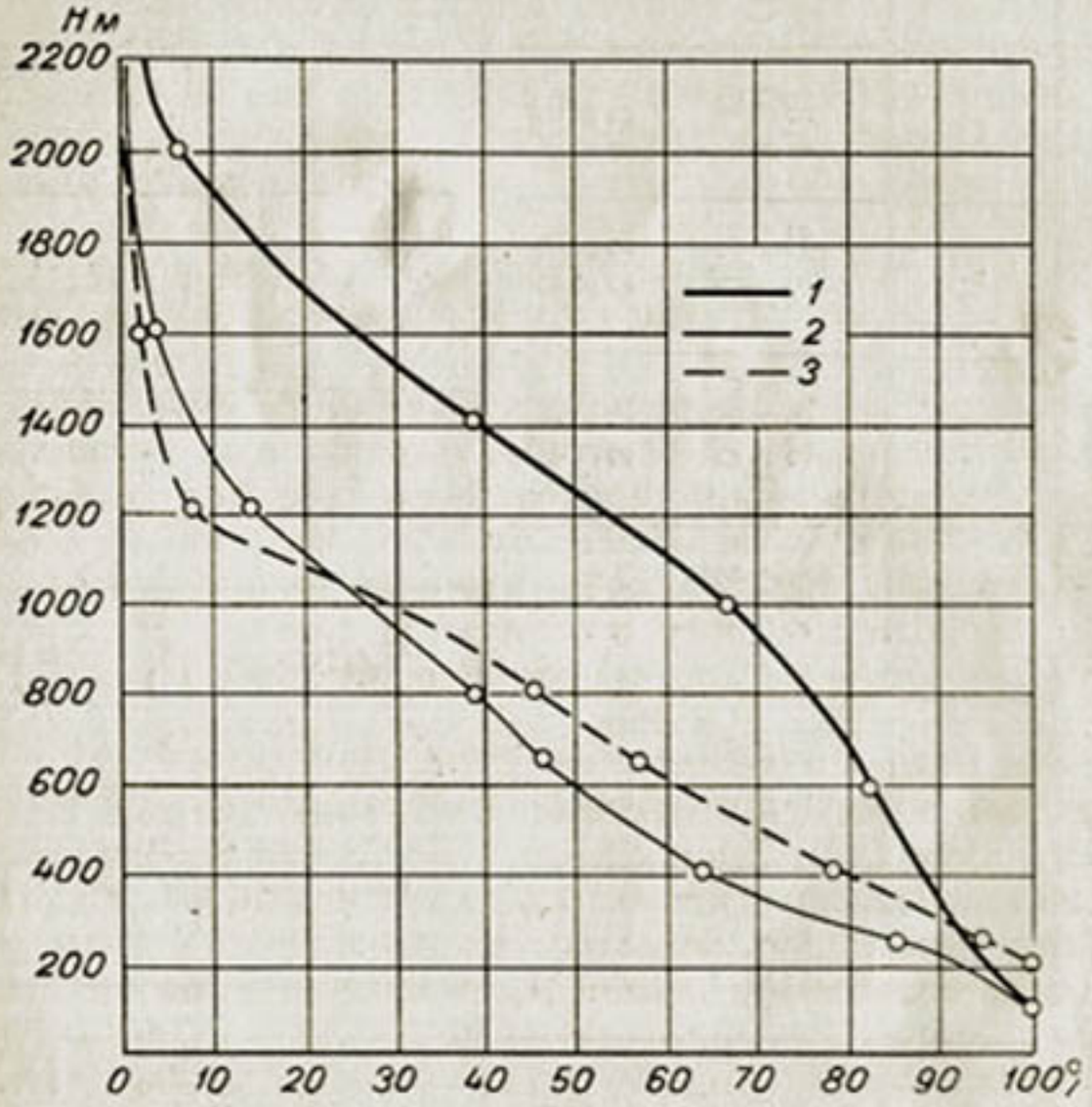


Рис. 101. Гипсометрические кривые водосборов рек Атрек (*1*), Сумбар (*2*) и Чандыр (*3*).

Из таблицы видно, что в нижнем течении реки наибольшие значения расходов наблюдаются в марте—мае с максимумом в среднем в апреле. Минимальные расходы приходятся на июль—сентябрь; с октября начинается увеличение расходов воды. В отдельные годы средние месячные расходы могут достигать максимума в феврале (8,3% лет), марте (16,7%), апреле (45,9%), мае (16,7%) и даже в январе, июне и августе (по одному разу, или суммарно 13,5%), а минимум приходится с почти одинаковой частотой на июль, август, сентябрь и лишь в одном году наблюдался в октябре.

Числа первой строки табл. 38 могут создать впечатление устойчивости расходов воды р. Атрек на протяжении года. Такое

Таблица 38

Характеристика стока воды р. Атрек у г. Кизыл-Атрек

1928—1937, 1941—1942, 1944—1948, 1953—1959 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IV	X	XI	XII
Расход в м³/сек.										
средний	16,4	21,0	15,7	7,76	3,51	3,68	3,62	4,34	5,88	8,12
наибольший	(43,5)	(68,3)	(72,8)	(31,2)	(12,1)	12,0	14,8	9,30	(15,1)	(17,1)
наименьший	6,20	3,78	2,38	1,09	0,12	0,099	0,32	1,47	2,37	2,51
Сток в % от годового										
средний	14,8	19,0	14,2	7,0	3,2	3,3	3,3	3,9	5,3	7,3
1947-48 г.	14,7	8,3	16,5	4,2	2,2	17,8	5,9	3,9	5,3	5,5
1955-56 г.	9,3	10,7	27,5	3,0	0,2	0,1	0,5	10,5	8,1	9,2

	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	г	Годовой сток в % от среднего многолетнего
Расход в м³/сек								
средний	9,70	10,9	9,22	—	—	—	—	—
наибольший	18,3	24,6	(23,2)	—	—	—	—	—
наименьший	3,65	3,52	4,34	—	—	—	—	—
Сток в % от годового								
средний	8,8	9,9	—	55,0	9,8	34,2	0,18	100
1947-48 г.	8,0	7,7	—	43,7	25,9	30,4	0,59	41
1955-56 г.	10,5	10,4	—	50,5	0,8	48,7	0,016	62

Примечание. Здесь и далее в скобках помещены ненадежные данные.

представление не соответствовало бы действительности. Реке Атрек как реке снегово-дождевого питания свойственны резкие колебания расходов воды как на протяжении года, так и в многолетнем разрезе, однако средними месячными, а тем более средними за ряд лет значениями расходов воды они не улавливаются. Сказанное особенно справедливо в отношении осеннего периода,

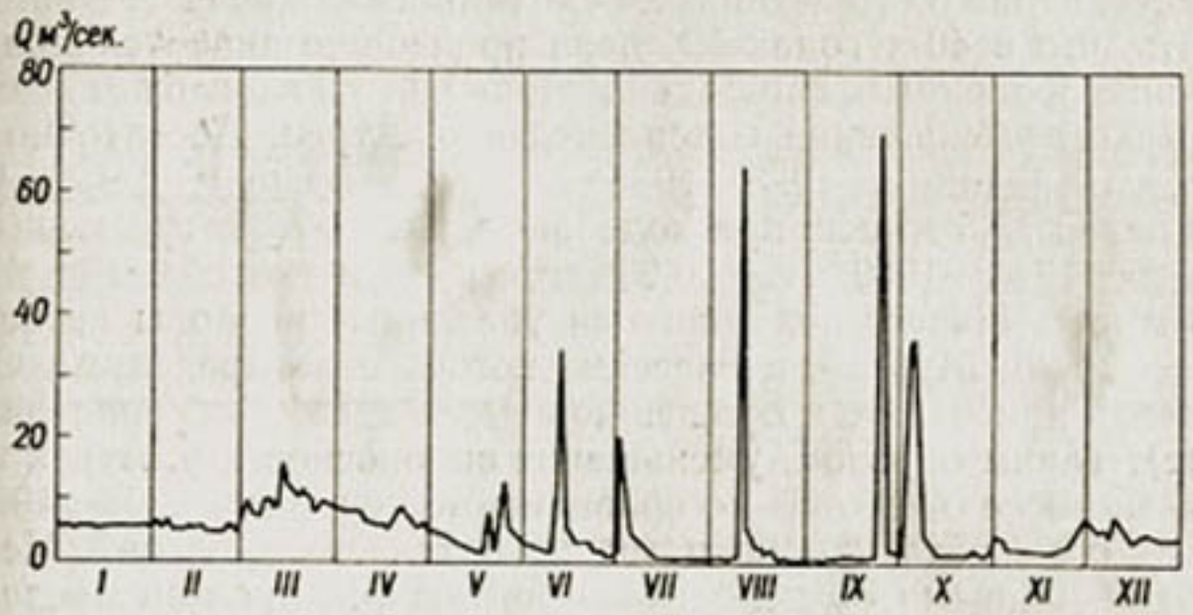


Рис. 102. Гидрограф р. Атрек у г. Кизыл-Атрек за 1942 г.

когда по р. Атрек часто проходят селевые паводки, вызванные интенсивными дождями. Наглядное представление о колебаниях расходов воды дает рис. 102.

Следует помнить, что у г. Кизыл-Атрек расходы реки сильно изменены разбором воды на орошение на территории Ирана, в особенности в апреле—августе, и поэтому не отражают режим жидкого стока, формирующийся в водосборе р. Атрек.

Средний за 24 года расход р. Атрек у г. Кизыл-Атрек составляет 9,22 м³/сек. Если его отнести к площади водосбора реки, то получим средний модуль стока 0,35 л/сек. км². Даже предположив, что в пределах Ирана на орошение безвозвратно теряется количество воды, равное годовому стоку реки, то и тогда модуль стока не будет превышать 0,7 л/сек. км². Столь ничтожная удельная водоносность водосбора является прежде всего результатом низкого расположения, обусловливающего слабое увлажнение атмосферными осадками и выпадение их в основном в жидком виде. Интересно отметить, что средний расход р. Нарын (основной составляющей р. Сыр-Дарья), площадь водосбора которой только в 2,2 раза больше, чем р. Атрек, превышает средний расход р. Атрек почти в 45 раз. Водосбор р. Нарын находится в крайне неблагоприятных условиях увлажнения атмосферными осадками, но средняя взвешенная его высота 2775 м, т. е. равна наивысшим вершинам водосбора р. Атрек. Еще более разительна разница при сопоставлении рек Атрек и Вахш (составляющей

р. Аму-Дарья). Вахш, площадь водосбора которого только в 1,2 раза больше, превосходит Атрек по абсолютной водоносности более чем в 70 раз, а по удельной водоносности — почти в 30 раз.

Следует подчеркнуть, что средние многолетние характеристики стока р. Атрек, по-видимому, дают совершенно неправильное представление о его истинных величинах. Есть все основания полагать, что в 40-х годах XX века произошло значительное расширение орошаемых площадей в Иране, что не могло не сказаться на резком уменьшении водоносности р. Атрек. Достаточно указать, что средний за 1928—1936 гг. расход воды у г. Кизыл-Атрек был равен 13,5 м³/сек. при колебаниях 23,2—7,56 м³/сек., а средний за 1941—1959 гг. — 6,65 м³/сек. при колебаниях 15,5—4,34 м³/сек. Ничего подобного за указанные периоды не наблюдалось на р. Мургаб, в бассейне которого за пределами СССР площадь пригодных к орошению земель весьма ограничена (см. ниже). Таким образом, уменьшение водоносности р. Атрек в два раза за последние годы по сравнению с периодом 1928—1936 гг. нельзя объяснить изменениями климатических условий. Не располагая данными об использовании вод р. Атрек за пределами СССР, мы лишены возможности привести его расходы воды к естественному состоянию и тем самым осветить режим, обусловленный природными факторами. Исходя из сказанного, средние арифметические значения характеристик стока р. Атрек не могут рассматриваться как расчетные.

Внутригодовое распределение стока (средние и крайние значения) р. Атрек у г. Кизыл-Атрек приводятся в табл. 38. Под крайними внутригодовыми распределениями стока подразумеваются годы с наиболее поздней и наиболее ранней концентрацией стока. Критерием для суждения о времени концентрации выбрано отношение стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь (δ). Таким образом, год с наибольшим значением δ является годом с наиболее поздним сосредоточением стока, а год с наименьшим значением δ — годом с наиболее ранней концентрацией стока.

Следует подчеркнуть, что для р. Атрек, так же как и для рек снегово-дождевого питания вообще, начало года с 1/III теряет до известной степени смысл, так как интенсивное таяние снежного покрова в водосборах таких рек захватывает часто уже февраль, поэтому расходы воды начинают увеличиваться уже в феврале. В силу же разбора воды на орошение еще в пределах Ирана теряет генетический смысл и отношение стока за июль—сентябрь и март—июнь (δ). Сток за октябрь—февраль и даже июль—сентябрь не может служить характеристикой подземного питания реки, так как в эти периоды возможны прохождения дождевых пиков, а в октябре—феврале, кроме того, — подтаивание снежного покрова, во всяком случае на высотах ниже 2000 м.

Наконец, следует отметить чрезвычайную изменчивость распределения стока в году, в особенности в июле—сентябре. Это обусловлено главным образом двумя причинами: выпадающими дождями и меняющимся забором воды на орошение. Действительно, например, высокий сток за этот период в 1935-36 г. (18,2%) был обязан в основном интенсивным дождям, выпавшим в сентябре, в 1947-48 г. (25,9%) — в августе. В 1930-31 г. дождевое питание в июле—сентябре отсутствовало и сток за этот период составил всего 4,8% годового стока, а в 1955-56 г. — даже 0,8%. Кроме того, сток и распределение его внутри июля—сентября в наибольшей степени зависит от режима водозабора в Иране. В меньшей степени сказанное справедливо и в отношении марта—июня. Например, сток за этот период в 1935-36 г. мог быть существенно ниже, если бы не выпавшие в июне дожди, обусловившие вторичный подъем расходов воды.

Наибольший максимальный расход р. Атрек у г. Кизыл-Атрек был отмечен 4/V 1934 г. и составлял 120 м³/сек., наименьший годовой максимальный расход был равен 15,6 м³/сек. (4/IV 1945 г). Время прохождения максимальных расходов воды не во все годы совпадает с прохождением снегового половодья и более обильными осадками (март—май). Бывают годы, когда расходы дождевых пиков превосходят расходы весенних половодий и тогда максимумы расходов приходятся на лето и осень. Так было, например, в 1935 г. (9/IX), в 1938 г. (21/VII), в 1942 г. (24/IX), в 1946 г. (16/VIII) и т. д. В подобные годы максимальные и минимальные расходы почти совпадают во времени, что лишний раз свидетельствует о неустойчивости расходов р. Атрек на протяжении года. Следует отметить, что кратковременные колебания расходов воды в реке могут вызываться и обвалами берегов каньона.

Средние месячные расходы воды в маловодные годы могут понижаться до 0,099 м³/сек. (август 1955 г.). В отдельные дни некоторых лет р. Атрек у г. Кизыл-Атрек пересыхает.

Твердый сток. Сток взвешенных наносов р. Атрек у г. Кизыл-Атрек изучен еще недостаточно. Имеющиеся наблюдения (1930, 1931, 1937, 1945—1948, 1953—1959 гг.) прерывисты. Кроме того, при распространенности дождевых паводков на реке крайне трудно зарегистрировать правильно сток воды, не говоря уже о стоке взвешенных наносов. По подсчетам Б. Т. Кирста [1], средний сток взвешенных наносов за указанные годы составил 4,92 млн. т/год, что дает среднюю мутность около 22 кг/м³. За период 1954—1959 гг. средняя мутность воды р. Атрек составила около 27 кг/м³, а сток взвешенных наносов — 6,8 млн. т/год.

Наибольшая средняя годовая мутность за указанный период наблюдалась в 1958 г. и равнялась 39 кг/м³, а наименьшая — в 1956 г. и была равна 20,1 кг/м³. Сток взвешенных наносов за эти годы составлял соответственно 6,32 и 4,08 млн. т/год. Следует иметь в виду, что величины годового стока воды р. Атрек, даже

при их равенстве, могут иметь весьма различное происхождение: в большей или меньшей степени формироваться за счет дождевых паводков, к тому же разной интенсивности. Поэтому годовой сток взвешенных наносов и средние годовые мутности находятся в плохом соответствии с годовыми объемами воды. Средняя годовая мутность воды р. Атрек, приводимая в книге Г. И. Шамова [3], за 1946 и 1947 гг. занижена, так как эти годы были маловодными. Наибольшая средняя месячная мутность воды за 1954—1959 гг. составляла 215 кг/м³. Согласно приведенным данным, мутность воды р. Атрек у г. Кизыл-Атрек почти в семь раз превысила мутность воды Аму-Дарьи у г. Керки за последние годы и уступает в этом отношении только рекам Кашан и Кушка. Если исходить из стока взвешенных наносов в размере 4,92 млн. т/год, то смыв с поверхности водосбора р. Атрек (без учета влекомых наносов и растворенных веществ) можно оценить 184 т/км² за год, а если исходить из твердого стока 6,8 млн. т/год, то смыв составит 255 т/км² год. Это большая величина, если вспомнить ничтожную удельную водоносность р. Атрек. Она превышает смыв с водосбора рек Ширабад и Гузар (124 и 100 т/км² год), удельная водоносность (средний многолетний модуль стока) которых также ничтожная (2,55 и 1,83 л/сек. км²), но все же в три раза бóльшая чем водосбора р. Атрек.

Понятно, что столь большая эрозионная работа на водосборе реки в первую очередь объясняется его геологическим строением (легкоразрушаемые породы) и интенсивными ливнями, формирующими дождевые пики, во время которых мутность воды достигает невиданных для рек Средней Азии величин, в особенности с такой большой площадью водосбора (типичные саи, конечно, исключаются). Обращает на себя внимание повышенная мутность воды р. Атрек в последние годы. Подобное повышение мутности воды особенно резко выражено на реках Мургаб и Теджен и будет рассмотрено подробнее при описании р. Мургаб.

По механическому составу основная масса взвешенных наносов р. Атрек — это фракции менее 0,05 мм, содержание их колеблется от 39 до 99,8%, наиболее частое содержание их — 60—90%. Фракции более 0,25 мм почти отсутствуют.

Ледовые образования на р. Атрек, как правило, более чем в 90% лет не наблюдаются. Только в 1949 г. наблюдались ледовые образования продолжительностью 17 суток.

Ниже устья р. Сумбар вода в р. Атрек летом сильно минерализована, в паводки опресняется, но очень мутна. Ниже г. Кизыл-Атрек вода в реке еще сильнее минерализована.

Река Сумбар

(L=247 км; F=8517 км²)

Гидрографическое описание реки. Сумбар, наиболее крупный

приток р. Атрек, образуется слиянием небольших речек Кулункаласы и Дейнесу.

Русло р. Сумбар сильно извилистое на всем протяжении. Река принимает много притоков и сухих долин (до 40), однако воды их обычно до р. Сумбар не доходят: большей частью разбираются целиком на орошение. Исключение представляет только правый приток Айдаре (Айдараси, $F = 198$ км^2).

Наиболее крупным притоком р. Сумбар является р. Чандыр (левый), впадающая в него в нижнем течении. Длина р. Чандыр равна 90 км, а площадь бассейна 1868 км^2. Верховья р. Чандыр находятся в Иране.

Питание. Режим жидкого стока. Бассейн р. Сумбар отличается ничтожной высотой, уступая в этом отношении даже водосбору р. Атрек выше устья р. Сумбар. Действительно, наивысшая отметка бассейна р. Сумбар равна всего 2247 м, высоты более 1500 м занимают всего около 6% общей его площади, а высоты ниже 800 м — 60,2% (см. рис. 101). Средняя взвешенная высота бассейна равна 697 м, т. е. меньше, чем высоты многих типичных саев Средней Азии. В силу этого черты, характерные для режима р. Атрек, проявляются у р. Сумбар еще резче. Остановимся на них несколько подробнее.

Совершенно ничтожная высота бассейна р. Сумбар прежде всего обусловливает крайне слабое увлажнение его атмосферными осадками. Годовое количество осадков в бассейне в среднем всего 300—350 мм, т. е. не превышает годовую сумму осадков сравнительно многих равнинных пунктов Средней Азии. Высокие температуры воздуха на протяжении всей зимы способствуют выпадению жидких осадков в течение года на всем водосборе реки, за исключением наиболее высоких его зон. Отсюда большая роль в питании р. Сумбар жидких осадков и низкий коэффициент стока. Вследствие этого водоносность реки как абсолютная, так и удельная крайне низкая. Площадь водосбора р. Сумбар всего в 1,5 раза меньше, чем р. Зеравшан, но если даже учесть водозабор на орошение, то и тогда годовой сток р. Сумбар в 150 раз меньше р. Зеравшан. С учетом потерь на орошение полей средний модуль стока р. Сумбар вряд ли превышает 0,3 л/сек. км^2, т. е. в два раза меньше даже р. Атрек.

Характер питания р. Сумбар, в основном обусловленный высотными показателями водосбора, накладывает отпечаток и на режим реки, который отличается крайней неустойчивостью расходов воды как на протяжении года, так и по отдельным годам. Реке Сумбар, пожалуй, еще в большей степени, чем р. Атрек, свойственно наличие дождевых пиков, образование которых возможно почти на протяжении всего года, но чаще всего летом и осенью. Дождевые пики играют существенную роль в общем стоке реки. Достаточно указать, что объем дождевого пика, прошедшего 19—25/VII 1936 г., составил 13,7% всего годового стока

Средние расходы

Пункт	Год	I	II	III	IV	V
У устья	1935	2,30	3,91	5,27	3,31	0,79
	1936	0,95	1,13	0,84	1,66	0,87
с. Юван-Кала	1941	1,16	3,65	4,30	3,81	1,68

р. Сумбар, а объем дождевого пика 15—17/VIII того же года — 6,3%. Сток дождевых вод, однако, крайне непостоянен и в отдельные годы может падать почти до нуля, превышая в другие 30% и более общего годового стока. В формировании же максимальных расходов дождевым водам принадлежит выдающаяся роль.

Общий ход расходов воды р. Сумбар представляется в следующем виде: возрастание расходов воды начинается с октября—ноября и продолжается до марта—апреля (реже мая), когда наблюдаются максимальные расходы; затем следует быстрый спад расходов.

У с. Юван-Кала и выше Сумбар хотя и не пересыхает, но летом и в начале осени его расходы ничтожны. От г. Кара-Кала после разбора на орошение русло р. Сумбар в течение всего лета обычно бывает сухим. Лишь местами по дну реки сочатся роднички, имеющие незначительный дебит. Исключения представляют кратковременные периоды (чаще часы, иногда один-двое суток) прохождения селей, когда расходы воды могут достигать нескольких десятков м³/сек. Продолжительность пересыхания р. Сумбар в нижнем течении, кроме исключительно многоводных лет, составляет от двух до пяти месяцев. Иногда Сумбар у устья пересыхает уже в мае, вновь вода часто появляется только в ноябре. Лишь в 1934 многоводном году Сумбар пересыхал всего в течение пяти дней (1—5/IX).

Сведения о расходах воды крайне скудны. Представляется возможным привести только данные за 1935 и 1936 гг. близ устья и за 1941 г. у с. Юван-Кала (табл. 39). Сведения за 1935 и 1936 гг. к тому же не отличаются большой точностью. Расходы за 1941 г., являющиеся результатом специальных работ, поставленных Средазгипроводхлопком, надежны.

Заметим, что 1935 г. был по водности несколько выше среднего, а 1936 г. — маловодным. Исходя из связи с расходами р. Атрек, средний расход воды р. Сумбар у устья может быть оценен приблизительно в 1,2—1,3 м³/сек.[1] Средний за 1937—1939 гг.

[1] По данным Б. Т. Кирста, основанным на той же мало надежной связи, расход воды р. Сумбар близ устья составляет несколько меньше 1,0 м³/сек.

Таблица 39

воды р. Сумбар в м³/сек.

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
2,70	0,08	0,00	0,09	0,14	0,31	0,27	1,60
0,09	1,79	0,14	1,33	0,06	0,06	0,18	0,76
0,60	(0,35)	—	—	—	—	—	—

водозабор воды из р. Сумбар на орошение земель в пределах Туркмении составлял округленно 0,80 м³/сек.

Расход р. Айдере (правый приток р. Сумбар) 24/X 1927 г. был равен 0,125 м³/сек., а в январе 1941 г. порядка 0,5 м³/сек.

Река Чандыр дает сброс воды в Сумбар обычно только в период прохождения паводков и селей. У устья р. Чандыр, согласно наблюдениям Средазгипроводхлопка с декабря 1940 г. и по май 1941 г. включительно, вода в реке была только с 17 по 24/IV и с 30/IV по 31/V, причем расходы воды не превышали нескольких метров в секунду. Лишь 30/V во время прохождения селя расход воды был равен 10 м³/сек.

Следует еще раз отметить, что многочисленные притоки рек Сумбар и Чандыр большую часть года питаются родниками и до главных рек не доходят (разбираются на орошение). В нижних течениях рек Сумбар и Чандыр их притоки представляют собой сухие долины, сток в которых наблюдается только во время выпадения сильных дождей и ливней.

Твердый сток. Подобно р. Атрек, вода р. Сумбар близ ее устья чрезвычайно мутная. Так, например, средняя мутность воды в первой декаде апреля 1933 г. составляла 51,7 кг/м³ (эта цифра не совсем достоверна). Наиболее мутная вода при прохождении селей. При продвижении вверх по реке мутность воды быстро уменьшается.

Согласно исследованиям Средазгипроводхлопка в 1941 г., у с. Юван-Кала средняя декадная мутность воды р. Сумбар не превышала 0,862 кг/м³ (вторая декада апреля), падая в декабре—январе и июне до значений, значительно меньших 0,100 кг/м³ (минимальная средняя декадная мутность была равна 0,007 кг/м³). Интересно отметить, что при прохождении гребня паводка у с. Юван-Кала содержание частиц диаметром менее 0,01 мм может превосходить 94%, а в июне падать до 6,8%. Содержание фракций диаметром более 0,25 мм зимой может достигать 18%, а во время паводков опускаться до 0,1%.

Глава III

БЕССТОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ТУРКМЕНИИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНОВ

Бессточные бассейны Туркмении охватывают огромную территорию, значительную часть которой занимает пустыня Каракумы. В состав ее входят бассейны рек Теджен, Мургаб, Кайсар, Сари-Пул, Балхаб, Хульм, 30 небольших бассейнов маловодных речек, стекающих с северо-восточного склона Копет-Дага, и большое число ручьев и периодически действующих водотоков Копет-Дага и гор Большого и Малого Балхана. Рассматриваемая территория относится к числу наиболее бедных водой. Вряд ли в Средней Азии, за исключением бассейна р. Атрек, можно назвать другой район, где бы «водный голод» был выражен более ярко.

Горные хребты, принадлежащие к Копет-Даг — Гиндукушской системе, расположены на юге территории в основном за пределами СССР. Высоты хребтов сравнительно невелики. Так, высота таких наиболее значительных хребтов, как Сиахкох, Сафедкох (Паропамиз) и Банди-Туркестан, нигде не превышает отметку 4000 м, если не считать одной вершины в верховьях Теджена (Герируда), высота которой равна 4524 м, и одной в верховьях Балхаба (4696 м). Наивысшие точки Копет-Дага едва достигают 3000 м [1]. Незначительная высота хребтов Копет-Даг — Гиндукушской системы и их неблагоприятное расположение по отношению к направлению движения влажных воздушных масс обусловливают их малую увлажняемость атмосферными осадками. Этим обстоятельством и высокими температурами воздуха объясняется тот факт, что ледники здесь не обнаружены.

Высокие температуры воздуха [2] и частые дни с оттепелями даже на высотах 2000 м и выше приводят к тому, что постоянного снежного покрова, за исключением холодных и многоснежных зим, на высотах ниже 2000—2500 м на открытых местах не наблюдается. Обычно уже к началу или середине апреля даже на высотах порядка 3000 м остаются лишь остатки зимних снегов. Только скопления снега в складках местности (снежники) на значительных высотах (3000—3500 м) достаточно устойчивы и сохраняются длительное время.

Таким образом, характерными особенностями водосборов бессточных рек Туркмении, так же как и бассейна р. Атрек, являются

---

[1] Наиболее высокая вершина Копет-Дага имеет высоту 3117 м (г. Хезармесджеб на территории Ирана).

[2] Согласно данным Б. Т. Криста, средняя температура за холодный период (ноябрь—март) в Копет-Даге на высоте 2000 м на 2° выше, чем на Памире, а на высоте 1500 м выше почти на 4°.

короткий период накопления снежного покрова, таяние его и выпадение осадков на нижних и средних зонах гор в жидком виде обычно в течение всей зимы. К этому надо добавить, что наибольшее количество осадков выпадает с декабря по апрель, их очень мало в мае—июне и в октябре—ноябре и почти не бывает в июле—сентябре. Более равномерное, но, по-видимому, без существенных изменений распределение осадков наблюдается и в наиболее высоких зонах хребтов.

Значительное распространение трещиноватых пород и рыхлообломочных отложений в сочетании с малым количеством осадков и маломощным снежным покровом обусловливает отсутствие поверхностного стока на больших по размеру площадях.

Все это определяет следующие особенности режима рек, стекающих со склонов хребтов Копет-Даг — Гиндукушской системы:

1. Прежде всего можно констатировать ничтожную удельную водоносность рек. Так, средний модуль стока р. Мургаб при вступлении его на территорию Туркмении с учетом разбора воды на орошение в пределах Афганистана не превышает 2 л/сек. км^2, а ниже устья р. Кушка едва ли превышает 1,2 л/сек. км^2. Средний модуль стока р. Теджен с учетом разбора на орошение в пределах Афганистана и Ирана вряд ли превышает 1 л/сек. км^2 и т. д. Нигде в Средней Азии, за исключением бассейна р. Атрек, мы не встречаемся со столь низкими значениями удельной водоносности рек с площадями водосборов более 5000—10 000 км^2.

2. Подпитывание рек в течение всей зимы талыми водами и жидкими осадками обусловливает высокий сток зимнего периода и колебания расходов воды на его протяжении.

3. Таяние снега и выпадение жидких осадков в течение всей зимы в сочетании с геологическим строением благоприятствуют образованию подземных вод, в силу чего, как правило, подземное питание рек очень высокое.

Например, базисный сток на р. Мургаб у с. Сеин-Али составляет около $^2/_3$ годового стока. Есть все основания полагать, что он не меньше и в общем стоке р. Теджен.

4. Относительно существенная роль в питании рек жидких осадков является причиной того, что колебания расходов воды в период прохождения половодий в основном определяются выпадением осадков, а не ходом температуры воздуха. Это особенно справедливо в отношении лет с малоснежными теплыми зимами, когда сезонные запасы снега на открытых местах истощаются до начала половодья, которое в такие годы плохо выражено.

Это же обстоятельство обусловливает в зимне-весенний период распространение на реках с низко расположенными водосборами интенсивной селевой деятельности. Селевая деятельность в июле—октябре замирает в связи с засушливостью этих месяцев; почти совершенно отсутствуют в этот период и дождевые пики на крупных реках. В этом заключается отличие рассматриваемых

рек от рек бассейна р. Атрек, где прохождение дождевых пиков в течение лета и осени — обычное явление.

5. Подъемы расходов воды на крупных реках, вызванные выпадением жидких осадков, бывают резкие, но спад расходов плавный. По исследованиям М. Б. Гукасовой, это объясняется не только регулирующей способностью бассейнов, но и тем, что в большинстве случаев каждая волна осадков сопровождается снегопадом в более высоких зонах водосбора. После прекращения осадков и восстановления высоких температур воздуха на этих зонах свежевыпавший снег стаивает и постепенно питает реку.

6. Ничтожная водоносность рек является причиной пересыхания многих из них и наблюдающегося на некоторых реках перемещения истоков. Такие перемещения истоков можно отметить, например, на реках Кешефруд и Джам (притоках р. Теджен), которые ранней весной берут начало значительно выше, чем летом и осенью.

7. Высокие температуры воздуха и слабая увлажняемость атмосферными осадками приводят к необходимости орошения даже на высотах 1000 м и выше. Поэтому при наличии земель с удобным рельефом орошение получает широкое распространение еще в пределах горной области. В результате многие реки местами целиком разбираются на орошение, а русла рек иногда на значительном протяжении пересыхают.

8. Для этих рек характерна большая мутность воды в нижних течениях. Большая мутность является следствием развития в предгорьях легкоразрушаемых пород (песчаники, глины, по водоразделам лёссовидные суглинки), распространенности селевых явлений и неустойчивости снежного покрова зимой.

В заключение укажем, что реки Хульм, Балхаб, Сари-Пул и Кайсар, расположенные целиком в пределах Афганистана, в дальнейшем не рассматриваются. Приближенные данные о их водоносности можно найти в статье [3].

Река Мургаб

(L=852 км[1]; F=46 880 км^2)

Гидрографическое описание реки. Мургаб берет начало на территории Афганистана на высоком нагорье, расположенном между хребтами Сафедкох (Паропамиз) и Банди-Туркестан. От истоков и до с. Мухаммедхан (L=300 км), за исключением верховий, долина узкая, шириной 200—1000 м, ограничена высокими и крутыми склонами. Кое-где долина переходит в узкие ущелья. В конце участка, между селами Дарбанди-Кильрехта и Мухаммедхан, река прорезает западный отрог хребта Банди-Туркестан

[1] За устье принято начало ирригационного весра у плотины Каушут-Бент. Приведена площадь бассейна ниже устья р. Кушка.

и течет в глубоком каньоне. Здесь имеются два узких прохода (в районе с. Дарбанди-Кильрехта и в районе с. Мухаммедхан; последний носит название Джаокарского ущелья). Ниже с. Мухаммедхан долина р. Мургаб начинает постепенно расширяться (с 0,5—1 до 1—2 км) при вступлении реки на территорию Туркмении. До с. Баламургаб долина имеет высокие (70—100 м) и крутые склоны, ниже высота их постепенно уменьшается, и они

Рис. 103. Река Мургаб.

становятся менее крутыми, но сильно рассечены оврагами и долинами мелких притоков. Ниже с. Мухаммедхан воды р. Мургаб частично разбираются на орошение. Однако благодаря узости долины и каменистости почв здесь орошается всего 10 000 га, а свободный земельный фонд, пригодный для орошения, не превышает 5000 га.

Выше г. Тахта-Базар (на территории СССР) слева в Мургаб (рис. 103) впадает р. Кашан, а еще через 25 км ниже по течению слева же — р. Кушка. В пределах Туркмении склоны долины крутые, сильно рассечены логами. Здесь из р. Мургаб выведены небольшие каналы для орошения Тахтабазарского района.

Ниже река выходит в пустыню Каракум, образуя сухую дельту. Русло, как правило, сильно извилистое, неразветвленное.

Ниже рек Кашан и Кушка русло р. Мургаб перегорожено рядом плотин для регулирования его стока или для обеспечения водозабора в каналы. Всего на р. Мургаб в разное время было построено 8 водохранилищ объемом около 750 млн. м^3. Два из

них уже заилились полностью, а емкость остальных значительно уменьшилась. На начало 1961 г. общий объем водохранилищ незначительно превышал 400 млн. м³.

В 30 км выше г. Мары плотина Каушутбент распределяет почти весь оставшийся сток реки между каналами, по которым вода подается на орошение Марийского и частично Байрамалийского оазисов. В 5 км выше г. Мары в русло р. Мургаб вливается

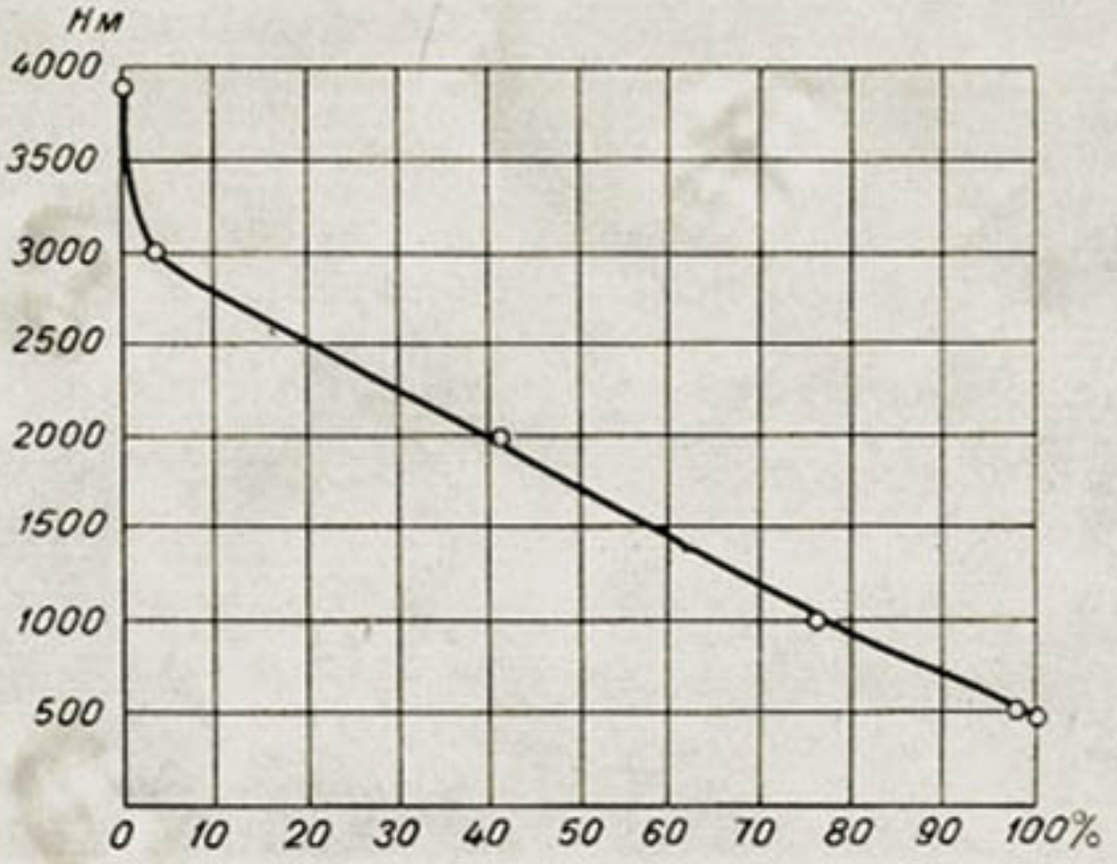


Рис. 104. Гипсометрическая кривая бассейна р. Мургаб у с. Сеин-Али (ст. Меручакская).

Каракумский канал, вода его подается для орошения ниже расположенных земель.

Питание. Режим жидкого стока. Водосбор р. Мургаб отличается незначительной высотой, максимальная его отметка не превышает 3750 м над ур. м., а высоты свыше 3000 м занимают ничтожную площадь. Если даже рассматривать бассейн р. Мургаб в створе Меручакской гидрометеорологической станции (у с. Сеин-Али), т. е. исключить бассейны рек Кушка и Кашан, отличающиеся еще более низкими высотами, то и тогда высоты более 3000 м в бассейне займут не свыше 2,7% его общей площади, а средняя взвешенная высота составит всего 1745 м (рис. 104).

Таким образом, в высотном отношении водосбор р. Мургаб хотя и превосходит водосбор р. Атрек и некоторых других рек Туркмении, но уступает даже наиболее низко расположенным водосборам рек других районов Средней Азии, как, например, р. Кашкадарья, и лишь незначительно превышает водосборы рек

Гузар, Ширабад и др. Это обстоятельство определяет условия питания р. Мургаб: неустойчивость снежного покрова на высотах менее 2000—2500 м, таяние его зимой, ранний сход, возможность выпадения осадков в жидком виде в течение всей зимы и вследствие этого сравнительно большая их роль в общем питании реки во время половодья и отчасти зимой и т. д. Поэтому снеговое половодье на р. Мургаб начинается рано — в марте, реже в феврале или начале апреля.

Поскольку восходящая ветвь гидрографа стока талых вод (март—апрель и отчасти май) совпадает с наиболее дождливым периодом, то колебания расходов воды (дождевые пики на основной волне снегового половодья) почти целиком определяются осадками, а не температурой воздуха. Поэтому восходящая ветвь половодья имеет зубчатый вид. Зимой (декабрь—февраль) возможно прохождение сравнительно небольших и кратковременных пиков, вызванных выпадением осадков или таянием снега при оттепелях. Наоборот, нисходящая ветвь половодья, совпадающая с сухим периодом, отличается исключительной плавностью; дождевых пиков в июле—октябре почти совершенно не бывает, очень редки они в июне и ноябре. Обращает на себя внимание плавность спада расходов дождевых пиков. После сильного дождя расходы воды за двое-трое суток значительно возрастают, держатся на протяжении двух-трех суток на высоком уровне, а затем плавно падают. Это скорее всего результат выпадения осадков на больших высотах в виде снега, который, постепенно стаивая, питает реку.

Зависимость объема половодья от количества осадков данного сезона и, что еще важнее, сравнительно большое участие жидких осадков в формировании максимальных расходов воды обусловливают громадную амплитуду колебания стока. В годы с большими паводками от снеготаяния и интенсивными дождями на Мургабе формируются огромные пики, несущие стихийные бедствия: затопление культурных земель, селений и городов, прорывы дамб и пр.

Наиболее длительные наблюдения за режимом р. Мургаб на территории Туркменской ССР велись у с. Сеин-Али (Меручакская ГМС), у г. Тахта-Базар и у с. Ташкепри. Первый пункт расположен выше впадения в Мургаб притоков Кашан и Кушка, второй — ниже устья р. Кашан и третий — ниже устья р. Кушка. Результаты наблюдений приводятся в табл. 40.

Из табл. 41 видно, что между с. Сеин-Али и г. Тахта-Базар средние многолетние расходы воды увеличиваются, а между последним и с. Ташкепри, по существу, остаются без изменений. Это является результатом разного периода наблюдений в этих пунктах. При сопоставлении расходов за маловодные годы (1927, 1940), близкие к средним (1929 и 1931) и многоводные (1934, 1935) годы и средних за 10 лет (1929—1938) видно,

Средние расходы воды р. Мургаб

Пункт	Площадь бассейна в км²	Период наблюдений, гг.	Расход				
			III	IV	V	VI	VII
с. Сеин-Али (Меручакская ГМС)	27 380	1914—18, 1924—40	44,9	75,0	88,1	68,2	46,1
г. Тахта-Базар	34 740	1929—59	53,5	92,5	108	73,7	44,9
г. Ташкепри	46 880	1925—38	58,8	85,0	93,3	71,2	45,8

что на первом участке в отдельные годы расходы воды могут незначительно увеличиваться или уменьшаться; в среднем же увеличение расходов составляет 2,3% расходов у с. Сеин-Али. На участке Тахта-Базар — Ташкепри расходы воды увеличиваются в среднем на 5,9%, составляя 108,2% расходов у с. Сеин-Али (табл. 41).

Таблица 41

Средние годовые расходы р. Мургаб

Год	с. Сеин-Али, м³/сек.	г. Тахта-Базар		Ташкепри	
		м³/сек.	в % от расхода в с. Сеин-Али	м³/сек.	в % от расхода в с. Сеин-Али
1927	33,4	—	—	34,1	102,1
1940	35,0	37,0	105,7	—	—
1929	48,4	48,6	100,4	51,0	105,4
1931	48,1	51,1	106,2	55,4	115,2
1934	62,1	61,7	99,4	62,4	100,5
1935	58,4	56,7	97,2	60,0	102,7
1929—38	51,4	52,6	102,3	55,6	108,2

Увеличение стока реки на этих участках объясняется частично поверхностным и подземным притоком воды со стороны рек Кашан и Кушка и частично поступлением подземных вод в русло Мургаба. На участке с. Сеин-Али — г. Тахта-Базар поверхностный приток р. Кашан составляет округленно 2% расхода р. Мургаб у с. Сеин-Али. На следующем участке (г. Тахта-Базар — с. Ташкепри) около 7% расхода р. Мургаб у с. Сеин-Али дает р. Кушка.

Следовательно, роль рек Кашан и Кушка в стоке р. Мургаб весьма мала. Однако весной, когда по ним могут проходить кратковременные селевые паводки в несколько десятков и даже

Таблица 40

и сток за отдельные сезоны

в м³/сек.								Сток в % от годового		
VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
37,3	35,7	35,3	36,4	36,3	35,2	37,1	47,9	48,0	20,7	31,3
34,4	33,7	34,5	35,1	35,6	34,9	38,4	51,6	52,1	19,5	28,4
35,9	34,7	35,4	36,4	39,4	39,6	46,1	51,8	51,1	19,3	29,6

несколько сотен кубических метров в секунду, Кушка и Кашан оказывают существенное влияние на режим р. Мургаб: ниже их устий дождевые пики на р. Мургаб очерчены резче.

На участке с. Ташкепри — плотина Казыклыбент и плотина Казыклыбент — плотина Каушутбент поверхностный приток воды в русле р. Мургаб отсутствует, и в нем наблюдаются потери воды на фильтрацию и испарение.

В целом можно констатировать малую изменчивость хода расходов воды по длине реки до плотины Казыклыбент, до которой разбор воды на орошение невелик. Это наглядно видно на рис. 105, где даны средние месячные расходы воды р. Мургаб за маловодный и многоводный годы.

Для характеристики изменчивости средних месячных расходов воды р. Мургаб приведены крайние их значения, наблюденные у с. Сеин-Али (табл. 42). Приведенные в таблице данные свидетельствуют о большой изменчивости средних месячных расходов воды р. Мургаб по отдельным годам, что является результатом характера питания реки.

Внутригодовое распределение стока р. Мургаб, наоборот, очень устойчиво, что можно видеть из табл. 43, в которой дан месячный сток средний и для лет с наиболее поздней и наиболее ранней концентрацией стока.

Обращает на себя внимание высокий сток за октябрь—февраль, составляющий почти $^1/_3$ годового стока. Столь высокий сток упомянутого периода объясняется большой ролью подземного питания, таянием снега и выпадением жидких осадков на наибольших высотах в течение всей зимы, за исключением наиболее суровых зим, о чем говорилось выше.

Зависимость водоносности р. Мургаб почти целиком от осадков периода, предшествующего половодью, и периода половодья обусловливает довольно значительные колебания годового стока реки. Так, в 1917 г. средний годовой расход р. Мургаб у с. Сеин-

Таблица 42

Средние месячные расходы воды р. Мургаб у с. Сеин-Али в м³/сек.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Наибольшие	73,2	192	168	147	104	70,2	58,4	55,3	54,5	51,9	48,6	46,7
Наименьшие	29,2	24,6	20,1	16,1	13,0	14,9	19,0	22,6	23,5	(20,8)	28,3	28,7

Таблица 43

Сток р. Мургаб в % от годового

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II	δ	Годовой сток в % от среднего многолетнего
Средний	7,8	13,0	15,3	11,9	8,0	6,5	6,2	6,1	6,3	6,3	6,1	6,5	48,0	20,7	31,3	0,43	100
1925-26 г. . . .	10,8	12,8	12,1	9,8	8,0	7,9	7,8	6,1	6,4	5,8	5,8	6,7	45,5	23,7	30,8	0,52	86
1938-39 г. . . .	10,3	16,2	15,0	9,3	6,5	5,6	5,8	5,7	6,0	6,5	6,1	7,0	50,8	17,9	31,3	0,35	109

Али составлял всего 21,8 м³/сек., а в 1934 г. — 62,1 м³/сек. Таким образом, средние годовые расходы реки в отдельные годы могут отличаться друг от друга почти в три раза, а коэффициент вариации их равен 0,19. У г. Тахта-базар средние годовые расходы воды колебались в пределах 26,6 (1947 г.) — 88,8 м³/сек. (1939 г.), т. е. в 3,3 раза. Все же колебания годового стока р. Мургаб, учитывая характер его питания невелики (меньше даже, чем некоторых рек ледниково-снегового питания, как, например, р. Талас), что в первую очередь объясняется высокой регулирующей способностью его бассейна, в том числе значительным подземным питанием.

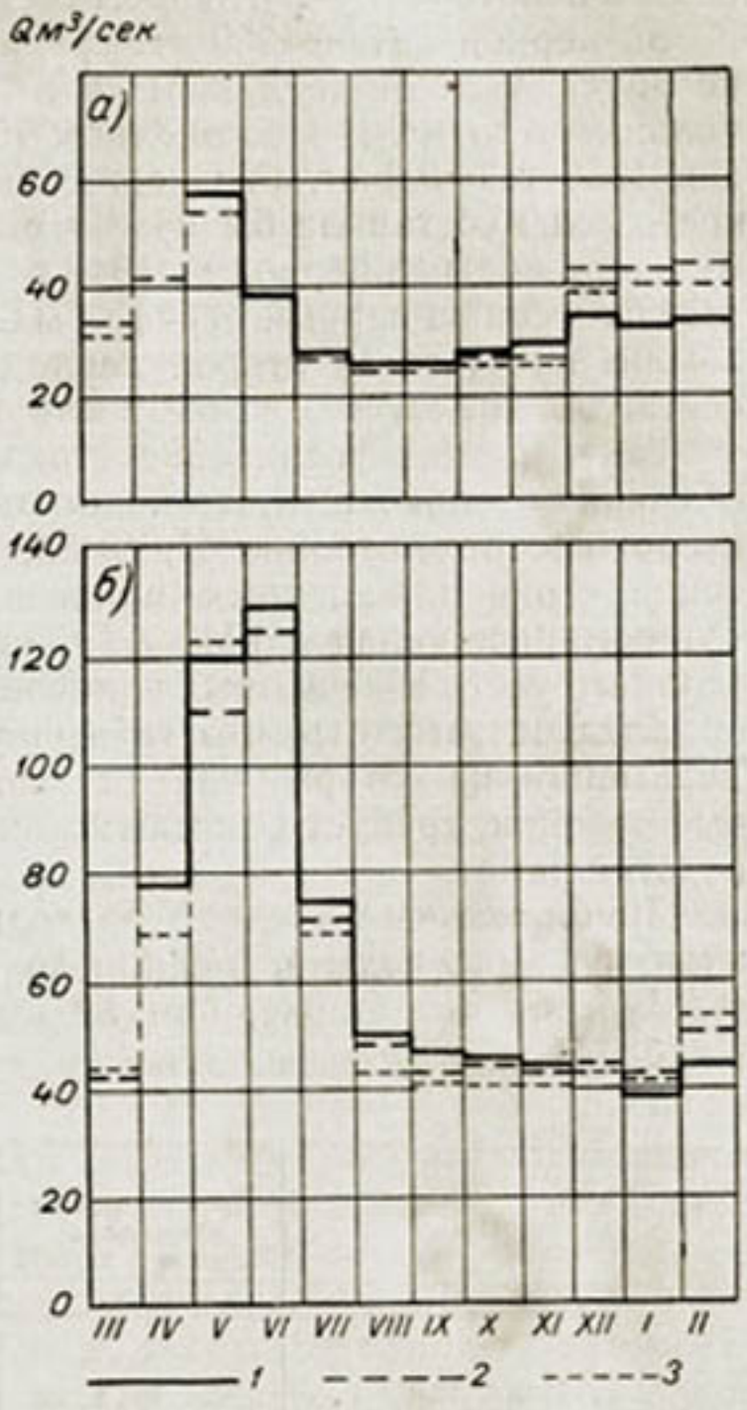


Рис. 105. Средние месячные расходы воды р. Мургаб в 1927-28 (*а*) и в 1934-35 гг. (*б*).

1 — с. Сеин-Али (ст. Меручакская), *2* — г. Ташкепри, *3* — г. Казыклыбент.

Колебания половодных расходов воды и особенно максимальных расходов, как уже указывалось, большие. Действительно, в 1917 г. максимальный расход у с. Сеин-Али составлял всего 32,4 м³/сек. (24/I, 19/III), а в 1924 г. — 243 м³/сек. (25/IV), у г. Тахта-Базар в 1942 г. прошел расход 332 м³/сек. (12/IV), в 1939 г.—369 м³/сек. (11/V), а в 1940 г. — только 67,3 м³/сек. (6—8/V).

Минимальные средние месячные расходы р. Мургаб у с. Сеин-Али могут снижаться до 13,0 м³/сек. (июль 1917 г.), а срочные — до 11,9 м³/сек. (15/VII 1917 г.). Однако, как правило, они превышают 20 м³/сек.

Твердый сток. Сравнительно продолжительные наблюдения за взвешенными наносами производились только в створе у г. Тахта-Базар. Согласно этим наблюдениям, мутность воды и расходы взвешенных наносов резко различны за период до 1949 г. и после 1949 г. Так, за 1930, 1937, 1938 и 1940—1948 гг. (с перерывами в некоторых из них) средняя годовая мутность ни разу не

достигла 2 кг/м³, оставаясь, как правило, между 1 и 2 кг/м³. Лишь в одном году (1946) средняя годовая мутность воды падала несколько ниже 0,5 кг/м³. Средняя за указанные годы мутность воды с некоторым округлением составляла 1,5 кг/м³.

За период 1949—1959 гг. средняя годовая мутность ни разу не опускалась ниже 2 кг/м³ и в пяти годах была равной или большей 5 кг/м³. В многоводном 1957 г. она достигала 11 кг/м³, а в 1956 г. — 9,6 кг/м³. Средняя за период 1949—1959 гг. мутность воды составила 5,4 кг/м³, т. е. в 3,6 раза превышала среднюю мутность воды за период до 1949 г. Если средний расход взвешенных наносов за первый период был равен 62 кг/сек., а сток около 2 млн. т/год, то за второй период расход взвешенных наносов составлял 287 кг/сек., а сток 9 млн. т/год.

Такое резкое увеличение стока взвешенных наносов нельзя объяснить только тем, что водность первого периода была ниже второго (соответственно 41,8 и 53,1 м³/сек.). Скорее всего увеличение стока взвешенных наносов, наблюдающееся на реках Туркмении начиная с 1949 г., является результатом более тщательного учета взвешенных наносов с этого года.

Следует заметить, что точный учет стока наносов на реках Туркмении, на которых часто проходят кратковременные дождевые паводки, требует весьма тщательного и продуманного производства работ.

Приближенные средние расходы взвешенных наносов, сток их и мутность воды за период до 1949 г., когда мутность воды р. Мургаб была ниже, чем за последующие годы, приведены в табл. 44.

Таблица 44

Пункт	Средний расход взвешенных наносов в кг/сек.	Сток взвешенных наносов в млн.т/год	Средняя мутность воды в кг/м³
с. Сеин-Али . .	46,4	1,5	1,0
г. Тахта-Базар	62,0	2,0	1,5
с. Ташкепри . .	86,0	2,7	1,7

Подчеркнем еще раз, что, за исключением створа у г. Тахта-Базар, приведенные в табл. 44 данные весьма приближенны, так как получены на основе непродолжительных и отрывочных наблюдений, путем пересчета объемов наносов в веса [1] и восстано-

[1] Объемный вес наносов, отложившихся в мензурке, был принят равным 0,56. Это значение объемного веса определено на основании параллельного объемного и весового учета взвешенных наносов на реках Мургаб и Теджен.

вления расходов взвешенных наносов по недостаточно тесным зависимостям между ними и расходами воды.

Приведенные в таблице данные показывают, что на р. Мургаб, также как и на большинстве рек Средней Азии, наблюдается увеличение мутности воды при продвижении вниз по реке до тех пор, пока транспортирующая способность потока не начинает резко уменьшаться вследствие снижения его уклонов и уменьшения расходов воды.

Ниже с. Ташкепри сток взвешенных наносов продолжает увеличиваться, как это показывает заиление Султанбентского водохранилища за 1910—1926 гг. Вес отложившихся наносов в водохранилище за 16 лет составляет округленно 78 млн. т, что дает в среднем за год около 5 млн. т. В эти годы можно считать, что все наносы р. Мургаб откладывались в Султанбентском водохранилище, так как непосредственно примыкающее к нему Иолотанское водохранилище за те же 16 лет заилилось только на 300 тыс. м³.

Таким образом, в районе Султанбентского водохранилища средняя мутность воды р. Мургаб превышала 3 кг/м³.

Механический состав взвешенных наносов р. Мургаб характеризуется преобладанием частиц диаметром, меньшим 0,05 мм. Содержание их у с. Сеин-Али колеблется от 65,4 до 94%. Наибольшее содержание частиц крупнее 0,25 мм в этом пункте не превышает 0,7%. У г. Тахта-Базар наибольшее содержание частиц крупнее 0,25 мм было зафиксировано в размере 18%, однако очень редко оно превышает 2%. У с. Ташкепри крупные наносы (>0,25 мм) часто отсутствуют, а наибольшее содержание их доходит до 4,7%.

Исходя из приведенных данных, ежегодный вынос взвешенных наносов из пределов бассейна р. Мургаб выше г. Тахта-Базар до 1949 г. составлял всего около 58 т с 1 км², а начиная с 1949 г.— 259 т/год. Если исходить из последней величины, то нужно признать смыв весьма значительным, учитывая слабую увлажняемость бассейна атмосферными осадками. И действительно, высокая мутность воды свидетельствует об эффективной работе поверхностных вод.

Ледовые образования. Ледовые образования на р. Мургаб выражены слабо. Представлены они в основном шугоходами. Наибольшая продолжительность ледовых образований, согласно имеющимся наблюдениям у г. Тахта-Базар, не превышает 20 суток (1946, 1949 гг.), а средняя продолжительность составляет двое суток (с учетом лет без ледовых образований). Ледостав на реке был отмечен один раз (1949 г.), его продолжительность была равна восьми суткам.

Приблизительно в 80% лет ледовые образования не наблюдаются.

Кашан (L=252 км, F=7000 км^2). Река берет начало на северных склонах хребта Сафедкох (Паропамиз), высоты которого в пределах его бассейна в самых высоких точках едва достигают 3000 м.

В верхнем течении река носит название Бугас-Тагор, в среднем — Аби-Гурмак. Ниже с. Калайи-Нау Кашан входит в ущелье, пройдя которое вступает в Кадрангольскую котловину. Ниже, через ущелье Дарбанди-Колтокух река выходит в сравнительно широкую долину. В 100 км от устья р. Кашан вступает в пределы Туркмении. В приустьевой части течения русло реки обваловано дамбами и углубляется землесосами. Летом ниже ущелья Дарбанди-Колтокух во многих местах воды Кашана то исчезают, то выступают на поверхность.

Водосбор р. Кашан расположен низко. Его средняя взвешенная высота равна 1050 м, высоты от 2000 до 3000 м занимают всего 3,9% площади водосбора.

Согласно наблюдениям у с. Кульджа, Кашан за период 1950—1959 гг., для которого имеются полные данные, в некоторые годы пересыхает уже в мае; сток воды восстанавливается вновь часто только в октябре и даже ноябре. Число дней со стоком следующее:

Наименьшее . . . . . 200 (1953 г.) [1]
Наибольшее . . . . . 342 (1957 г.)
Среднее 232

Средние расходы воды р. Кашан у
1936—1943, 1945,

	Расход						
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Средний	3,38	4,55	1,90	0,12	0,017	0,000	0,008
Наибольший . .	11,7	17,6	14,2	1,62	0,38	0,005	0,15
Наименьший . .	0,26	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Вообще следует отметить, что ток воды на всем протяжении р. Кашан наблюдается только зимой, весной и после сильных дождей в горах, когда русло реки в течение нескольких часов наполняется мутной водой.

[1] Согласно данным за другие годы (с неполными наблюдениями), сток воды на р. Кашан может продолжаться менее 100 суток (например, в 1948 г. 87 суток, в 1940 г. 92 суток, в 1947 г. 99 суток).

Сведения о расходах воды р. Кашан приводятся в табл. 45. Нужно иметь в виду, что в силу крайней изменчивости русла приведенные расходы не отличаются высокой точностью.

Характерной особенностью режима р. Кашан являются кратковременные паводки селевого характера. Такого типа паводки возможны в течение всего дождливого периода, но наиболее часты в марте и апреле. Во время селевых паводков уровни воды зачастую поднимаются на 3—4 м.

Так, например, 29/V 1934 г. уровень за день поднялся на 3 м, а расход воды достиг 60 м³/сек. Максимальные расходы могут значительно превышать указанную величину. Например, максимальный расход 9/IV 1956 г. приближенно оценивается в 180 м³/сек., а 11/IV 1957 г. — в 150 м³/сек., в остальные годы максимальные расходы не превышали 80 м³/сек.

Согласно подсчетам Б. Т. Кирста [2], средняя за 10 лет (1950—1959 гг.) мутность воды р. Кашан составляет 94,5 кг/м³. Следовательно, мутность воды р. Кашан в 3,5 раза превышает мутность р. Атрек у г. Кизыл-Атрек, которая еще недавно считалась наиболее мутной рекой Средней Азии. Теперь р. Атрек занимает по мутности третье место после рек Кашан и Кушка (см. ниже). Дальнейшее изучение твердого стока рек Средней Азии, несомненно, приведет к другому размещению рек по степени мутности воды. В 1951 г. средняя мутность воды р. Кашан составляла 153 кг/м³, в другие годы она превышала 100 кг/м³ (105 кг/м³ в 1953 и 1954 гг. и 112 кг/м³ в 1957 г.). Наибольшая средняя месячная мутность воды была равна 277 кг/м³.

Таблица 45

с. Кульджа и сток за отдельные сезоны
1947—1959 гг.

в м³/сек.						Сток в % от годового		
X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
0,060	0,39	0,78	0,83	1,72	1,15	72,3	0,2	27,5
0,54	1,91	2,98	2,73	4,30	—	—	—	—
0,00	0,00	0,00	0,084	0,26	—	—	—	—

Средний за 1950—1959 гг. сток взвешенных наносов р. Кашан у с. Кульджа равен 3,35 млн. т/год.

Воды р. Кашан используются на орошение.

Кушка (L=277 км, F=10 720 км²). Исток реки находится в районе горного прохода Рабат, область питания располагается на северном склоне хребта Сафедкох, высота которого здесь еще меньше, чем в бассейне р. Кашан, и только на востоке превышает

2500 м. Река вступает в пределы Туркмении у с. Чехильдухтаран. Ниже на протяжении 136 км река протекает на территории Туркменской ССР. Наиболее значительными притоками р. Кушка являются реки Эгригек и Могар, впадающие в нее слева. Воды реки, так же как и воды р. Кашан, местами уходят в русло, которое становится сухим. В урочище Палачпая (в 48 км от устья), согласно имеющимся наблюдениям, Кушка пересыхает чаще всего в июле. Сток воды отсутствует по ноябрь—декабрь включительно. Число дней со стоком следующее:

Наименьшее	217 (1952 г.)
Наибольшее	326 (1957 г.)
Среднее	271

Притоки рек Кушка и Эгригек лишь на короткое время наполняются водой. Обыкновенно воды их исчезают в русле, далеко не достигая устья, и только небольшие солоноватые плесы и лужи указывают на существование подземного течения. Так, например, р. Могар летом пересыхает, не доходя 18 км до р. Кушка.

Водосбор р. Кушка расположен еще ниже, чем водосбор р. Кашан. Его средняя взвешенная высота равна округленно 900 м.

Режим р. Кушка сходен с режимом р. Кашан (рис. 106). Здесь также не наблюдается ярко выраженного половодья. Сток происходит как бы отдельными дождевыми пиками. Самые большие дождевые пики наблюдаются чаще в марте—апреле, реже — в мае (табл. 46).

Максимальные расходы воды р. Кушка в отдельные годы достигают больших значений. Так, 9/IV 1956 г. был зарегистрирован расход 548 м³/сек. Еще в двух годах (15/III 1956 г. и 13/IV 1957 г.) расходы достигали 350 м³/сек. В течение семи лет максимальные расходы не превышали 100 м³/сек., опускаясь почти до 30 м³/сек. (32,2 м³/сек. 11/III 1958 г.).

Средние расходы воды р. Кушка у уроч.

1950—

	Расход						
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Средний	12,1	16,7	3,90	0,24	0,019	0,002	0,001
Наибольший . .	27,7	63,9	19,2	0,95	0,084	0,012	0,014
Наименьший . .	3,50	1,94	0,38	0,024	0,00	0,00	0,00

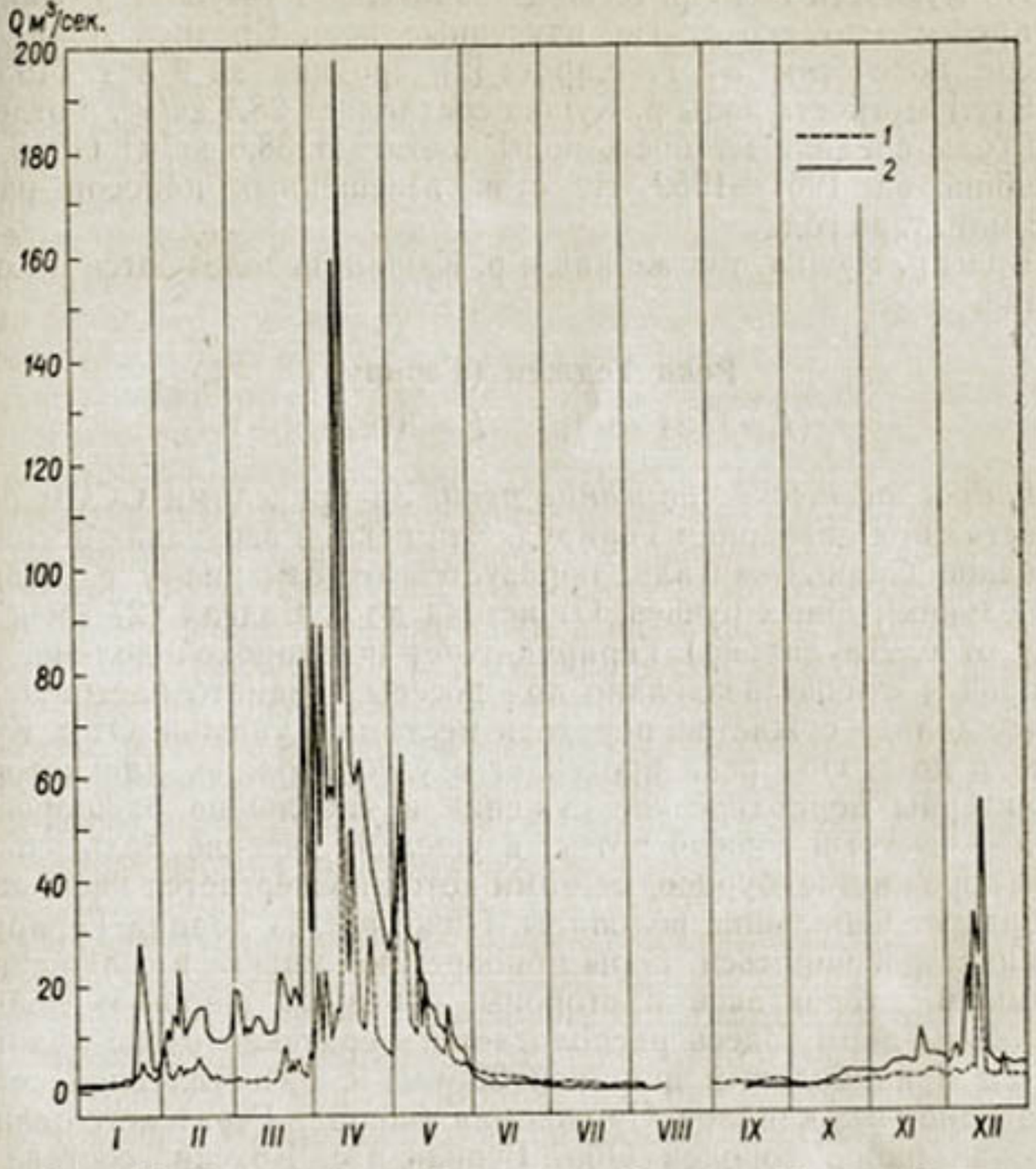


Рис. 106. Гидрографы р. Кашан у с. Кульджа (*1*) и р. Кушка в уроч. Палачпая (*2*) за 1957 г.

Таблица 46

Палачпая и сток за отдельные сезоны

1959 гг.

в м³/сек.						Сток в % от годового		
X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
0,14	0,60	1,71	2,03	4,52	3,50	78,6	0,05	21,4
1,15	4,97	10,4	5,23	11,8	11,4			
0,00	0,027	0,16	0,25	0,27	1,31			

По мутности воды р. Кушка значительно уступает р. Кашан, но превосходит все другие изученные реки Средней Азии. Согласно подсчетам Б. Т. Кирста [2], средняя за 9 лет (1951—1959 гг.) мутность воды р. Кушка составляет 28,1 кг/м³, в отдельные годы средняя мутность воды достигает 38,6 кг/м³ (1956 г.). Средний за 1951—1959 гг. сток взвешенных наносов равен 3,38 млн. т. за год.

Воды р. Кушка, так же как и р. Кашан, используются на орошение.

Река Теджен (Герируд)

(L=1124 км[1]; F=70 620 км²)

Гидрографическое описание реки. За пределами СССР река известна под названием Герируд. Эта река, в верховьях носящая название Сари-Джангаль, образуется от слияния у с. Шахин нескольких горных ручьев. От истока до с. Бадгах (27 км к западу от г. Даулатъяр) Герируд течет по широкой долине, дно которой частично возделано под посевы и занято пастбищами. Далее долина сужается, переходя местами в ущелья. От с. Кушпами и до г. Оба река протекает в узкой долине, для которой характерны периодические сужения и небольшие расширения. Река — быстрый горный поток; в ущельях течение большей частью порожистое, бурное, местами поток низвергается каскадами и образует небольшие водопады. Ниже г. Оба долина Герируда начинает расширяться. Горы приобретают мягкие и сглаженные формы и, отодвигаясь в стороны, образуют широкую долину с плоским дном. Здесь располагается Гератский оазис (длиной 150 км и наибольшей шириной 30 км) с разветвленной сетью ирригационных каналов. Орошаемая площадь Гератского оазиса, включая район городов Оба, Гуриан и с. Кохсан, составляет около 70 000 га. На коротком отрезке между селами Шабаш и Тирпуль долина сужается до 3—4 км. Далее река выходит в пределы обширной равнины. На участке от г. Оба до устья р. Катикаль русло реки слабоизвилистое, между городами Оба и Герат расчленяется на протоки, образуя многочисленные острова. Большая часть островов низменна и затопляется в паводки. На остальном протяжении участка острова встречаются значительно реже. В районе г. Оба река имеет ширину 20—40 м, а ниже г. Герат в результате интенсивного водозабора в русле иногда совсем не бывает воды. В периоды больших паводков река часто затопляет пойму на значительную ширину; наиболее низменные ее участки заболочены. Между городами Оба и Герат русло реки перегоро-

[1] За устье принято начало ирригационного веера у железной дороги в 1,5 км к северо-востоку от ст. Теджен; длина реки дана вместе с р. Сари-Джангаль. Приведена площадь бассейна выше моста Пулихатум (ниже устья р. Кешефруд).

жено плотиной. На участке от устья р. Катикаль до устья р. Джам вначале река имеет широкую (до 10 км) пойменную долину. Ниже с. Буньядхан долина суживается до 2 км и остается такой до конца участка. В долине хорошо выражены надпойменные и первая террасы. Русло слабоизвилистое и кое-где расчленяется на протоки.

Между устьем р. Джам и г. Зульфакар с обеих сторон к реке подступают горы. Долина ее становится узкой (0,5 км); коренными берегами служат крутые и высокие склоны гор, рассеченные множеством узких и глубоких ущелий и оврагов.

Лишь ниже устья р. Истой долина расширяется, склоны ее становятся более пологими, террасированными. Русло умеренно извилистое, в нижней половине участка расчленяется на короткие протоки. От государственной границы до моста Пулихатум русло реки извилистое неразветвленное. На участке от моста Пулихатум и до с. Даулетабад русло на первых 23 км извилистое неразветвленное, на последующих 42 км извилистое разветвленное. На участке от с. Даулетабад до г. Теджен русло реки сильно извилистое, вначале разветвленное, потом неразветвленное. Ниже г. Серахс р. Теджен целиком выходит на территорию Туркмении и частично разбирается на орошение Серахского оазиса.

В 30 км выше г. Теджен река, протекая в своих отложениях, выходит на высшие точки местности.

В большие паводки разливы достигают здесь ширины 30 км. У г. Теджен русло реки перегорожено Каррыбентской плотиной, обеспечивающей забор воды в каналы для орошения Тедженского оазиса. В 70 км выше г. Теджен в 1950 г. было построено первое Тедженское водохранилище. Его первоначальный объем составлял примерно 140 млн. м³. Водохранилище в значительной степени заилено. Несмотря на наращивание плотины, его объем в конце 1960 г. составлял всего 111 млн. м³. В 14 км ниже первого Тедженского водохранилища в 1961 г. закончено строительство второго Тедженского водохранилища объемом 180 млн. м³. Кроме этих двух водохранилищ, в 1959 г. в 13 км выше г. Серахс на правом берегу было сооружено Хорхорское наливное водохранилище емкостью 20 млн. м³. В настоящее время низовья р. Теджен подпитываются аму-дарьинской водой из Каракумского канала (см. ниже).

От истока до г. Серахс Герируд принимает много притоков. Среди них выделяются длиной и площадью бассейна р. Тагаоишлан, впадающая в Герируд слева ниже г. Оба, и реки Джам и Кешефруд (слева), в особенности последняя. Необходимо отметить, что многие притоки р. Герируд, расположенные ниже г. Оба, до него летом не доходят — расходуются на орошение.

Питание. Режим жидкого стока. В водосборе р. Герируд только одна вершина превышает отметку 4000 м (4524 м), все остальные главные водораздельные хребты (Сафедкох и Сиах-

кох) нигде не достигают 4000 м. Таким образом, высотная характеристика бассейна р. Герируд, по-видимому, мало отличается от таковой бассейна р. Мургаб ниже устья р. Кушка ($F=46\,880$ км^2), поэтому питание р. Теджен аналогично питанию р. Мургаб. Действительно, для створа Пулихатум средняя взвешенная высота водосбора р. Теджен округленно составляет 1500 м. Высоты более 3000 м занимают 8,5% его площади, а от 2000 до 3000 м — 17%. Ниже 1000 м располагается 37% площади водосбора (средняя взвешенная высота водосбора р. Мургаб ниже устья р. Кушка округленно равна 1400 м). Отсюда и режим р. Теджен должен быть близок к режиму р. Мургаб. Однако материалы наблюдений за расходами воды р. Теджен создают впечатление, что ее режим имеет ряд существенных особенностей. Это видно на рис. 107, где даны графики средних месячных расходов воды р. Теджен у моста Пулихатум (ниже на 1—2 км) и р. Мургаб у с. Сеин-Али за 1932-33 г. (близкий к среднему) и 1917-18 г. (крайне маловодный). Такое впечатление во многих отношениях неверно. Дело в том, что Теджен и большинство его притоков в пределах Афганистана и Ирана столь интенсивно разбираются на орошение, что в некоторые периоды года русла их на значительном протяжении пересыхают. О масштабах орошения за границей могут дать представление следующие весьма приближенные цифры.

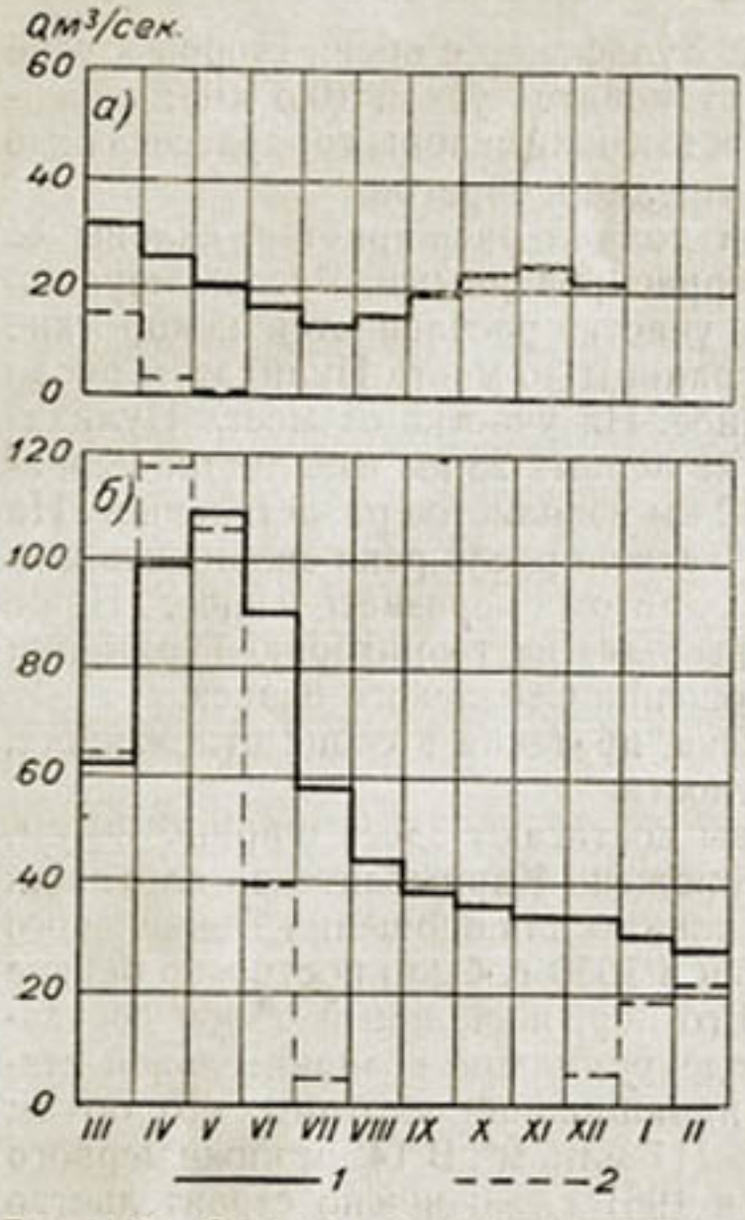


Рис. 107. Средние месячные расходы воды р. Теджен у с. Пулихатум (*1*) и р. Мургаб у с. Сеин-Али (*2*).
а — 1917-18 г., *б* — 1932-33 г.

В долине собственно Герируда площадь поливных земель составляет около 100 000 га, водами р. Кешефруд орошается около 20 000 га. Таким образом, если учесть поливные земли в долине р. Джам и некоторых других притоков, орошаемую площадь на территории Ирана и Афганистана можно оценить 150 000 га. Для удовлетворения потребностей в воде для такой площади из

р. Герируд и ее притоков в некоторые периоды могут изыматься расходы воды не менее 100 м³/сек., а безвозвратные потери на орошение, по самым скромным подсчетам, вряд ли будут меньше 700—800 млн. м³ в год.

Поэтому не удивительно, что у г. Герат в августе расходы реки составляют всего около 1 м³/сек., а ниже с. Кохсан русло реки к концу июля — началу августа пересыхает; сохраняется только подземный поток, что объясняет существование мелких плесов, не пересыхающих и осенью. Плесы наблюдаются на всем протяжении от с. Кохсан до низовьев реки.

По наблюдениям у моста Пулихатум, в русле р. Теджен сток воды имеет место в среднем в течение 232 суток в году, т. е. немногим больше 60% времени, а в некоторые годы русло реки остается сухим более полугода. Число дней со стоком следующее:

Наименьшее	127 (1947 г.)
Наибольшее	365 (1914, 1915, 1957 гг.)
Среднее	232

Из изложенного очевидно, что р. Теджен по абсолютной водоносности превосходит р. Мургаб. По приближенным определениям, ее средний многолетний расход следует оценить не ниже 60 м³/сек. [1], в то время как расход р. Мургаб, тоже с учетом разбора на орошение, вряд ли превысит 55 м³/сек. Все же по удельной водоносности водосбор р. Теджен в целом уступает водосбору р. Мургаб, что в первую очередь объясняется меньшей доступностью для влажных воздушных масс.

Характер режима р. Теджен, как уже отмечалось, во многих отношениях аналогичен режиму р. Мургаб. Для этой реки характерно следующее:

1. Относительно значительна роль дождевого питания зимой и особенно весной, отсюда большинство колебаний ежедневных расходов зимне-весеннего периода обусловливается обычно выпадением осадков, а не температурами воздуха, что наглядно видно на рис. 108, составленном М. Б. Гукасовой. По этой же причине ход стока в основном определяется распределением осадков в период прохождения половодья. Так, например, в 1929 г. наблюдалось раннее прохождение больших расходов воды в марте вследствие того, что главная масса осадков этого года выпала во второй половине февраля и в начале марта. Наоборот, в 1934 г. благодаря запоздалым дождям большие расходы прошли в мае.

2. Лишь в некоторые, хотя и редкие годы с многоснежными холодными зимами, когда большая часть зимних осадков сохра-

[1] В пользу такого предположения убедительно говорят имеющиеся указания о том, что в 40 км ниже г. Оба средний расход воды реки в марте — июне составляет около 150 м³/сек.; ниже этого пункта Герируд принимает еще много притоков, в том числе такие крупные, как реки Джам и Кешефруд.

няется в твердом виде до начала весны, даже отдельные пики половодья формируются главным образом за счет талых вод,

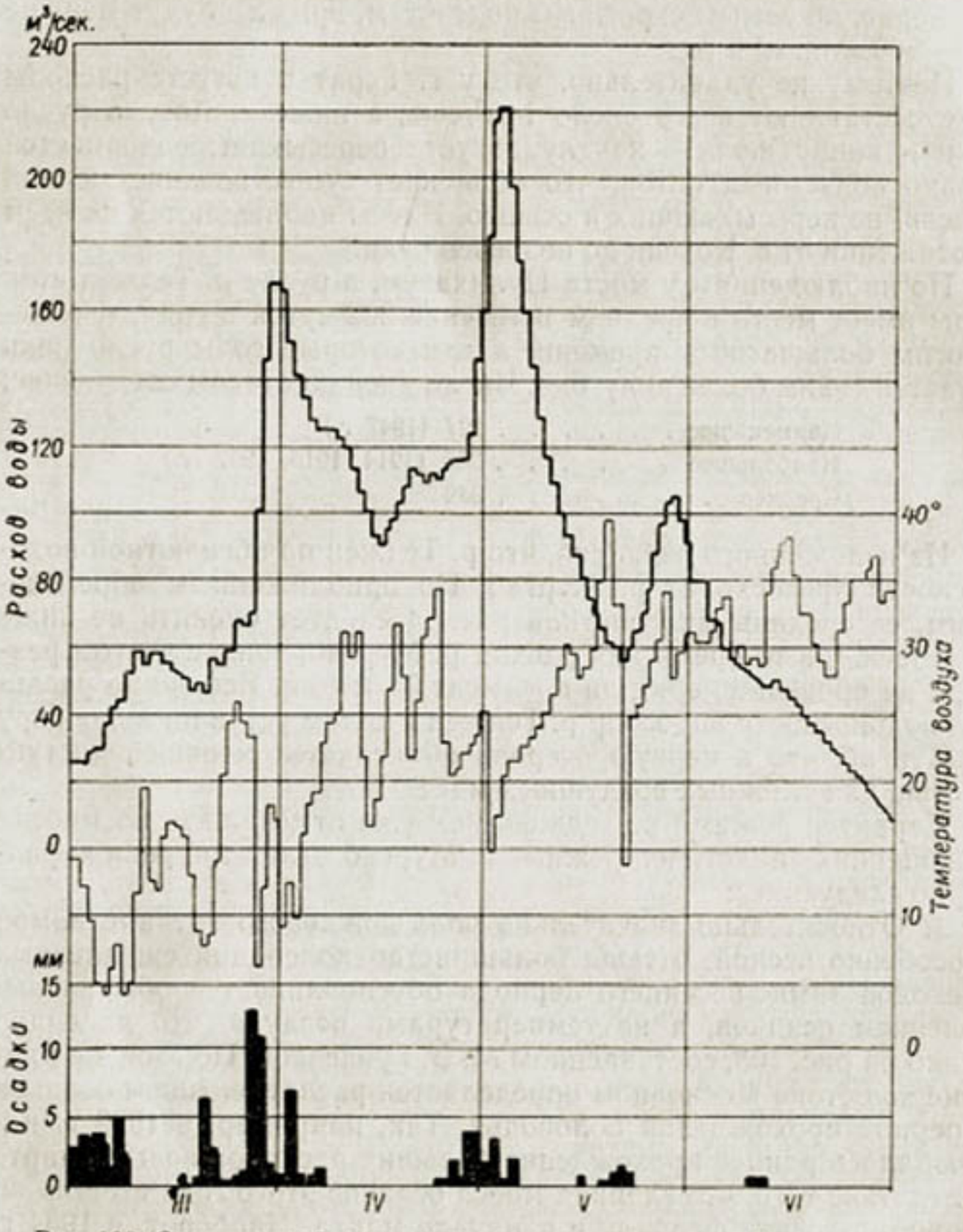


Рис. 108. Совмещенный ход температуры воздуха, атмосферных осадков и расходов воды р. Теджен у с. Пулихатум в 1932 г.

например в 1933 г. Однако и в этих случаях половодье усиливается периодически выпадающими дождями.

3. Колебания расходов воды наблюдаются в течение всей зимы и особенно весной. Интенсивные дожди вызывают резкие повышения расходов воды. Так, например, в 1916 г. расходы

воды с 26 по 27/III увеличились с 80 до 400 м³/сек., а в 1933 г. с 3 по 4/IV — с 83 до 273 м³/сек. В годы с малым количеством осадков, наоборот, ясно выраженное половодье и дождевые паводки отсутствуют (например, 1917 г.). Отсюда колоссальный размах максимальных расходов. Так, например, в 1917 г. максимальный расход был равен всего 25,9 м³/сек., а в 1956 г. он оценивался почти в 1000 м³/сек. (у Пулихатума). Если раннее прекращение стока реки в маловодные годы вызывает гибель почти всего урожая, то большие продолжительные половодья многоводных лет затапливают громадные площади культурных земель, разрушают дамбы и пр. Такие стихийные бедствия отмечены, например, в 1898, 1903, 1923, 1939 гг.

4. Если подъем расходов воды во время дождевых пиков бывает очень резким, что спад их плавен. Это объясняется тем, что в большинстве случаев каждая волна осадков сопровождается снегопадом в более высоких зонах водосбора.

5. В сухой период (июль — ноябрь) прохождение дождевых паводков не наблюдается.

Следует отметить, что подземное питание р. Теджен, вероятно, несколько ниже такового р. Мургаб.

После этих замечаний о характере режима р. Теджен приведем сведения о средних и крайних расходах воды по наблюдениям несколько ниже моста Пулихатум (табл. 47), где учитывается вся вода, поступающая на территорию Туркмении. Средние годовые расходы воды реки у упомянутого пункта колеблются от 3,86 (1917 г.) до 84,6 м³/сек. (1957 г.), т. е. меняются более чем в 20 раз [1].

Если, однако, принять во внимание разбор воды на орошение на территории Афганистана и Ирана, то отношение крайних значений годового стока р. Теджен снизится до четырех, а без 1939 г. оно будет даже менее трех. В этом случае изменчивость годового стока р. Теджен сравняется с изменчивостью годового стока р. Мургаб (тоже без 1939 г.).

В среднем максимум месячного стока приходится на апрель, в отдельные годы он передвигается на май (37,5%) и даже на март (12,5%).

Наибольший максимальный расход р. Теджен был равен 990 м³/сек. (24/IV 1956 г.), следующий по величине расход наблюдался 11/V 1939 г. и был равен 710 м³/сек. Однако его величина не является вполне достоверной. Расходы воды, превышающие 600 м³/сек., имели место в 1951 и 1957 гг.

Самая ранняя дата прохождения максимального расхода наблюдалась 14/II (1952 г.) [2], а самая поздняя — 2/VI (1934 г.).

---

[1] Средний за 1939 г. расход воды приближенно можно оценить в 88 м³/сек., т. е. сток воды в 1939 г. был даже несколько выше, чем в 1957 г.

[2] 1917 г. во внимание не принят как год без половодья.

Средние расходы воды р. Теджен ниже моста

	Расход						
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Средний	59,2	12,4	119	25,8	2,07	0,11	0,038
Наибольший . .	119	379	416	163	24,1	1,19	0,39
Наименьший . .	15,6	2,83	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00

Иногда с конца апреля, а в среднем с середины июля сток воды по руслу р. Теджен прекращается, вновь он восстанавливается чаще всего только в ноябре—декабре.

Ниже моста Пулихатум сток р. Теджен теряется на инфильтрацию, испарение и разбирается на орошение, поэтому водоносность реки уменьшается. Для суждения о трансформации стока реки при продвижении вниз по ней приведен рис. 109.

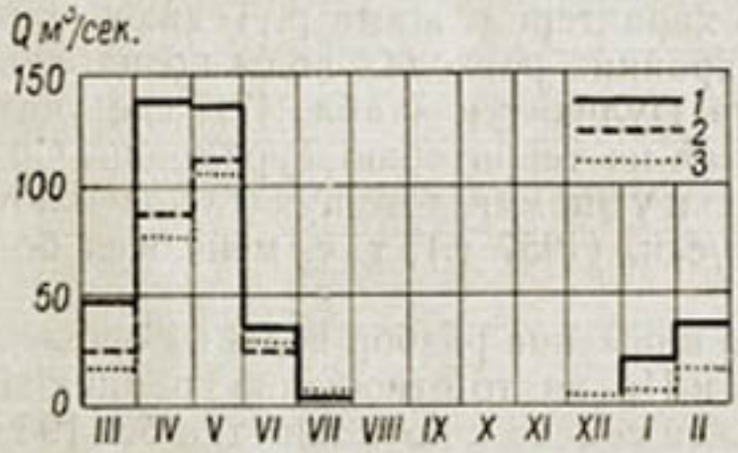


Рис. 109. Средние месячные расходы воды р. Теджен в 1930-31 г.
1 — с. Пулихатум, *2* — с. Киндыкли, *3* — ст. Тедженская.

На рис. 109 средние месячные расходы р. Теджен даны за близкий к среднему по стоку 1930-31 г. у моста Пулихатум, у с. Киндыкли (после разбора воды на орошение Серахского оазиса) и у с. Нурата (ст. Тедженская) перед Тедженским оазисом, где сосредоточены основные массивы орошаемых земель бассейна на территории Туркмении.

В средние по водности годы к Тедженскому оазису подходит около 60% стока реки у моста Пулихатум, а в маловодные — даже меньше 50%. Расстояние между мостом Пулихатум и с. Киндыкли равно 111 км, а между с. Киндыкли и с. Нурата — 159 км.

Твердый сток. На р. Теджен, аналогично р. Мургаб, наблюдается резкое увеличение мутности воды за последние годы. Так, если с 1930 до 1942 г., когда велся учет взвешенных наносов у моста Пулихатум, средняя мутность воды приближенно может быть оценена 4 кг/м³, то за последние шесть лет (1954—1959 гг.),

Таблица 47

Пулихатум и сток за отдельные сезоны

1914—1917 гг., 1929—1933 гг., 1936—1959 гг.

в м³/сек.						Сток в % от годового		
X	XI	XII	I	II	год	III—IV	VII—IX	X—II
0,061	1,55	8,32	17,6	29,4	32,3	84,7	0,6	14,7
0,80	24,2	52,2	42,6	63,2	84,6			
0,00	0,00	0,00	3,43	2,41	3,86			

когда после возобновления наблюдений учет взвешенных наносов был наиболее полным, средняя мутность получается равной 16 кг/м³, т. е. в четыре раза большей. В отдельные годы средняя годовая мутность может превышать 20 кг/м³. Хотя данные до 1942 г. получены на основании прерывистых и не всегда достоверных материалов при помощи восстановления расходов взвешенных наносов, как это было описано при рассмотрении твердого стока р. Мургаб, ошибка в определении стока взвешенных наносов все же не могла превышать ±30% и, таким образом, резкое увеличение мутности воды р. Теджен остается фактом.

За период до 1942 г. средний расход взвешенных наносов у моста Пулихатум составлял 139 кг/сек., что дает сток в год 4,4 млн. т. За 1954—1959 гг. средний расход взвешенных наносов составлял 720 кг/сек., а сток их — 22,7 млн. т/год. Как видно из приведенных данных, мутность воды р. Теджен почти в три раза превышает мутность воды р. Мургаб у г. Тахта-Базар, в четыре раза мутность р. Аму-Дарья у г. Керки и уступает мутности воды р. Атрек у г. Кизыл-Атрек в 1,7 раза. Средний за последние шесть лет ежегодный вынос взвешенных наносов из пределов водосбора р. Теджен составляет 321 т с 1 км², величина чрезвычайно большая, если учесть ничтожную удельную водоносность водосбора.

На р. Теджен, как и на большинстве других рек Средней Азии, наблюдается, во всяком случае до с. Киндыкли (Атаяб), увеличение мутности воды при продвижении вниз по реке.

Механический состав взвешенных наносов р. Теджен аналогичен таковому р. Мургаб. Содержание частиц крупнее 0,25 мм у Пулихатума не превышает 3,9%, а содержание частиц мельче 0,05 мм колеблется от 64,5 до 99,5%. У с. Нурата (ст. Теджен-ская) частицы крупнее 0,25 мм вовсе не были отмечены.

Ледовые образования. Ледовые образования на р. Теджен, так же как и на р. Мургаб, наблюдаются не всегда и представлены в основном шугой (около 60% зим у Пулихатума проходит

без ледовых образований). Наибольшая продолжительность ледовых образований составляет 40 суток, а средняя — 6 суток.

Реки северо-восточного склона хребта Копет-Даг

С северо-восточного склона Копет-Дага стекает 30 рек и несколько десятков ручьев, родников и саев. Водосборы некоторых рек довольно значительны. Так, площадь водосбора р. Дурунгяр (Гюль-Риз, Артык) равна 3150 км², р. Чаача-Чай — 1397 км², р. Казган-Чай — 1300 км², р. Саккиз-Яб (Гермаб) — 949 км² и р. Меана-Чай — 975 км². Площади водосборов остальных рек меньше 500 км². Значительная часть водосборов этих рек расположена на территории Ирана. Несмотря на довольно большие площади водосборов, водоносность рассматриваемых рек ничтожна, что объясняется в первую очередь малой высотой хребтов, где формируется их сток, климатическими особенностями района и частично разбором воды на орошение еще в пределах горной области. Действительно, из 30 рек района, согласно данным Б. Т. Кирста, только у одной (Казган-Чай) при выходе на равнину средний расход воды превышает 1,0 м³/сек. (1,09 м³/сек.) и у трех расходы находятся в пределах 1,0—0,5 м³/сек.

Отличительной особенностью горной области, где образуется сток рассматриваемых рек, является наличие поперечных (по преимуществу типа ущелий) и сравнительно широких продольных долин, обычно обрабатываемых и орошаемых. В пределах горной области довольно широко распространены известняки, создающие скалистые формы рельефа, а также рыхлообломочные отложения. Отсюда и значительная роль подземных вод в питании рек, созданию запасов которых, помимо геологических факторов, благоприятствуют климатические условия и в первую очередь высокие температуры воздуха, способствующие таянию снежного покрова зимой. Большая роль подземного питания обусловливает устойчивость расходов воды во времени. Резкие колебания расходов воды наблюдаются только в моменты выпадения интенсивных дождей и ливней. В последних случаях иногда создаются селевые потоки, во время прохождения которых на протяжении обычно нескольких часов расходы воды возрастают в десятки раз. Наибольшие расходы наблюдаются, как правило, в марте—мае, наименьшие — в конце лета и осенью. Истоки многих рек приурочены к тектоническим разломам или трещинам. Часто в истоках устроены каптажные сооружения. Истоками рек в ряде случаев являются родники или группа родников, вода которых вскоре либо теряется на инфильтрацию в отложения долины, либо разбирается на орошение. Сухой участок русла тянется на несколько километров, пока в нем снова не появится вода за счет выклинивания подземных вод. Такое прерывистое течение типично для многих рек Копет-Дага (рис. 110).

Дать средние многолетние значения расходов воды рек северо-восточного склона Копет-Дага не представляется возможным в силу их беспрерывного изменения. Изменения расходов воды вызываются сильными землетрясениями [1], расширением орошаемых площадей в пределах Ирана и Туркмении, каптажем родников, переносом голов каналов и т. п. Все же для некоторой

Рис. 110. Одна из рек северо-восточного склона Копет-Дага.

характеристики режима рассматриваемых рек в табл. 48 приводятся средние за 1927—1935 гг. расходы воды по трем наиболее водоносным рекам отдельно, суммарные расходы Ашхабадки, Кешинки, Карасу и Багирки, а также суммарные расходы прочих рек.

Приведенные в табл. 48 расходы являются приближенными не только в силу только что указанных причин, но и благодаря недостаточно тщательному учету воды (измерение расходов воды один раз в декаду, перенос постов в новое место, пропуск дождевых паводков и т. п.). Для суждения о возможных изменениях водоносности по трем наиболее водоносным рекам Копет-Дага в таблице приведены также средние за 1946—1955 гг. расходы воды, определенные Б. Т. Кирста. Эти расходы более правильно отражают современный режим рек, сильно измененный по ряду водотоков землетрясением 1948 г. [1]. Кроме того, они установлены по более надежным данным. Из табл. 48 нетрудно видеть,

Таблица 48

Средние месячные расходы воды и сток за отдельные сезоны наиболее крупных рек северо-восточного склона хребта Копет-Даг

Река	Расход в м³/сек.													Сток в % от годового			Макс. / Мин.
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	за год	III—VI	VII—IX	X—II	
Лаинсу	1,15 / 0,66	1,13 / 0,91	1,42 / 0,73	1,30 / 0,59	1,31 / 0,48	1,22 / 0,52	1,16 / 0,59	1,01 / 0,65	1,01 / 0,65	1,22 / 0,63	1,20 / 0,63	1,22 / 0,63	1,20 / 0,64	34,8 / 37,7	25,7 / 20,7	39,5 / 41,6	1,41 / 1,90
Казганчай . . .	1,35 / 1,19	1,51 / 1,80	2,00 / 1,53	1,95 / 0,99	1,40 / 0,83	1,34 / 0,83	1,18 / 0,86	1,01 / 0,88	1,15 / 0,97	1,27 / 1,05	1,39 / 1,12	1,33 / 1,08	1,41 / 1,09	40,4 / 42,0	23,2 / 19,2	36,4 / 38,8	1,98 / 2,17
Саккизяб . . .	1,59 / 0,79	1,68 / 0,79	1,82 / 0,80	1,65 / 0,82	1,76 / 0,80	1,76 / 0,78	1,82 / 0,78	1,59 / 0,80	1,63 / 0,80	1,59 / 0,80	1,78 / 0,78	1,77 / 0,78	1,71 / 0,79	33,0 / 33,6	26,1 / 24,8	40,9 / 41,6	1,14 / 1,05
Ашхабадка, Кешинка, Карасу, Багирка . . .	1,48	1,58	1,65	1,61	1,61	1,59	1,56	1,53	1,54	1,51	1,50	1,50	1,56	33,9	25,5	40,6	1,11
Прочие реки . .	6,35	6,65	6,04	5,15	4,85	5,48	4,54	5,09	4,97	5,24	5,20	5,19	5,39	37,3	23,0	39,7	1,47
Все реки . . .	11,9	12,6	12,9	11,7	10,9	11,4	10,3	10,2	10,3	10,8	11,1	11,0	11,3	36,4	24,1	39,5	1,25

Примечание. В знаменателе даны средние за 1946—1955 гг. расходы воды по данным Б. Т. Кирста; в числителе — средние за 1927—1935 гг.

что расходы за последний период значительно меньше, чем средние за 1927—1935 гг. (в 1,3—2,2 раза).

Реки Ашхабадка, Кешинка, Карасу и Багирка являются водотоками подземного питания. Они не имеют поверхностных водосборных площадей в горах, а истоками их является ряд родников у подножия гор. По этой причине расходы упомянутых водотоков (карасу) на протяжении года подвержены наименьшим колебаниям (см. последнюю графу табл. 48, в которой приведено отношение наибольшего и наименьшего средних месячных расходов).

Суммарный средний за 1927—1935 гг. расход 30 рек северо-восточного склона Копет-Дага составляет 11,3 м³/сек., а общий учтенный сток с этой горной системы равен 11,8 м³/сек.

Водосборная площадь 26 рек (без Ашхабадки, Кешинки, Карасу и Багирки) исчисляется округленно в 12 000 км², т. е. даже немногим больше водосбора р. Зеравшан ниже устья р. Магиан, средний же сток с этой площади составляет всего 9,7 м³/сек., тогда как средний расход р. Зеравшан равен 164 м³/сек. Следовательно, поверхностный сток с 1 км² водосбора этих рек немногим меньше 0,8 л/сек. Если даже учесть разбор воды на орошение в пределах горной области, то и тогда средний модуль стока не достигает 1,5 л/сек. км². Средний модуль стока некоторых рек, однако, может приближаться к 5 л/сек. км² (например, р. Лаинсу). В последние годы удельная водоносность северо-восточного склона Копет-Дага еще ниже.

Все рассматриваемые реки, а также ручьи и родники целиком разбираются на орошение у подножья гор.

Мутность воды рассматриваемых рек обычно мала. Однако при прохождении дождевых паводков мутность резко возрастает. Так, например, на Фирюзинке 9/V 1957 г. мутность воды достигала 388 кг/м³. На реках Авгез и Обойчай в отдельные часы зарегистрированы мутности 300—400 кг/м³ [2].

Каракумский канал

Согласно проекту, длина Каракумского канала равна 820 км. К концу 1960 г. были построены две очереди канала. Первая очередь канала протяженностью 395 км подводит аму-дарьинскую воду к р. Мургаб, вторая очередь (длиной 140 км) — к р. Теджен. Начато строительство третьей очереди, и в конце 1962 г. вода подошла к Ашхабаду. Каракумский канал берет начало на левом берегу Аму-Дарьи против ж.-д. станции Мукры, находящейся на другом берегу реки.

Расходы воды Каракумского канала приведены в табл. 49.

Забор воды в Каракумский канал с каждым годом увеличивается. В 1960 г. средний расход воды достиг 118 м³/сек., наи-

больший расход воды 30/VII составлял 172 м³/сек., а наименьший в октябре падал до 89,4 м³/сек.

Таблица 49

Средние месячные расходы воды Каракумского канала в м³/сек

Годы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1956	—	10,9	46,3	29,1	33,0	52,3	51,9	55,0	30,1	17,1	9,68	16,2	
1957	16,5	26,9	42,7	36,4	36,5	58,8	50,1	58,2	43,5	29,5	34,7	44,3	39,8
1958	32,8	46,5	64,0	50,8	59,0	72,0	83,3	91,1	93,3	77,8	79,3	82,6	69,4
1959	83,4	79,9	94,7	102	110	122	131	143	125	99,8	85,2	85,5	105
1960	96,6	103	115	125	137	151	156	162	117	94,6	100	102	118

Водный баланс Каракумского канала на участке от головного сооружения до пятого гидроузла ($L = 320$ км) за время с 1/XI 1959 г. по 31/X 1960 г., согласно данным Б. Сапарова, приведен в табл. 50.

Таблица 50

Элементы прихода в м³/сек.		Элементы расхода в м³/сек.	
Расход воды в начале участка	119	Расход воды в конце участка	51,5
Приход влаги за счет атмосферных осадков	0,4	Потери воды на испарение и транспирацию	6,4
		Водозабор	9,7
		Расход воды на регулирование в Келифских озерах	0,6
		Потери на фильтрацию в канале	51,2
Всего	119,4	Всего	119,4

Подсчеты по уравнению водного баланса показывают, что потери на фильтрацию на 320-километровом участке канала составляют 43% расхода воды у головного сооружения.

Глава IV

БАССЕЙН РЕКИ АМУ-ДАРЬЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА

Бассейн Аму-Дарьи на востоке ограничен меридианом 75°, а на западе условно границу можно принять по меридиану 57° в. д. Наиболее южная точка бассейна лежит на широте почти 35°, наиболее северная — приблизительно на 44° с. ш. Таким образом, с севера на юг бассейн Аму-Дарьи протягивается на 1000 км, а с востока на запад почти на 1500 км. На севере бассейн Аму-Дарьи граничит с бассейном Сыр-Дарьи, на востоке — с бассейном р. Тарим и на юге с бассейнами рек Инд и Гильменд.

Границы бассейна четко определяются только в пределах горной области; в равнинной области водораздельная линия выражена неясно, поэтому общая площадь бассейна не может быть определена точно. Для створа, расположенного ниже устья его последнего притока р. Ширабад, площадь бассейна составляет 226 800 км². Водосборная (горная) часть бассейна, включая водосборы рек Зеравшан и Кашкадарья, занимает площадь 227 800 км², а без — 199 350 км².

В пределах горного рельефа границами бассейна являются на севере Алайский, Туркестанский и Нуратинский хребты, на юге хребет Гиндукуш и на востоке Сырыкольский хребет.

Отличительными особенностями климата горной области бассейна Аму-Дарьи, где формируется сток рек, являются:

1) преобладание зимне-весенних осадков; в нижних высотных зонах характерен острый февральско-мартовский максимум. Исключение представляют внутренние части горной области, где доминируют летние осадки;

2) высокая увлажняемость атмосферными осадками периферийных хребтов Памиро-Алайской горной системы, имеющих южную ориентацию, так как они служат первыми горными поднятиями на пути циклонов, приходящих в Среднюю Азию с юга и юго-запада, и низкая увлажняемость северного склона Гиндукуша и Восточного Памира;

3) высокие температуры воздуха. В этом отношении горная область бассейна Аму-Дарьи уступает только рассмотренным выше (в главах II и III) бассейнам. Указанное обстоятельство обусловливает высокое положение снеговой линии, в особенности во внутренних частях горной области, где количество осадков невелико и сосредоточены они летом.

Восточная часть бассейна, являющаяся областью питания (образования стока), представляет собой типичную горную страну с высочайшими вершинами СССР (пик Коммунизма 7495 м, пик Ленина 7127 м). Расположенные в области водосбора

мощные горные хребты, тянущиеся преимущественно в широтном направлении (Туркестанский, Алайский, Зеравшанский, Гиссарский, Заалайский, Петра I, Дарвазский, Ванчский, Язгулемский, Музкол, Рушанский, Базардара, Шугнанский, Шахдара, Аличурский, Ваханский и Гиндукуш, только хребты Академии наук и Сарыкольский вытянуты в меридиональном направлении), отличаются очень большой высотой. Большинство перечисленных хребтов имеет среднюю высоту 5000—5500 м, а отдельные их вершины поднимаются до отметки 6000 м и даже 7000 м.

Не случайно поэтому горная область бассейна Аму-Дарьи, несмотря на южное положение и высокорасположенную снеговую линию (3800—5250 м), характеризуется исключительно большим распространением вечных снегов и оледенения, в состав которого входит более тысячи ледников, в том числе один из величайших долинных ледников земного шара — ледник Федченко длиной 77 км, а площадь оледенения (ледники и фирновые поля) приближается к 10 000 км².

Это обстоятельство определяет характер питания крупнейших рек бассейна, большинство которых является реками ледниково-снегового питания. К числу их относятся: Пяндж, Вахш, Зеравшан, большинство их притоков, а также сама Аму-Дарья. Только реки Яхсу, Кызылсу, Кафирниган, Сурхандарья, Кашкадарья и Кундуздарья, берущие начало в западной части горной области бассейна со склонов хребтов, отличающихся пониженными отметками и по преимуществу южной экспозицией, относятся к рекам снегово-ледникового питания и частично снегового питания. Этим бассейн Аму-Дарьи очень резко отличается от рассмотренных выше бассейнов р. Атрек и бессточных рек Туркмении и даже от расположенного от него к северу бассейна Сыр-Дарьи, где преобладают реки снегово-ледникового питания с более ранней концентрацией жидкого стока, меньшей его устойчивостью и режимом, менее удобным для орошения земель хлопково-люцернового направления хозяйства.

Горная область бассейна Аму-Дарьи является ареной, где в первую очередь развертываются синоптические процессы, обусловливающие интенсивное выпадение осадков (см. главу I первой части), и отличается большой высотой и преобладанием весенне-зимних осадков на весьма значительной части площади. Поэтому данная область, за исключением юго-западного района (бассейн р. Кундуздарья) и особенно Восточного Памира, характеризуется высоким увлажнением атмосферными осадками, мощным снежным покровом и, следовательно, высокой абсолютной и удельной водоносностью. В этом заключается вторая особенность бассейна Аму-Дарьи. Достаточно указать, что с 1 км² горной области бассейна Аму-Дарьи стекает 11 л/сек., в то время как сток с 1 км² водосборной части бассейнов р. Атрек и бессточных рек Туркменской ССР не превышает 1 л/сек., а с 1 км² горной области

Сыр-Дарьи составляет 8 л/сек. Общий сток с горной области бассейна Аму-Дарьи исчисляется в 2500 м³/сек., или 79 млрд. м³ в год, а с горной области бассейна Сыр-Дарьи — только в 1200 м³/сек., или 38 млрд. м³ в год.

Третьей основной особенностью бассейна Аму-Дарьи является яркое проявление здесь денудационных и эрозионных процессов, обусловливающих высокий сток наносов многих рек. С 1 км² площади водосбора, например, р. Вахш ежегодно выносится в равнинную область 2680 т взвешенных наносов, а с 1 км² водосбора р. Пяндж — приблизительно 480 т/км², в то время как с 1 км² водосбора р. Нарын (главная составляющая Сыр-Дарьи) смывается только 290 т в год, т. е. в 9,2 раза меньше, чем с водосбора р. Вахш. В отношении мутности воды реки бассейна Аму-Дарьи уступают только рекам, рассмотренным в главах II и III.

Так же как и в других бассейнах рек Средней Азии, в бассейне Аму-Дарьи почти вся гидрографическая сеть сосредоточена в горной части. Уже западнее меридиана 66° в. д. речная сеть представлена реками Аму-Дарья, Зеравшан и Кашкадарья, а западнее меридиана 63° здесь имеется только один водоток — р. Аму-Дарья.

Наиболее водоносная река Средней Азии Аму-Дарья, превосходящая по абсолютной водоносности р. Днепр у Лоцманской Каменки более чем в 1,2 раза и р. Дон у г. Калач в 3 раза, образуется слиянием рек Пяндж и Вахш. Проделав в основном по пустынным пространствам путь 1440 км, река впадает в Аральское море.

Притоки Аму-Дарья принимает только на первых 180 км, на остальном протяжении река не только не принимает притоков, но, наоборот, разбирается на орошение, особенно интенсивно в нижнем течении, теряет воду на испарение и фильтрацию и постепенно сток ее уменьшается. На 12-м км от слияния рек Пяндж и Вахш в Аму-Дарью слева впадает Кундуздарья, на 38-м км справа — Кафирниган. Далее, на 137-м км справа в Аму-Дарью впадает, по существу, последний ее приток р. Сурхандарья, так как впадающая в нее справа на 180-м км р. Ширабад (Карасу) сбрасывает в нее ничтожное количество воды. Расположенная западнее р. Ширабад небольшая речка Кугитанг свои воды до Аму-Дарьи не доносит.

Реки Зеравшан и Кашкадарья, относящиеся по гидрографическим признакам к бассейну Аму-Дарьи, до нее не доходят и поэтому могут рассматриваться как самостоятельные гидрографические объекты. Это тем более справедливо, что подземный отток из бассейна р. Зеравшан в Аму-Дарью практически отсутствует.

Сравнительная характеристика рек Вахш и Пяндж, а также притоков Аму-Дарьи приводится на диаграмме (рис. 111).

В народном хозяйстве среднеазиатских республик бассейн

Аму-Дарьи играет огромную роль. Как сама Аму-Дарья, так и многие ее притоки обладают весьма благоприятным режимом для использования ее вод для орошения. В летние месяцы, когда наиболее ценные сельскохозяйственные культуры (в первую очередь хлопчатник) испытывают самую большую потребность

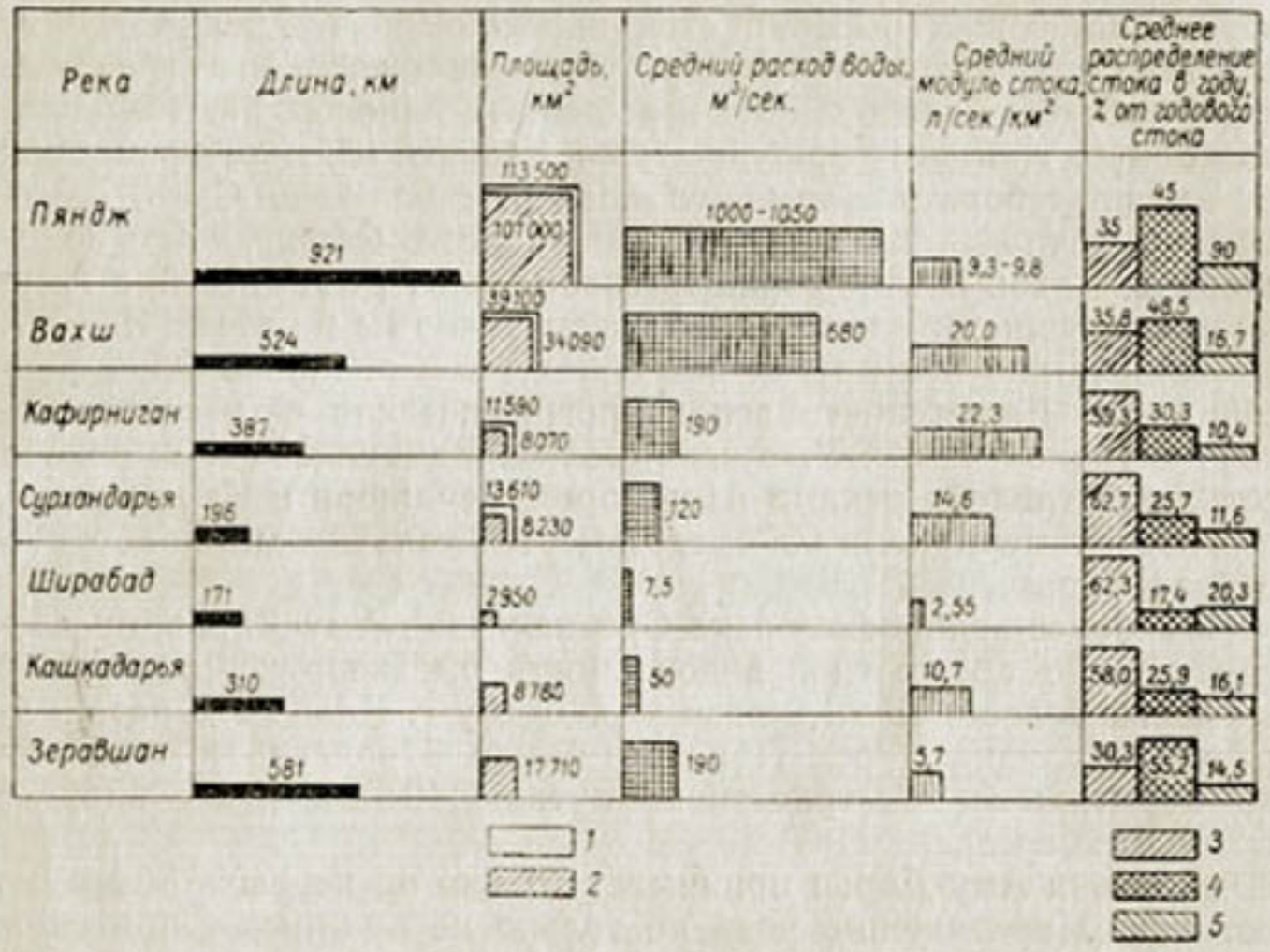


Рис. 111. Сравнительная диаграмма крупнейших рек бассейна Аму-Дарьи.
1 — площадь бассейна, *2* — площадь водосбора, *3* — сток за март—июнь, *4* — сток за июль—сентябрь, *5* — сток за октябрь—февраль.

в воде, по наиболее крупным рекам бассейна проходят продолжительные снегово-ледниковые половодья, способные обеспечивать водой многочисленные ирригационные системы. В энергетическом отношении значение бассейна Аму-Дарьи также велико. Крутое падение и значительная водоносность его горных рек создают громадные запасы энергии. Наконец, из всех рек Средней Азии Аму-Дарья имеет наибольшее транспортное значение.

Несмотря на столь огромные возможности, водные ресурсы бассейна Аму-Дарьи по сравнению со многими бассейнами Средней Азии используются еще мало. Достаточно указать, что в 1960 г. на орошение земель использовалось не более 17% потенциальных оросительных возможностей рек аму-дарьинского бассейна.

Незначительное использование вод большинства рек бассейна и в первую очередь самой Аму-Дарьи объясняется большими

техническими трудностями при решении водохозяйственных задач. Эти трудности можно преодолеть только при наличии мощной техники. Сейчас советский народ приступил к осуществлению грандиозного плана преобразования природы бассейна Аму-Дарьи, в первую очередь преобразования его водных условий. Одним из звеньев этого плана является строительство Каракумского канала, берущего начало напротив с. Мукры. Описание его было дано выше.

Намеченный Аму-Бухарский канал, голова которого будет располагаться или у г. Келиф или у с. Мукры, подведет воду к нижнему течению р. Зеравшан, в долине которой уже ощущается недостаток воды, а освободившийся ее сток будет переброшен в маловодную, но богатую плодородными землями долину р. Кашкадарья. С осуществлением этих и других водохозяйственных мероприятий естественный сток Аму-Дарьи будет полностью использован для нужд народного хозяйства. Дальнейшее использование вод рек бассейна Аму-Дарьи будет связано со строительством водохранилищ для сезонного и многолетнего регулирования стока. При многолетнем регулировании стока, а также введении прогрессивных методов полива и повышении коэффициента полезного действия ирригационных систем водами рек бассейна Аму-Дарьи можно будет оросить около 7 млн. га земли под хлопчатник и другие сельскохозяйственные культуры (в 1960 г. орошалось 1730 тыс. га). При таком использовании стока рек бассейна Аму-Дарьи Аральское море будет обречено на постепенное высыхание, если не подвести в него воду из сибирских рек.

Река Пяндж

Общая характеристика бассейна. Водосбор р. Пяндж наряду с водосбором р. Вахш располагается в наиболее возвышенном районе Средней Азии. В частности, он охватывает почти всю территорию Памира, в котором даже долины имеют среднюю высоту около 3800 м.

На юге водоразделом бассейна р. Пяндж является Гиндукушский хребет, гребень которого почти на всем протяжении значительно выдается над отметками 5000 м, а многие вершины превышают высоты 6000 м и даже 7000 м (например, г. Лунхо 6910 м, г. Сед-Эштрак 7370 м, вершина с отметкой 7500 м и т. д.). В восточной части хребта имеются огромные поля вечных снегов и значительное количество крупных ледников.

На севере и востоке водосбор р. Пяндж отделен от бассейнов р. Вахш, озера Каракуль и р. Тарим хребтами Дарвазским, Академии наук, Музкол и Сарыкольским. Высоты этих хребтов, так же как и хребтов, расположенных между ними и Гиндукушем (Ванчарский, Язгулемский, Рушанский, Базар-Дара, Шугнанский, Аличурский, Ваханский), весьма значительны и превы-

шают 5000—5500 м. Отметки отдельных вершин выше 6000 м. Гребни хребтов почти всюду достигают высоты снеговой линии, которая лежит здесь на высоте 4000—5250 м, на склонах находится большое количество ледников. Общее число ледников в водосборе р. Пяндж исчисляется сотнями, что наряду с большим развитием снежников и вечных снегов и обусловливает характер питания самой р. Пяндж и всех ее главных притоков, которые относятся к рекам ледниково-снегового питания.

Значительная часть водосбора р. Пяндж (в особенности на востоке и на юге) находится в неблагоприятных условиях увлажнения атмосферными осадками [1], в результате чего его удельная водоносность существенно уступает водоносности водосборов рек Вахш, Кафирниган и Сурхандарья.

Общий поверхностный сток с горной области бассейна р. Пяндж составляет не менее 1000 м³/сек., или 50% стока Аму-Дарьи у г. Керки. Если этот расход отнести ко всей площади бассейна ($F = 113\,500$ км²), то средний модуль стока $M_0 = 8{,}8$ л/сек. км². Если при определении модуля стока исходить только из площади водосбора ($F_в = 107\,000$ км²), что, несомненно, более правильно, так как равнинная часть бассейна не питает реки, то тогда средний модуль стока окажется равным 9,3 л/сек. км². Отметим, что равнинная область в бассейне р. Пяндж занимает всего 6500 км², или 5,7% общей площади.

За исток р. Пяндж обычно принято считать слияние рек Вахандарья и Памир. Однако более правильно за исток р. Пяндж считать начало р. Вахандарья, носящей в верхнем течении название Вахджир, поскольку Вахандарья является естественным продолжением р. Пяндж на востоке. Общая длина Вахджира — Вахандарьи — Пянджа составляет 1137 км, а собственно Пянджа — 921 км.

Ниже слияния рек Вахандарья и Памир Пяндж принимает справа ряд притоков, наиболее крупными из которых являются реки Гунт, Бартанг, Язгулем, Ванч и Кызылсу. Река Бартанг впадает в Пяндж на 285-м км от слияния рек Вахандарья и Памир, р. Язгулем — на 363-м км, р. Ванч — на 377-м км и р. Кызылсу — на 735-м км.

Слева в Пяндж впадает только один крупный приток — р. Кокча. Последняя является крупной рекой, площадь водосбора ее равна 21 073 км². Водосбор р. Кокча является довольно высоким; его средняя взвешенная высота составляет 2885 м, а высоты более 4000 м занимают 25% общей площади, более 3500 м — 39%. В силу этого Кокча относится к рекам ледниково-снегового питания и характеризуется поздней концентрацией стока; она

---

[1] Достаточно напомнить, что количество осадков, выпадающих в некоторых местах долин Восточного Памира, меньше, чем в пустынных районах Средней Азии.

целиком протекает по территории Афганистана и в дальнейшем не рассматривается.

На 675-м км от слияния рек Вахандарья и Памир или на 246-м км от своего устья р. Пяндж выходит из гор в широкую долину.

Использование водных ресурсов р. Пяндж на орошение незначительно и сосредоточено в основном в бассейне р. Кызылсу.

Гидрографическое описание реки ($L = 921$ км; $F = 113\,500$ км^2). Истоком р. Пяндж является р. Вахджир, в нижнем течении (после впадения р. Каракия) носящая название Вахандарья.

Река Вахджир берет начало от ледника Вревского на северном склоне восточных отрогов Гиндукуша на высоте более 5000 м над ур. м. Пройдя 216 км, Вахджир — Вахандарья принимает справа р. Памир, вытекающую из озера Зоркуль (Виктория). Ниже впадения р. Памир река получает название Пяндж, что значит «пять», по числу главных своих притоков: Вахандарья, Памир, Гунт, Бартанг и Ванч. На всем протяжении р. Пяндж является государственной границей между СССР и Афганистаном.

Река Вахджир протекает в низких плоских берегах по дну широкой долины с сравнительно небольшими уклонами. Ниже устья р. Каракия долина реки, которая носит уже название Вахандарьи, резко сужается и дно ее полностью занято потоком; склоны долины крутые. В районе с. Сархад река протекает в широкой долине, суживающейся вновь несколько выше с. Хорич. Здесь русло дробится на множество рукавов, образуя острова. На остальном протяжении Вахандарья протекает в узкой долине (местами в ущельях), и только к устью долина ее расширяется.

На участке от истока до г. Ишкашим река протекает в довольно широкой долине.

После поворота на север, ниже г. Ишкашим, долина сильно суживается и местами переходит в ущелье, в котором вмещается только одно русло быстро текущей реки.

Характерной особенностью долины р. Пяндж от г. Ишкашим до устья р. Бартанг является наличие конусов выноса многочисленных боковых притоков, ущелья которых сильно и глубоко расчленяют склоны долины главной реки.

На всем протяжении от г. Ишкашим и до впадения р. Бартанг продольный профиль русла плавный без перепадов, порогов и водопадов.

Приближаясь к устью р. Бартанг, долина р. Пяндж на протяжении нескольких километров расширяется. На дне долины также распространены конусы выносов боковых притоков. Русло реки здесь умеренно извилистое, разветвленное, неустойчивое.

Ниже устья р. Дилехдара и до с. Чубек долина р. Пяндж

вновь суживается, река, описывая огромную дугу, местами на значительном протяжении протекает в каньонах.

От устья р. Дилехдара и до с. Чоск русло реки слабоизвилистое, неразветвленное, глубоко врезано в дно долины. Встречаются пороги, течение бурное. Ниже с. Чоск до с. Чубек русло реки частично разветвленное. В районе с. Чубек р. Пяндж выходит в широкую долину и образует остров Уртатугай.

Пойма у р. Пяндж имеется только местами и по преимуществу односторонняя; развита она слабо. Пойма реки затопляется в многоводные половодья. От острова Уртатугай до устья р. Вахш русло р. Пяндж умеренно извилистое, разветвленное, за исключением участка от пристани Файзабадкала до поста Кизылкала. Берега русла подвержены размыву.

Питание. Режим жидкого стока. Средняя взвешенная высота водосбора р. Пяндж выше с. Чубек ($F = 80\,859$ км^2) порядка 4000 м (4046 м). Высоты, превышающие 5000 м, занимают в нем 11,5% площади водосбора, а превышающие 4000 м — 56,1%. Ниже 3000 м располагается всего 9,3% площади водосбора. Средняя взвешенная высота всего бассейна р. Пяндж (включая и равнинную часть его) равна 3631 м. Следовательно, водосбор р. Пяндж среди крупных рек Средней Азии отличается наибольшей высотой и значительно превышает водосбор р. Вахш, занимающий второе место в этом отношении (рис. 112).

Сведения о режиме р. Пяндж ограничиваются только наблюдениями за уровнями воды в нескольких пунктах. Однако, исходя из высотной характеристики водосбора, его географического положения, расходов воды рек Аму-Дарья, Вахш, Кундуз, Кафирниган и Сурхандарья, а также наблюдений за уровнями воды р. Пяндж, нетрудно представить основные черты режима жидкого стока последней.

Средний годовой расход р. Пяндж близ устья может быть оценен 1000—1050 м^3/сек. Малое количество выпадающих осадков на значительной части водосбора обусловливает высокое положение снеговой линии (до 5250 м), в силу чего участие в питании реки высокогорных снегов и ледников здесь, по-видимому, даже несколько меньше, чем в водосборе р. Вахш, несмотря на чрезвычайно большую высоту хребтов на востоке водосбора р. Пяндж. Поэтому внутригодовое распределение стока р. Пяндж близ устья должно быть очень близко к таковому р. Вахш.

Не боясь впасть в сколько-нибудь существенную ошибку, можно ход расходов воды р. Пяндж близ устья на протяжении года представить следующим образом.

Годовой максимум расходов в среднем многолетнем разрезе наступает в июле; в отдельные годы месячные расходы могут достигать максимума в августе, реже — в июне. Спад расходов продолжается до февраля включительно, в марте начинается небольшой подъем расходов воды, вызванный таянием снега в пред-

горьях и на нижних ярусах гор, а также выпадающими жидкими осадками, которые придают восходящей ветви гидрографа весной зубчатый вид. Сток воды за март—июнь составляет около 35%

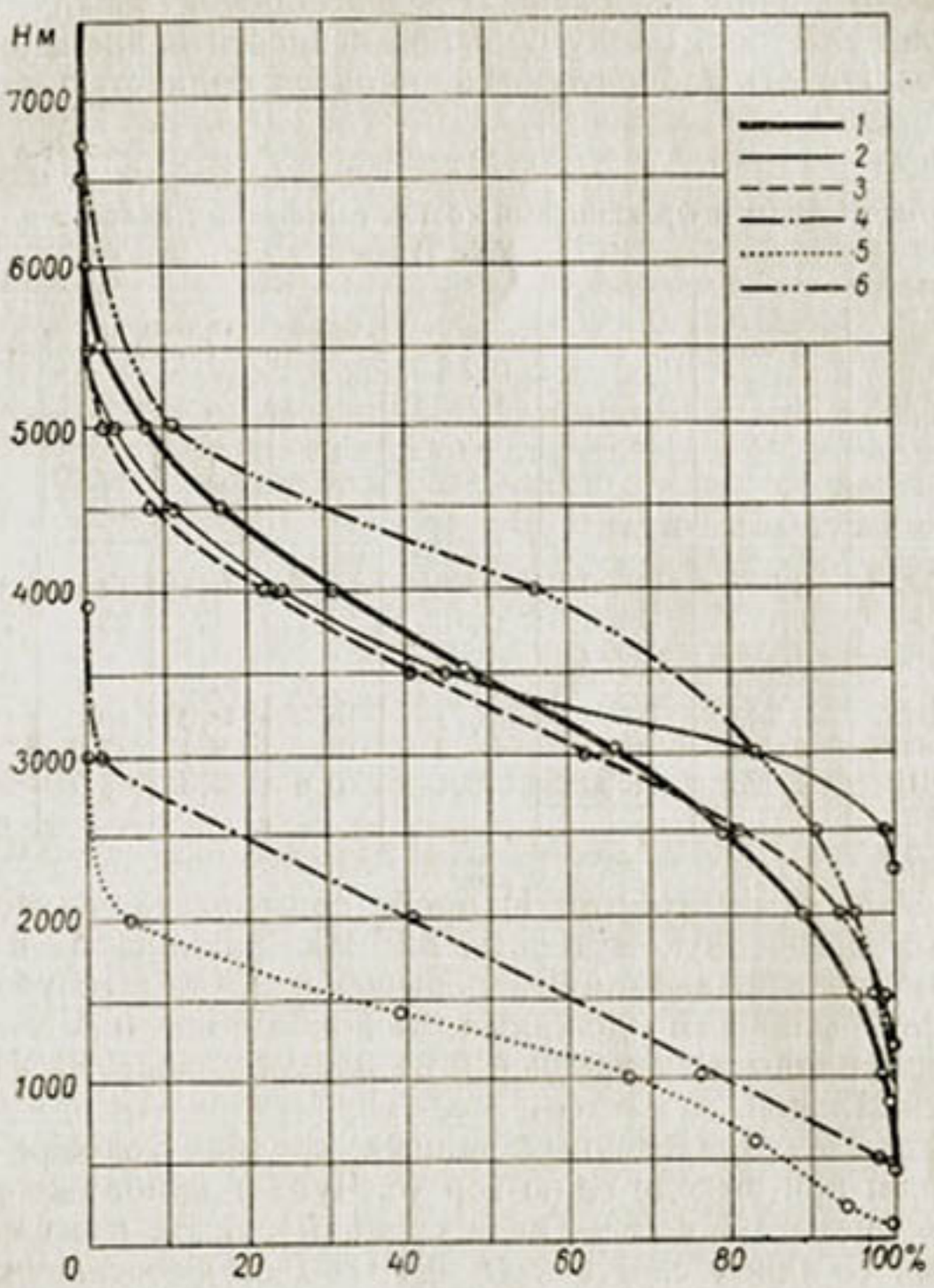


Рис. 112. Гипсометрические кривые водосборов рек.
1 — р. Вахш — ст. Туткаул, *2* — р. Кызылсу — с. Дарауткурган, *3* — р. Обихингоу — с. Лябиджар, *4* — р. Мургаб — с. Сеин-Али, *5* — р. Атрек выше устья р. Сумбар, *6* — р. Пяндж — с. Чубек.

годового стока, а за июль—сентябрь близок к 45%. Отношение стока за последний период к стоку за первый приближается к 1,30. Средние годовые расходы в среднем раз в сто лет могут достигать 1500 м³/сек. и падать почти до 800 м³/сек.

Гребень половодья проходит, как правило, с конца июня по конец августа. Максимальные расходы в редкие годы могут, по-

видимому, достигать 4000 м³/сек., а минимальные (в течение коротких отрезков времени) опускаться почти до 200 м³/сек.

Твердый сток. Наблюдения за мутностью воды р. Пяндж впервые были организованы Средазгипроводхлопком в 1948 г. в районе с. Чубек. Ввиду большой ценности наблюдений приводим результаты лабораторных анализов полностью (табл. 51).

Таблица 51

Мутность воды и фракционный состав взвешенных наносов р. Пяндж у с. Чубек

Дата взятия пробы	Вес наносов в г	Объем воды в см³	Относительная мутность в г/л	Содержание частиц различного диаметра (мм) в % по весу				
				1—0,25	0,25—0,12	0,12—0,05	0,05—0,01	<0,01
11/V	3,907	1500	2,60	0,5	3,4	14,6	39,2	42,3
30/V	1,123	1600	0,70	3,1	7,9	25,9	29,5	33,6
15/VI	2,204	1600	1,38	1,0	3,1	8,9	17,7	69,2
28/VI	1,461	1550	0,943	4,6	10,5	19,6	26,5	38,8
16/VII	2,743	1600	1,71	15,3	9,3	16,6	18,3	40,5
31/VII	4,883	1600	3,05	19,8	9,4	17,7	19,3	33,8
13/VIII	2,023	1550	1,31	0,6	2,3	8,7	29,9	58,5

Следует отметить, что: 1) проба воды, взятая 11/V, дает несколько завышенную мутность, так как пришлась на небольшой подъем уровней, вызванный повышенными температурами воздуха или выпавшими дождями, 2) проба воды 16/VII не захватила еще наивысших уровней и 3) мутность воды 31/VII близка к максимальной.

Исходя из приведенных данных, средняя годовая мутность р. Пяндж при выходе ее из гор (с. Чубек) приближенно может быть оценена 1,5 кг/м³. Тогда средний расход взвешенных наносов р. Пяндж у с. Чубек (F = 78 800 км²) составит округленно 1200 кг/сек., а годовой сток — около 38 млн. т, отсюда смыв с 1 км² водосбора равен примерно 480 т за год.

Таким образом, при выходе из гор по мутности воды р. Пяндж почти в три раза уступает р. Вахш, по стоку взвешенных наносов более, чем в два раза; интенсивность же смыва в водосборе р. Вахш в 5,6 раз превосходит р. Пяндж. Это вполне закономерно, если учесть разницу в литологическом составе пород, слагающих водосборы обеих рек (в водосборе р. Пяндж, особенно на Памире, широко распространены породы, трудно разрушаемые процессами выветривания), наличие широких долин в Восточном Памире и ничтожное увлажнение его атмосферными осадками.

В 35 км выше устья (с. Нижний Пяндж) в апреле 1960 г. Средазгидропроект организовал пост, на котором, в частности, систематически брались пробы воды на мутность. Исходя из данных Средазгидропроекта, средняя за 1960 г. мутность воды может быть приближенно установлена 1,50 кг/м³, т. е. равна мутности воды у с. Чубек. Нужно иметь в виду, что 1960 г. был по водности ниже среднего, а 1948 г. — существенно выше. Таким образом, средняя многолетняя мутность у с. Чубек, по-видимому, ниже, чем у с. Нижний Пяндж. Средний расход взвешенных наносов р. Пяндж в 35 км выше устья в 1960 г. приближенно может быть оценен 1350 кг/сек., что дает 43 млн. т/год. Отметим, что в том же 1960 г. средний расход взвешенных наносов р. Вахш в 60 км от устья составлял 3570 кг/сек. (см. ниже), т. е. в 2,6 раза превышал сток взвешенных наносов р. Пяндж. Средний многолетний расход взвешенных наносов р. Пяндж близ устья весьма приближенно можно оценить 1700—2000 кг/сек. Наивысшая декадная мутность воды р. Пяндж у с. Нижний Пяндж в 1960 г. была равна 9,36 кг/м³ (первая декада мая). В июле средняя декадная мутность не превышала 1,72 кг/м³.

Притоки реки Пяндж

Река Памир. Вытекает из оз. Зоркуль, лежащего на высоте 4125 м. Длина озера около 20 км, ширина около 4 км. До устья р. Юлмазар река течет в широкой долине, имеющей небольшое падение. Ниже устья р. Юлмазар река вступает в узкую долину со значительным уклоном. Здесь река имеет вид быстрого горного потока. Режим реки не изучался.

Река Гунт. В верхнем течении река носит название Аличур, берет начало на северном склоне Аличурского хребта многими истоками. Пройдя около 75 км по широкой долине, в которой местами встречаются болота и небольшие озера, река впадает в озеро Яшилькуль, уровень которого лежит на высоте 3734 м. Длина озера около 25 км, наибольшая ширина 3,6 км, площадь 35 км² и наибольшая глубина 52 м. Река вытекает из озера под названием Гунт. Ниже озера Яшилькуль река протекает в узкой долине. Местами долина расширяется.

Русло реки большей частью умеренно извилистое и умеренно разветвленное.

У восточной окраины с. Чартым река прорывается через древний завал, образуя на протяжении 350 м непрерывные водопады с общим падением до 40 м. На протяжении последних 80 км русло реки представляет собой почти непрерывные быстротоки. Близ г. Хорог в Гунт слева впадает значительный приток Шахдара, приняв который река через 8 км впадает в Пяндж.

Река Бартанг. Это — наиболее крупный правый приток Пянджа; он (под названием Оксу) берет начало в Афганистане

в 15 км к югу от озера Биш-Утек. Река Оксу на протяжении 45 км от истока протекает на территории Афганистана в северо-восточном направлении. Затем, описав дугу и изменив свое направление на северо-западное, Оксу принимает справа р. Акбайтал, здесь название ее меняется на Мургаб. Оксу протекает по широкой долине с плоским и ровным дном. Русло реки умеренно извилистое, неразветвленное. Несколько выше впадения р. Акбайтал долина реки резко сужается, переходя в глубокое ущелье.

Выше впадения р. Карасу Мургаб протекает в широкой долине с плоским дном. Ниже устья р. Агалхар горные склоны подходят вплотную к реке, образуя местами ущелья. До притока Бузтерс Мургаб имеет прерывистую пойму, а после впадения р. Ташкуруй она встречается в виде отдельных небольших полос. Русло реки до Сарезского озера, в которое она впадает на 219-м км от устья, извилистое; река течет преимущественно одним руслом.

Сарезское озеро возникло в результате запруды реки Мургаб гигантским обвалом в 1911 г. Уровень озера очень медленно продолжает повышаться. В 1946 г. Сарезское озеро [1] имело длину 61 км, наибольшую глубину 503 м, площадь 80 км^2 и объем около 17,0 млрд. м^3. Из Сарезского озера р. Мургаб выходит на 158-м км от устья в виде группы родников, залегающих на 160 м ниже зеркала озера в голове оврага, образовавшегося в теле Усойского завала. Первые 3—4 км река протекает по поверхности завала в нагромождениях глыб и обломочного материала. Далее река течет в долине, переходящей в 5 км выше с. Барчидив в теснину, заканчивающуюся у этого села. Ниже долина приобретает V-образную форму, которая сохраняется до слияния с р. Кудара. Поймы нет. Русло умеренно извилистое, неразветвленное. Ниже устья р. Кудара (в 18 км от Усойского завала) река получает название Бартанг. Долина Бартанга узкая. Лишь в нижнем течении долина расширяется.

Пойма реки развита только ниже устья р. Падруз, на всем же остальном протяжении она представлена прерывистыми полосами, а местами совершенно отсутствует.

Река Язгулем. Вытекает из ледника Вобзадар и в верхнем течении, до впадения р. Обиракеру, носит название р. Обимазар. На всем своем протяжении р. Язгулем протекает по узкой долине. Лишь местами долина расширяется. Русло реки глубоко врезано в дно долины, неразветвленное, умеренно извилистое. Порогов и перепадов нет, течение бурное.

Река Ванч. Берет начало из ледника Географического общества и в верхнем течении носит название Поймазар. Долина реки значительно шире, чем р. Язгулем. Русло на всем протяжении умеренно извилистое, в верхнем течении сильно развет-

---

[1] По данным В. В. Акулова [1].

вленное. Вниз по течению разветвленность уменьшается, и на последних 17 км река протекает в одном русле. Пороги и водопады отсутствуют. В верхнем течении поймы нет, между селами Тахарв и Рохарв пойма имеется. Ниже с. Рохарв пойма имеется только в районе с Пойшамбеабад. Во время паводков почти вся пойма затопляется.

Река Кызылсу. Является последним крупным правым притоком р. Пяндж, впадающим в нее в районе острова Уртатугай. По существу, здесь имеются две реки — Кызылсу и Яхсу, которые сливаются только в нижнем течении на расстоянии 106 км от устья р. Кызылсу. Истоки обеих рек расположены на небольших высотах; водосборы их также отличаются малой высотой (наивысшие отметки лишь незначительно превышают 3000 м). Общая площадь бассейна Кызылсу равна 8830 км², длина реки 262 км. Площадь бассейна Яхсу равна 2710 км², длина реки 150 км.

Кызылсу в верхнем течении носит название Ишколдара, сменяющееся в среднем течении на Шуробдара. В начале участка от с. Вольджуан и до с. Арал русло реки и пойма глубоко врезаны в дно долины, затем углубление становится незначительным. В паводки пойма не затапливается, но русло реки, разбиваясь на множество притоков, блуждает по ней. Русло реки извилистое, разветвленное, неустойчивое.

Ниже с. Арал долина Кызылсу сливается с широкой долиной р. Яхсу. Еще ниже она сливается с долиной р. Пяндж. Широкая пойма и прилегающая к ней местность в многоводные половодья затапливаются р. Пяндж, разрушающей дамбу на ее правом берегу (между ней и р. Кызылсу). Русло реки извилистое, неразветвленное, берега обрывистые.

В долинах рек Кызылсу и Яхсу имеется много родников. Особенно большое количество родников сосредоточено на участке р. Яхсу от с. Ханабад и до впадения ее в Кызылсу. Родники подпитывают реки Кызылсу и Яхсу. Воды рек частично используются на орошение.

Питание. Режим жидкого стока. Реки Памир, Гунт, Бартанг, Язгулем и Ванч берут начало в горах Памира и протекают по его территории, представляющей собой громадный горный узел, в котором сплетаются высочайшие поднятия Центральной Азии. Абсолютные высоты хребтов Памира превышают 5000—5500 м, а отдельные вершины достигают отметок 6000 м и даже больше. Поэтому, несмотря на наибольшую в пределах СССР высоту здесь снеговой линии, гребни хребтов почти всюду выдаются за нее и несут на своих склонах большое количество ледников, снежников и полей вечных снегов. Это обусловливает характер питания перечисленных рек, в котором преобладает сток за счет таяния высокогорных снегов и ледников. Благодаря этому реки отличаются поздним сосредоточением стока: сток за июль — сен-

тябрь значительно превышает сток за март — июнь, максимальных значений расходы воды достигают в июле, а годовые минимумы наблюдаются в феврале — марте (табл. 52).

Сток за октябрь — февраль колеблется в пределах 16—17% годового стока и только у р. Бартанг он значительно выше и составляет 27%. Столь значительный удельный вес стока за этот период у р. Бартанг объясняется регулирующим действием Сарезского озера, определяющим более плавный ход расходов воды по сравнению с другими реками.

По абсолютной водоносности наиболее крупными реками являются Бартанг и Гунт. Наоборот, по удельной водоносности они занимают последнее место.

Следует заметить, что сток с 1 км² территории Памира вследствие недоступности его влажным воздушным массам незначителен. Особенно незначительна водоносность Восточного Памира, где средние модули стока не превышают 5 л/сек. км², например средний модуль стока водосбора р. Мургаб выше г. Мургаб равен 1,6 л/сек. км². Только северо-западная часть Памира отличается высокой удельной водоносностью. Здесь поверхностный сток с 1 км² достигает и даже превышает 20 л/сек. км² (водосборы рек Ванч и Язгулем). В противоположность рассмотренным рекам р. Кызылсу и ее приток р. Яхсу, водосборы которых расположены низко, питаются в основном сезонными снегами [1]. Это является причиной раннего прохождения половодья и раннего же наступления минимума расходов. Наивысших значений расходы воды достигают в апреле — мае, минимум расходов наблюдается в конце лета — осенью (август — сентябрь).

Отрывочные сведения о расходах воды до недавнего времени имелись только по р. Яхсу у с. Курбастанак в 61 км от устья реки при выходе ее в широкую долину (F = 1390 км²). Наблюдения за режимом р. Кызылсу впервые были организованы Средазгипроводхлопком (П. М. Заруднев) в 20 км от устья реки в августе 1947 г. Согласно этим наблюдениям, продолжавшимся до июля 1950 г., средний расход р. Кызылсу равен 70,5 м³/сек.

В настоящее время наиболее полные данные о режиме жидкого стока имеются по р. Кызылсу у с. Саманчи (F = 8430 км²), а по р. Яхсу — у с. Колхозабад (Арал, F = 2650 км²). Средний расход р. Кызылсу равен 75,9 м³/сек., Яхсу — 30,8 м³/сек. (табл. 19). Режим рассматриваемых рек изменен разбором воды на орошение.

Река Вахш

Общая характеристика бассейна. Водосбор р. Вахш, так же как и водосбор р. Пяндж, находится в наиболее высокой части

[1] Например, средняя взвешенная высота бассейна р. Яхсу выше с. Пойтук равна всего 1700 м, а бассейна р. Кызылсу выше с. Арал — 1630 м. Средняя высота бассейна р. Кызылсу в целом еще ниже.

Таблица 52

Характеристика притоков р. Пяндж

Река	Площадь водосбора в км²	Длина реки в км	Пункт	Площадь водосбора выше пункта в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний годовой расход воды в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового			δ
									III—VI	VII—IX	X—II	
Памир	4 400	124	Устье	4 400	4591	—	—	—	—	—	—	—
Гунт	15 810	313	г. Хорог	15 800	4418	1940—60	109	6,90	27,4	56,3	16,3	2,05
Шахдара [1] . . .	4 620	151	с. Хабоз	4 620	4381	1940—60	36,8	7,96	29,9	54,2	15,9	1,81
Бартанг	24 040	558	с. Шуджан	24 000	4433	1938, 1940—44, 1946—60	129	5,38	27,2	45,6	27,2	1,68
Язгулем	1 970	71	с. Матраут	1 940	3850	1938, 1940—44, 1947—60	37,7	19,6	27,0	56,5	16,5	2,09
Ванч	1 990	92	с. Рохарв	1 810	3697	1932—60	49,9	27,5	26,9	56,1	17,0	2,09
Кызылсу [2] . . .	8 830	262	с. Саманчи	8 430	—	1951—60	75,9	—	(64,1)	(9,9)	(26,0)	—
Яхсу [2]	2 710	150	с. Колхозабад (Арал)	2 650	1630	1944—60	30,8	—	(73,0)	(4,0)	(23,0)	—

[1] Приток р. Гунт.
[2] Режим реки изменен разбором воды на орошение, поэтому не приводятся значения модулей стока и δ.

Средней Азии: здесь расположены хребты Алайский (являющийся северной границей водосбора), Заалайский, Зеравшанский, Петра Первого, Академии наук и Дарвазский. Последний хребет на юге отделяет водосбор р. Вахш от водосбора р. Пяндж.

Высоты Алайского хребта на значительном протяжении превышают отметки 5000 м, а отдельные его вершины достигают 6000 м. Средняя высота Заалайского хребта 5500 м, наиболее высокая его вершина — пик Ленина (7127 м). Хребты Петра Первого и Академии наук во многих местах выше 6000 м, а наиболее высокая вершина последнего — пик Коммунизма — имеет отметку 7495 м. Средняя высота гребня Дарвазского хребта 5500 м.

Благодаря огромной высоте хребтов в водосборе р. Вахш имеются большие площади оледенения. Так, например, северный склон Заалайского хребта покрыт льдами и снегами, а восточная часть хребта Петра Первого и хребта Академии наук представляет собой сплошную ледниковую область с громадными ледниками (Федченко, Мушкетова и др.).

В водосборе р. Вахш находятся сотни ледников. Чтобы представить себе величину площади, занятую высокогорными снегами и оледенением в водосборе, достаточно указать, что высоты более 4000 м [1] занимают в нем около 30% общей площади, а высоты, превышающие среднее положение снеговой линии (4500 м), — более 15%.

Водосбор р. Вахш, значительная часть которого располагается на периферийных хребтах Памиро-Алайской горной системы, отличается высоким увлажнением атмосферными осадками и высокой удельной и абсолютной водоносностью. По мере удаления от периферии горной системы, т. е. при продвижении с юго-юго-запада на северо-северо-восток, удельная водоносность резко снижается. Если на западе водосбора р. Вахш средние модули стока превышают 40 л/сек. км^2, то на северо-востоке его они падают, вероятно, до 5 л/сек. км^2, а возможно, и ниже (например, реки верхней части Алайской долины).

В среднем с 1 км^2 бассейна р. Вахш в целом ($F = 39\,100$ км^2) стекает не менее 17,5 л/сек. км^2. Если из площади бассейна исключить площадь, занимаемую равнинной областью ($F = 5090$ км^2), которая не только не питает реку, но, наоборот, расходует его сток на разного рода испарение, то средний сток с 1 км^2 горной области бассейна составит 20,0 л/сек. км^2.

Таким образом, по удельной водоносности водосбор р. Вахш более, чем в два раза превышает водосбор р. Пяндж, уступая ему по абсолютной водоносности. Средний расход р. Вахш при выходе из гор равен 660 м^3/сек., что дает 33% расхода Аму-Дарьи

---

[1] Средняя граница концов ледников в водосборе р. Вахш колеблется примерно между 3000 и 3800 м.

у г. Керки. Таким образом, вместе с р. Пяндж р. Вахш дает не менее 83% стока Аму-Дарьи.

Отличительной особенностью бассейна р. Вахш, так же как и р. Пяндж, является незначительное распространение в его пределах равнинной области, которая занимает всего 13% общей его площади. Это ограничивает возможность использования водных ресурсов в пределах его бассейна.

Река Вахш образуется слиянием рек Кызылсу и Муксу [1]. Водосборы этих рек занимают вместе площадь 15 390 км², или 39,4% водосбора р. Вахш.

После слияния рек Кызылсу и Муксу река получает название Сурхоб, которое она изменяет на Вахш ниже впадения своего левого притока р. Обихингоу. Последний является единственным крупным притоком р. Вахш, впадающим в него на 372-м км от его устья.

На 170-м км от устья Вахш вырывается из гор в сравнительно широкую долину, где его вода частично разбирается на орошение левобережной (Вахшский магистральный канал) и в меньшей степени правобережной частей (Шуробадский канал).

В 3,5 км выше головного сооружения Вахшского канала строится ГЭС «Головная».

Длина р. Вахш вместе с Кызылсу составляет 786 км, а без последней — 524 км.

Река Муксу ($L=184$ км; $F=7002$ км²). Муксу берет начало в районе наиболее мощного центра оледенения Средней Азии и образуется слиянием рек Сельдара, Баляндкиик, Малый Танымас, Каинды и Сауксай у Алтын-Мазара в один мощный поток, разбивающийся на многочисленные рукава. Сельдара собирает талые воды с ледника Федченко. В 1 км ниже истока в нее справа впадает р. Баляндкиик, а несколько ниже слева — небольшой приток Малый Танымас. Еще ниже справа в Сельдару несут воду реки Каинды и Сауксай.

Площадь водосбора верховьев Муксу, расположенного на высотах примерно 3000—7500 м (пик Коммунизма), равна 4520 км². Это типичный высокогорный район с сильно развитым оледенением и почти полным отсутствием почвенного покрова.

Собственно р. Муксу (рис. 113) протекает между хребтами Заалайским и Петра Первого и до с. Мук имеет в общем широтное направление [2]. Ниже с. Мук река поворачивает на северо-запад и у с. Дамбурачи сливается с р. Кызылсу.

От Алтын-Мазара до урочища Дорадек долина р. Муксу носит характер глубокого разработанного трога с ровным дном, занятого на значительном протяжении многочисленными старыми

---

[1] За начало р. Вахш можно принимать и истоки р. Кызылсу.

[2] Гидрографическое описание р. Муксу составлено главным образом по работе Н. Л. Корженевского [9].

обсохшими руслами реки. Муксу растекается по дну долины несколькими блуждающими рукавами, которые омывают попеременно то левую, то правую сторону долины, подмывая выползающие в нее из боковых долин конусы выноса своих притоков.

От урочища Дорадек дно долины несколько суживается, разветвленность русла уменьшается, вблизи притока Аю-Джима

Рис. 113. Долина р. Муксу.

(левый) река протекает в одном русле. На склонах долины появляются террасы, которые прослеживаются почти до самого устья реки. Террасы подмываются рекой.

К западу от р. Карасель Муксу прорезает свиту коренных пород и входит в каньон, который тянется до впадения в реку левого притока Ганджурек. Ниже названного притока Муксу выходит из каньона, в долине ее имеются по краям высокие террасы из флювиогляциальных толщ, которые около рек Хышветсу (левая) и Сатсу (правая) сближаются.

Особенно ярко выражен эрозионный ландшафт у впадения в Муксу рек Портамбек (левая) и Сюрк-Парьгоу (правая), где она пропиливает себе каньон. Муксу в каньоне течет небольшими перепадами. Дальше к западу долина Муксу становится значительно шире.

Отрог хребта Петра Первого прижимает Муксу к северному берегу, и река вновь прорезает себе дорогу узким дефиле. За ним на обоих склонах долины имеются две террасы, выработанные рекой в громадных толщах флювиогляциальных отложений.

На всем протяжении левые и правые притоки Муксу при выходе в ее долину создают в толщах террас чрезвычайно узкие и глубокие ущелья.

Несколько выше с. Мук начинается нижнее течение реки. Здесь пустынное ущелье ее принимает характер открытой населенной и возделанной долины с мягкими склонами горных отрогов.

Река течет мощным потоком по разработанному ложу и, делясь на рукава, вливается в р. Кызылсу.

Питание. Режим жидкого стока. Как уже указывалось, водосбор верховьев Муксу, расположенный в наиболее приподнятом районе Средней Азии, характеризуется исключительным развитием оледенения.

В табл. 53 представлены, по данным О. А. Спенглера [17], сведения об оледенении бассейнов рек верховьев Муксу.

Таблица 53

Река	Общая площадь бассейна в км²	Общая площадь оледенения		Площадь оледенения ниже горизонтали 4600 м	
		км²	%	км²	%
Сельдара	1237,6	839,2	67,8	195,0	15,8
Баляндкиик	1530,4	450,0	29,4	33,0	2,2
Малый Танымас . . .	102,0	53,1	52,1	21,0	20,6
Каинды	232,4	40,6	17,5	6,4	2,8
Сауксай	1325,0	623,2	47,0	117,6	8,9
Муксу у Алтын-Мазара	4520,0	2019,3	44,7	377,6	8,4

Примечание. Высота фирновой линии приблизительно на высоте 4600 м.

Наибольшим оледенением отличаются водосборы рек Сельдара, Малый Танымас и Сауксай; оледенение бассейнов рек Баляндкиик и Каинды сравнительно незначительно. Благодаря ничтожному количеству осадков, выпадающих в теплый период года, и незначительному подземному питанию (водосбор сложен преимущественно массивными породами) питание рек осуществляется почти исключительно за счет таяния снегов и ледников, обусловливая ничтожность стока в холодное полугодие (расходы р. Сельдара, например, уже к концу октября падают до нуля) и высокие сравнительно кратковременные половодья. Режим рек Сельдара, Баляндкиик, Малый Танымас и Каинды, если не считать единичных измерений расходов воды и определений мутности во время работ в период II МПГ в 1932—1933 гг. [17], впервые был изучен гидрологическим отрядом ЛГУ, входившим в состав

экспедиции АН УзбССР на ледник Федченко при проведении МГГ [2, 8]. Средние месячные расходы воды за 1957 и 1958 гг. перечисленных выше рек приведены в табл. 54.

Сток воды в р. Сельдара появляется в середине мая, наивысших значений достигает в июле — августе и заканчивается в середине октября. За март — июнь в 1957 г. река пронесла 12,6% годового стока, а в 1958 г. — 11,3%. Сток за июль — сентябрь исключительно велик и составлял соответственно 83,7 и 84,8% годового стока (табл. 55). Таким образом, среди изученных рек Средней Азии Сельдара вполне закономерно отличается наиболее поздней концентрацией стока (среднее за два года $\delta \approx 7$).

Водосбор р. Баляндкиик среди рассматриваемых рек, если не считать Каинды, характеризуется наименьшим оледенением, поэтому сток за март — июль у нее больше, а за июль — сентябрь меньше, чем у р. Сельдара. В результате среднее значение $\delta \approx 3{,}6$ (см. табл. 55).

Малый Танымас, относительная площадь оледенения водосбора которой больше, чем в водосборе р. Баляндкиик, и меньше, чем в водосборе р. Сельдара, по концентрации стока занимает промежуточное место среди этих рек ($\delta \approx 5{,}7$).

Водосбор р. Каинды характеризуется наименьшим оледенением. Поэтому сток ее концентрируется в наиболее ранние сроки ($\delta \approx 1{,}3$). Начало половодья у нее наблюдается уже в конце апреля, максимум стока имеет место в июле, в августе расходы резко снижаются и меньше расходов воды в июне. Обращает на себя внимание исключительно слабая зарегулированность стока всех рек. Это явление вполне закономерно, так как в столь высоко расположенных водосборах таяние снега и льда начинается поздно и заканчивается рано. Среди рассматриваемых рек вполне закономерно наименьшей зарегулированностью стока отличается Сельдара, водосбор которой расположен наиболее высоко и площадь оледенения наибольшая. У нее летом наибольший месячный сток превышает 40% годового, а зимой падает до нуля, сток июля — сентября составляет 84%, а сток октября — февраля — менее 4% годового.

Наибольшей удельной водоносностью отличается водосбор р. Сельдара, с 1 км² которого стекает 25,9 л/сек., наименьшей — водосбор р. Баляндкиик (9,4 л/сек. км²). С 1 км² водосбора четырех рассмотренных рек стекает 17,1 л/сек., а со всей площади ($F = 3102$ км²) — 53,1 м³/сек.

Таким образом, удельная водоносность верхней части водосбора Муксу оказывается значительно выше (приблизительно в 2,5 раза) удельной водоносности верхней части водосбора Кызылсу (см. ниже).

Наибольший срочный расход воды р. Сельдара был зарегистрирован в 1958 г. и составлял 680 м³/сек. В том же году были отмечены наибольшие расходы на реках Баляндкиик, Малый

Таблица 54

Средние месячные расходы воды в м³/сек.

Река — пункт	Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Сельдара — у ледника Федченко	1957	0	0	0	0	3,6	36,3	93,5	142	29,6	10,8	0	0	26,3
	1958	0	0	0	0	3,0	48,2	188	131	64	17,6	0	0	37,6
Баляндкиик — в 1 км от устья	1957	2	2	2	2	4	19,5	46,0	34,0	12,6	6,5	2	2	11,2
	1958	2	2	2	2	4	32,9	70,0	48,8	36,0	7,5	2	2	17,6
Малый Танымас — у осадкомера КиргУГМС	1957	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8	1,4	3,7	4,4	2,3	1,2	0,2	0,2	1,2
	1958	0,2	0,2	0,2	0,2	1,0	2,3	12,4	13,8	5,8	1,8	0,2	0,2	3,2
Каинды — в 1 км от устья	1958	0,47	0,40	0,36	1,10	6,90	20,6	22,6	9,23	4,19	1,28	0,66	0,56	5,72

Таблица 55

Характеристика стока составляющих р. Муксу

1957—1958 гг.

Река	Площадь водосбора в км²	Средний за два года расход воды в м³/сек.	Средний за два года модуль стока в л/сек. км²	Средний за два года сток воды в % от годового			C_v	Наибольший месячный сток в % от годового	Наименьший месячный сток в % от годового
				III—VI	VII—IX	X—II			
Сельдара	1238	32,0	25,9	12,0	84,2	3,8	7,0	44,8	0,0
Баляндкиик . . .	1539	14,4	9,4	19,9	71,0	9,1	3,6	34,2	1,0
Малый Танымас	102	2,2	21,6	13,5	76,3	10,2	5,7	36,0	0,6
Каинды[1]	232	5,7	24,6	41,8	53,3	4,9	1,3	33,5	0,5

[1] За 1958 г.

Танымас и Каинды. Они были соответственно равны 200, 60 и 65 м³/сек. (с некоторым округлением).

Данные о стоке взвешенных наносов приведены в табл. 56 [14]. Отметим следующие особенности режима твердого стока:

Таблица 56

Характеристика стока взвешенных наносов, составляющих р. Муксу

Река	Год	Средний расход в кг/сек.	Сток взвешенных наносов в % от годового			Месячный сток взвешенных наносов в % от годового		Средняя мутность воды в кг/м³		
			III—VI	VII—IX	X—II	наибольший	наименьший	за год	наиб. месячная	наим. месячная
Сельдара	1957	78,9	5,4	94,1	0,5	60,0	0,0	3,00	4,00	0,10
	1958	193	4,6	94,7	0,7	58,3	0,0	5,13	7,20	0,10
Баляндкиик	1957	11,2	6,9	91,6	1,5	58,0	0,01	1,0	1,70	0,05
	1958	22,4	7,9	90,8	1,3	55,1	0,01	1,27	2,10	0,05
Малый Танымас	1957	2,4	5,3	93,1	1,6	50,7	0,1	2,00	3,30	0,10
	1958	6,9	4,6	94,3	1,1	46,7	0,02	2,16	3,60	0,10
Каинды	1958	7,7	43,4	56,5	0,2	48,5	0,01	1,35	1,94	0,03

1. Внутригодовое распределение стока взвешенных наносов аналогично распределению стока воды. Отметим только, как и на всех реках Средней Азии, большую неравномерность стока взвешенных наносов: за три месяца (июль — сентябрь) реки Сельдара, Баляндкиик и Малый Танымас выносят более 90% годового стока, а за месяц с наибольшим стоком воды — более 50%; только Каинды за июль — сентябрь проносит всего 56,5% годового стока взвешенных наносов.

2. Как отмечали многие исследователи, мутность воды увеличивается с увеличением доли ледникового питания.

3. Мутность воды возрастает вниз по течению. Последнее видно из данных табл. 57 [14].

Таблица 57

Река — пункт	Дата взятия пробы	Расход воды в м³/сек.	Мутность в кг/м³
Сельдара — у ледника Федченко . .	22/VIII—1957	96,0	3,17
Сельдара — 4 км ниже истока . .	23/VIII—1957	—	2,82
Баляндкиик — 0,8 км выше устья	22/VIII—1957	(20,0)	0,55
Малый Танымас — у дождемера КиргУГМС	23/VIII—1957	3,9	2,39
Сауксай — у метеостанции Алтын-Мазар	15/VIII—1957	—	5,61
Муксу — 8 км ниже метеостанции Алтын-Мазар	11/VIII—1957	—	12,19

Приведенные в табл. 57 данные не очень хорошо в количественном отношении характеризуют увеличение мутности воды вниз по течению, так как мутность р. Сауксай и в особенности Муксу определена раньше, чем на других реках и, следовательно, при бóльших расходах воды. С качественной же стороны возрастание мутности не оставляет сомнений. При рассмотрении приведенных данных необходимо иметь в виду их приближенность. Измерения расходов воды производились поплавками, коэффициенты для перехода от поверхностных скоростей к средним были недостаточно обоснованы, расходы воды за период половодья 1957 г. и отчасти 1958 г. определялись по нетесным связям между средними суточными расходами воды и температурой воздуха на станции Нижняя Зимовка [8, 10].

Ход расходов р. Муксу у Алтын-Мазара, обусловленный характером питания, в общем параллелен ходу температур воздуха [8].

Наблюдающиеся иногда неправильности в ходе расходов рек верховьев Муксу обязаны обвалам и, возможно, прорывам карманов на ледниках.

Режим расходов р. Муксу у Алтын-Мазара характеризуется следующим. Весенняя прибыль воды начинается обычно в середине мая, наивысшие расходы наблюдаются в первых числах августа, после чего с понижением температуры воздуха начинается медленный спад воды, прерываемый временными увеличениями расходов, вызванными усилением таяния ледников при повышении температуры воздуха.

По данным О. А. Спенглера, расход Муксу у Алтын-Мазара 18/VIII 1932 г. был равен 219 м³/сек., а 24/X он упал до 9,4 м³/сек.; 28/VIII 1933 г. расход составлял 246 м³/сек., а 25/X— 15,5 м³/сек. Согласно этим данным, а также приведенным в табл. 55, средний модуль стока р. Муксу у Алтын-Мазара может быть оценен, во всяком случае, не ниже 20 л/сек. км².

На северных склонах хребта Петра Первого расположены почти все ледники, которые питают Муксу ниже Алтын-Мазара и поддерживают «ледниковый» характер режима реки. Однако по мере продвижения вниз по реке питание ее за счет таяния вечных снегов и ледников все же уменьшается главным образом благодаря притокам, стекающим с южных склонов Заалайского хребта, оледенение которого невелико, а водоносность рек меньше, чем левых притоков Муксу.

Наблюдения за режимом Муксу в нижнем течении начались только в 1960 г. и поэтому здесь не приводятся.

По кратковременным наблюдениям Спенглера в 1932 и 1933 гг., наибольшая мутность воды р. Муксу достигает 4,56 кг/м³ (30/VIII 1933 г.), а наименьшая падает до 0,046 кг/м³ (25/X 1933г.).

По данным Спенглера, в истоках рек, образующих Муксу,

забереги в ясные ночи начинают образовываться на участках со слабым течением уже в сентябре, днем эти забереги исчезают. В октябре забереги становятся устойчивее.

Одновременно с появлением заберегов начинает образовываться своеобразный ледяной покров на порогах и перепадах в виде ледяных шапок на торчащих из воды камнях, ледяных перемычек между ними с причудливыми очертаниями и т. п. Вместе с тем в реках по ночам идет интенсивное образование донного льда, всплывающего большими массами и задерживающегося у ледяных перемычек. При благоприятных условиях это может привести к образованию значительных зажоров, прорывы которых вызывают иногда прохождение больших волн воды, особенно часто наблюдаемых на р. Сауксай.

На речных участках, удаленных на несколько десятков километров от ледниковых истоков ледовые образования вследствие более высокой температуры воды возникают значительно позже. Например, в 1932 г. относительно устойчивый ледяной покров на Муксу образовался лишь в декабре. Здесь ледостав также начинается заберегами и охватывает не всю реку в целом, а лишь отдельные ее участки преимущественно со слабым течением.

Река Кызылсу (L=262 км; F=8388 км^2)[1]. Кызылсу начинается на западных склонах Таумурунского водораздела в восточном конце обширной Алайской долины. Здесь со склона названного водораздела стекают реки Айляма и Карасу. После слияния упомянутых рек Кызылсу вступает в ур. Каракиндык. Здесь Кызылсу протекает в одном русле в слаборазработанной долине, образуя излучины и небольшие узкие островки.

Ниже ур. Каракиндык долина реки становится более разработанной, поток то делится на рукава, образующие островки, то снова собирается в одно русло.

От ур. Сары-Таш до устья р. Кашкасу река течет несколькими неглубокими рукавами. Правый подмываемый берег образует высокую террасу, по левому берегу терраса несколько ниже.

От ур. Арчабулак до устья р. Кашкасу (правая) рукава реки блуждают по пойме, подмывая то один, то другой берег.

Ниже устья р. Кашкасу характер реки и ее поймы в связи с увеличением уклона значительно изменяется: она глубже врезается в дно долины. От устья Кашкасу на протяжении 7—8 км Кызылсу протекает в одном русле, а затем вновь дробится на рукава и течет по широкому разработанному ложу до с. Дараут-Курган. Здесь река на довольно значительном протяжении собирается в одно русло и многоводным потоком стремится на запад до слияния с р. Муксу. От с. Дараут-Курган до устья на реке есть несколько сужений с порожистым бурным течением.

---

[1] Описание составлено по работе Н. Л. Корженевского [9].

Гидрографическая сеть правобережной и левобережной частей бассейна Кызылсу развита неодинаково. По подсчетам Н. Л. Корженевского, справа, т. е. со склонов Алайского хребта, до с. Дараут-Курган стекает 15 маловодных речек общей длиной 451 км, а слева, т. е. со склонов Заалайского хребта, — 23 речки общей длиной 1251 км.

Питание и некоторые черты режима. Столь неравномерное развитие гидрографической сети объясняется различными условиями питания левых и правых притоков р. Кызылсу. Заалайский хребет, с северного склона которого стекают левые притоки, отличается значительно большей высотой, чем Алайский хребет, с южного склона которого берут начало правые притоки Кызылсу.

Заалайский хребет в пределах бассейна реки на значительном протяжении достигает отметок 6000 м, отдельные точки хребта поднимаются более 6500 м, а пик Ленина имеет абсолютную высоту 7128 м. Средняя же высота Алайского хребта не превышает 4000 м. Не удивительно поэтому, что весь северный склон Заалайского хребта покрыт огромными полями фирна, от которых спускаются широкие, но короткие ледники, в то время как на южном склоне Алайского хребта летом снеговые пятна протягиваются прерывистой полосой по самому гребню, нигде не достигая сколько-нибудь значительного развития, ледники же единичны.

По этой причине долины рек Заалайского хребта представляют собой глубокие троги с широким плоским галечниковым дном. При выходе в Алайскую долину реки образуют конусы выноса, которые, сливаясь, протягиваются вдоль всего подножья Заалайского хребта полосой в несколько километров шириной, прижав Кызылсу непосредственно к отрогам Алайского хребта.

На конусах выноса реки разбиваются на ряд рукавов, создающих громадные поля галечников, в которые интенсивно фильтруются воды притоков.

Мутность воды рек Заалайского хребта высокая.

В отличие от рек Заалайского хребта, реки Алайского хребта несут сравнительно чистую воду, ущелья их узкие, скалистые и сильно загроможденные валунами. Только в непосредственной близости от гребня эти эрозионные ущелья переходят в широкие, но короткие троги.

Падение рек Алайского хребта значительно больше, чем рек Заалайского хребта, в силу чего первые текут обычно одним руслом и, выходя в Алайскую долину, прорезают ее почти по прямым линиям.

Летом на реках Алайской долины хорошо выражен суточный ход расходов воды, особенно на левых притоках р. Кызылсу. Зимой почти все притоки Кызылсу промерзают до дна, кроме рек с интенсивным подземным питанием. В западной части до-

лины используются на орошение воды 22 рек. В восточной части долины орошение распространено значительно меньше. Всего в долине насчитывается около 10 000 га поливных земель, занятых в основном под зерновые и люцерну. В среднем все сельскохозяйственные культуры получают по два полива за лето.

Режим самой Кызылсу изучается Гидрометслужбой с конца августа 1955 г. у с. Дараут-Курган (F=5870 км²). Средние за 1955—1960 гг. расходы воды приведены в табл. 58.

Средний за указанный период модуль стока составляет 7,3 л/сек. км², что почти в 2,5 раза меньше модуля стока водосборов рек Сельдара, Баляндкиик, Малый Танымас и Каинды. Малая удельная водоносность водосбора Кызылсу объясняется ухудшением условий увлажнения атмосферными осадками всего водосбора р. Вахш по мере продвижения на северо-северо-восток, т. е. по мере удаления от периферии горной системы. Кроме того, средняя высота верхней части водосбора Муксу больше средней высоты верхней части водосбора Кызылсу (водосбор Кызылсу выше Дараут-Кургана имеет среднюю взвешенную высоту 3605 м; высоты свыше 5000 м занимают 4,2% его площади, свыше 4000 м — 28,7%, свыше 3000 м — 83,8%) (см. рис. 112). Высотной характеристике водосбора Кызылсу выше Дараут-Кургана и его малой увлажненности атмосферными осадками соответствует и внутригодовое распределение стока этой реки. Наибольший месячный сток имеет место в среднем за пять лет в июле, однако в двух годах из пяти он наблюдался в августе. Сток июля — сентября составлял 37,1% годового, а сток марта—июня — 31,7% (табл. 58). Таким образом, сток за первый период в 1,17 раза больше стока за второй период.

Говорить о крайних распределениях стока по пятилетнему

Характеристика стока р. Кызылсу

1955—

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Средний расход воды в м³/сек	28,1	35,7	40,0	55,1	72,8	64,0	48,5
Средний сток в % от годового	5,6	7,1	8,0	11,0	14,6	12,6	9,7

ряду наблюдений еще преждевременно, поэтому они в табл. 58 не приводятся, равным образом как и наибольшие и наименьшие расходы воды. Укажем только, что наиболее ранняя концентрация стока наблюдалась в маловодные 1957 и 1958 гг. (δ соответственно равно 1,01 и 1,09), а наиболее поздняя — в многоводные 1959 и 1956 гг. (δ равно 1,29 и 1,28). Наибольший средний

годовой расход был равен 46,4 м³/сек. (1959 г.), а наименьший — 37,7 м³/сек. (1957 г.). Обращает на себя внимание высокая зарегулированность стока р. Кызылсу, обусловленная широким распространением в Алайской долине крупнообломочного материала, как это указывалось выше. Действительно, коэффициент внутригодовой неравномерности стока (φ) р. Кызылсу равен всего 0,15, тогда как р. Сельдара — 0,62, а р. Вахш у Туткаула — 0,34. Наибольший за пять лет срочный расход р. Кызылсу был отмечен 3—4/VI 1959 г. и составил 152 м³/сек., следующий по величине расход имел место 25/VII 1956 г. и был равен 144 м³/сек. Наименьший максимальный расход воды составлял 96,7 м³/сек. (9—10/VI 1957 г.). Наименьший средний месячный расход за пять с половиной лет не опускался ниже 24 м³/сек., а срочный — 20,4 м³/сек.

Распространенность в водосборе Кызылсу молодых (меловых и третичных) отложений, представленных сланцами, известняками, гипсами и красными песчаниками, обусловливает большую мутность р. Кызылсу. В частности, размывание последних пород и придает водам рек долины столь характерный кирпично-красный цвет, за который р. Кызылсу и получила свое название (красная вода).

Донный лед и шуга появляются у с. Сары-Таш со второй половины октября и наблюдаются до половины марта, в некоторые годы — до апреля. Ледостав на всем протяжении реки бывает редко. Имеются сведения, что зимой 1943-44 г. ледостав сковал всю реку с ноября по март. Зимой 1942-43 г. также имел место устойчивый ледостав. Обычно река покрывается забереганами, оставляющими полосу свободной воды 3—4 м. К концу апреля Кызылсу на всем протяжении свободна от льда.

Таблица 58

выше с. Дараут-Курган

1960 гг.

	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	δ
	37,6	33,8	30,2	27,8	26,5	41,7	—	—	—	—
	7,5	6,8	6,0	5,6	5,3	100	31,7	37,1	31,2	1,17

Гидрографическое описание реки Вахш (L=524 км; F=39 100 км²). От слияния рек Кызылсу и Муксу и до впадения единственного крупного притока Обихингоу река, как уже указывалось, носит название Сурхоб.

На участке от слияния рек Кызылсу и Муксу до устья р. Обизанку (правая) Сурхоб протекает в узкой долине, местами пере-

ходящей в глубокое ущелье. Ниже устья Обизанку долина расширяется; река течет по широкой пойме, постоянно перемещая свои отложения и образуя ряд рукавов, часто меняющих свое положение. В половодье почти вся пойма покрывается водой.

Несколько ниже г. Гарм долина реки быстро суживается, но через 10 км снова расширяется.

От устья Обихингоу река получает название Вахш и на протяжении 36 км (до с. Пассы-Мура-Хо) протекает по V-образной долине. Русло реки глубоко врезано в дно долины. От с. Пассы-Мура-Хо и до с. Шалы-Пая на протяжении 49 км р. Вахш протекает по ущелью. Русло реки слабо извилистое. От с. Шалы-Пая и до с. Дагар р. Вахш протекает по V-образной долине. У моста Пули-Санги река прорывается узким ущельем. Русло реки глубоко врезано в дно долины. В этом месте сооружается плотина Нурекской ГЭС.

Пройдя селение Дагар, р. Вахш вступает в ущелье, которое тянется на протяжении 35 км до зимовки Джилы-Дара. Русло реки на этом участке неразветвленное, умеренно извилистое. От зимовки Джилы-Дара и до головного сооружения Вахшского магистрального канала на протяжении 29 км. р. Вахш протекает по V-образной долине. Склоны долины местами имеют террасы. Русло реки, глубоко врезанное в дно долины, умеренно извилистое, неразветвленное.

Несколько выше головного сооружения Вахшского магистрального канала р. Вахш выходит в широкую межгорную долину. До старой пристани Джиликуль умеренно извилистое русло дробится на рукава, образуя множество островов как малых, заливаемых в половодье, так и больших, заросших растительностью. Ниже старой пристани Джиликуль Вахш протекает в одном деформирующемся слабоизвилистом русле (рис. 114). Левобережная часть долины орошается из Вахшского магистрального канала, а правобережная — из Шуроабадского канала, голова которого расположена в 2 км ниже Вахшского.

Питание. Режим жидкого стока. Как указывалось, водосбор р. Вахш отличается большой высотой. Его средняя взвешенная высота для створа у с. Туткаул равна 3433 м. Высоты >5000 м занимают в нем 7,8% общей площади водосбора, >4000 м — 30,8% и, наконец, высоты >3500 м — 47% (см. рис. 112). Поэтому, несмотря на высокое положение снеговой линии (3800—5000 м), здесь широко распространены вечные снега и оледенение. Этим определяется характер питания р. Вахш, которая относится к рекам ледниково-снегового питания с соответствующим внутригодовым распределением стока.

Наиболее длительные наблюдения за режимом реки имеются в створе у с. Туткаул и при выходе из гор у головного сооружения Вахшского магистрального канала (Сарбандская станция).

Сведения о средних расходах воды р. Вахш у названных пунктов приводятся в табл. 59.

Из таблицы видно, что сток реки за период интенсивного таяния высокогорных снегов и ледников (июль—сентябрь) превышает сток за период интенсивного таяния снегов среднего и нижнего яруса гор (март—июнь) у первого пункта в 1,38 раза

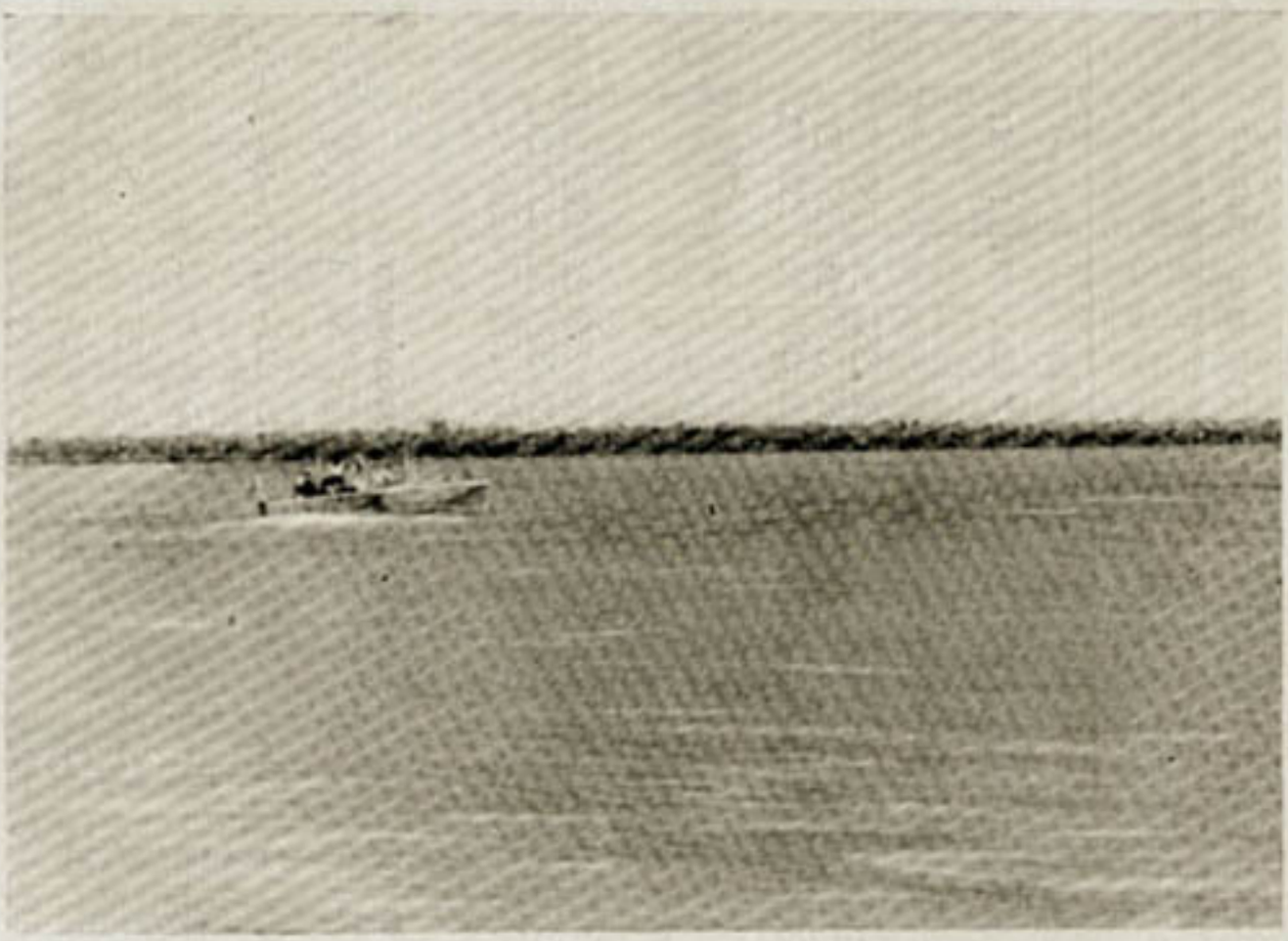


Рис. 114. Река Вахш.

и у второго пункта в 1,36 раза, т. е. сравнительно немного, если учесть исключительно большую высоту водосбора.

Подобное явление, во всяком случае частично, объясняется, как уже указывалось, высоким расположением снеговой линии в водосборе. Южное положение водосбора и мощный снежный покров даже в нижних поясах гор обусловливает раннее, учитывая высоту водосбора, начало половодья, приходящееся в среднем у с. Туткаул на третью декаду марта, а также относительно большую роль в питании реки жидких осадков, которые весной создают ряд дождевых пиков, накладывающихся на основное половодье.

Наибольшие значения средних месячных расходов наблюдаются в июле; расходы августа уже существенно ниже июльских и незначительно превышают июньские. Годовой минимум расходов наблюдается в январе — феврале (рис. 115).

Вахш отличается зарегулированным стоком: коэффициент

Таблица 59

Средние месячные расходы воды р. Вахш и сток за отдельные сезоны

Пункт	Площадь водосбора в км²	Период наблюдений, гг.	Значение	Расход в м³/сек.													Сток в % от годового			δ
				III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–II	
с. Туткаул . .	31 200	1933—60	Среднее	232	481	874	1232	1693	1444	741	352	257	213	183	180	657	35,7	49,3	15,0	1,38
			Наибольшее	308	800	1160	1670	2170	1783	1110	465	344	289	251	218					
			Наименьшее	176	306	582	841	1110	1010	487	281	206	154	133	135					
Головное сооружение Вахшского магистрального канала . . .	32 160	1930—58	Среднее	240	475	891	1237	1664	1442	744	363	259	224	202	197	661	35,8	48,5	15,7	1,36
			Наибольшее	312	798	1580	1740	2580	1870	976	534	368	302	277	242					
			Наименьшее	156	310	559	834	1100	1050	499	271	176	174	156	151					

Таблица 60

Сток воды р. Вахш при выходе из гор в % от годового

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III–VI	VII–IX	X–II	δ	Годовой сток в % от среднего многолетнего
Средний . .	3,0	6,0	11,2	15,6	21,0	18,2	9,3	4,6	3,3	2,8	2,5	2,5	35,8	48,5	15,7	1,36	100
1944–45 г.	2,8	5,2	9,2	11,2	25,8	22,6	8,9	3,7	3,1	2,6	2,5	2,4	28,4	57,3	14,3	2,01	96
1941–42 г.	3,1	6,5	14,2	19,2	17,5	17,7	7,8	4,3	2,8	2,4	2,3	2,2	43,0	43,0	14,0	1,00	112

внутригодовой неравномерности стока у него равен 0,34 (у с. Туткаул).

Средний расход р. Вахш у с. Туткаул равен 657 м³/сек., а при выходе реки из гор — 661 м³/сек., т. е. расходы практически одинаковы. Модули стока соответственно равны 21,0 и 20,6 л/сек. км².

Заметим, что средний модуль стока р. Нарын, крупнейшей составляющей Сыр-Дарьи, равен всего 7,30 л/сек. км². Этот пример чрезвычайно наглядно иллюстрирует влияние доступности водосбора влажным воздушным массам на удельную водоносность рек.

Годовой сток р. Вахш устойчив и колеблется в пределах: у с. Туткаул от 487 (1957 г.) до 782 м³/сек. (1949 г.), при выходе из гор от 496 (1957 г.) до 938 м³/сек. (1949 г.). Коэффициент вариации средних годовых расходов воды в первом пункте равен 0,12, а во втором 0,13. Размах колебаний средних месячных расходов р. Вахш у с. Туткаул и при выходе из гор довольно значителен (табл. 60).

Различия в положениях тыла и фронта снеготаяния и различный тепловой баланс отдельных лет создают довольно значительные отличия во внутригодовом распределении стока реки. Это наглядно видно из табл. 60, где приведены средние и крайние внутригодовые распределения стока р. Вахш при выходе ее из гор в равнинную часть бассейна.

В некоторые годы наибольших значений месячный сток может достигать в июле, в другие — в июне. Сток за июль—сентябрь в одни годы не превышает сток за март—июнь, в другие он может превосходить сток за последний период в два раза. Столь существенные различия во внутригодовых распределениях стока р. Вахш в отдельные годы свидетельствуют о необходимости тщательного анализа этой характеристики жидкого стока при водохозяйственных расчетах. Следует отметить тот факт, что год с наиболее ранней концентрацией стока (1941-42) является в то же время одним из наиболее водоносных. Наиболее позднее сосредоточение стока наблюдалось в 1944-45 г. Этот год относится к категории лет, близких по годовому стоку к среднему.

Наибольший максимальный расход р. Вахш у с. Туткаул равен 4290 м³/сек. (10/VII 1953 г.), при выходе реки из гор — 4440 м³/сек. (10/VII 1953 г.). Таким образом, максимальный модуль стока у первого и второго пунктов составляет 137 л/сек. км². Отметим, что расстояние между этими пунктами 90 км.

Следующий по величине максимальный расход воды у с. Туткаул был всего 3310 м³/сек. (15/VII 1958 г.); 1/VIII 1944 г. был зарегистрирован расход 3120 м³/сек. В остальные годы расходы были меньше 3000 м³/сек.

При выходе реки из гор второй по величине максимальный

расход воды равнялся 3010 м³/сек. (22/VIII 1952 г.), так как в 1958 г. наблюдения за режимом реки при выходе ее из гор не производились. Третий по величине расход, так же как и у с. Туткаул, наблюдался 1/VIII 1944 г. и был равен 2910 м³/сек., т. е. на 210 м³/сек. уступал расходу у с. Туткаул. Это могло быть результатом пропуска наибольшего уровня воды р. Вахш у выхода его из гор в этот период.

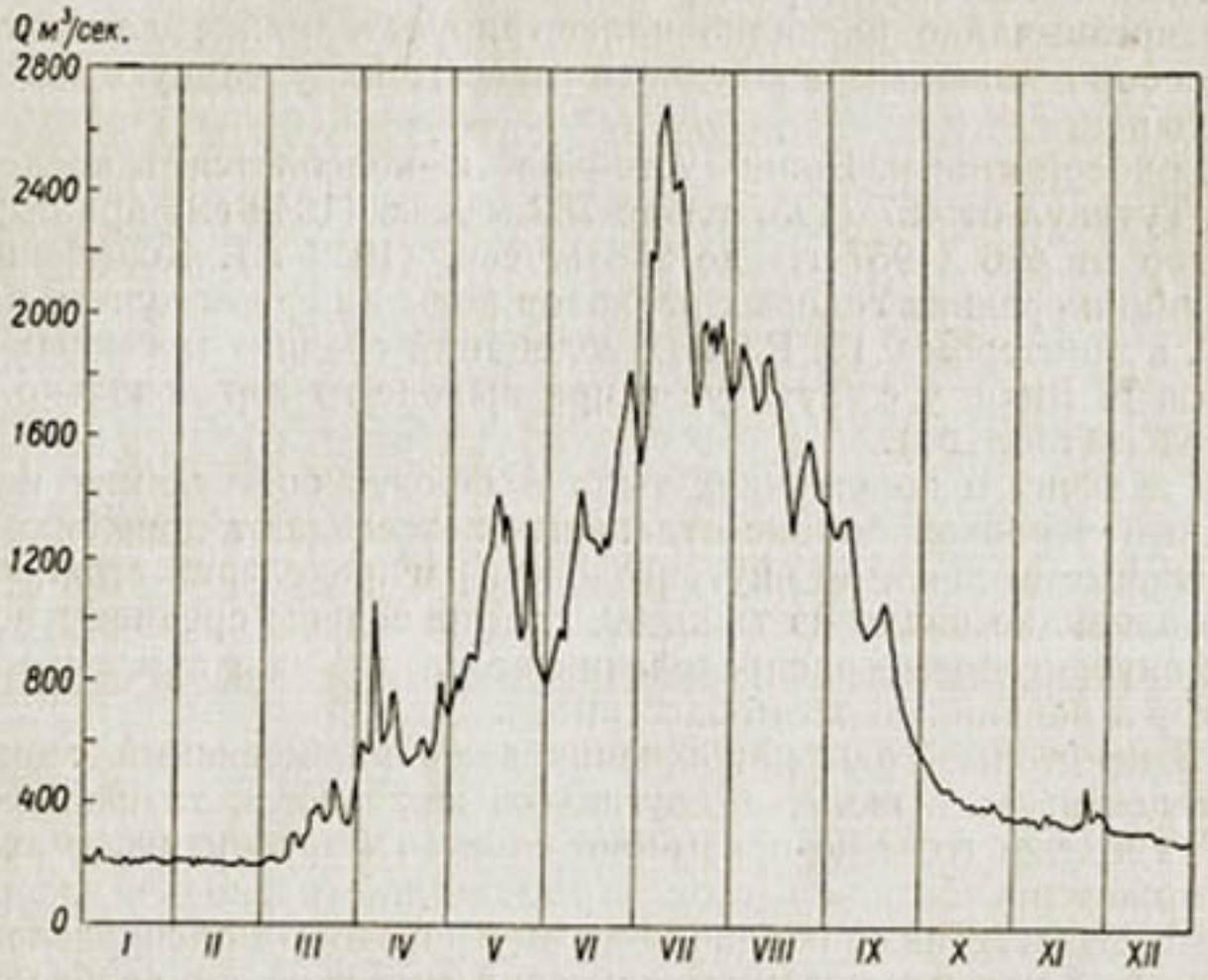


Рис. 115. Гидрограф р. Вахш у с. Туткаул за 1942 г.

Средние месячные расходы р. Вахш не опускаются ниже 150 м³/сек., в течение короткого промежутка времени они могут падать до 130 м³/сек. (у с. Туткаул 21/I 1933 г. и 16/I 1940 г. были отмечены расходы воды 133 м³/сек.).

Наблюдения за режимом р. Вахш в пределах равнинной части его бассейна впервые были организованы Средазгидропроектом в 1960 г. в 60 км от устья (уроч. Тигровая балка, старая пристань Джиликуль). Ввиду исключительной ценности этих сведений, приводим данные о расходах воды за этот год полностью.

В табл. 61 данные о расходах воды в уроч. Тигровая балка приведены средние по гидростворам № 1 и № 2. Нетрудно видеть, что расходы воды р. Вахш у с. Туткаул и у уроч. Тигровая балка в общем хорошо согласуются между собой. Отклонения

часто остаются в пределах точности подсчета стока. Уменьшение расходов воды в июне и июле объясняется заполнением поймы и озер-стариц, а также наибольшим забором воды на орошение в это время. В целом можно считать, что потери стока и разбор воды на орошение на участке Туткаул — Тигровая балка компенсируются поступлением вод мелких притоков и, таким образом, расходы воды р. Вахш у обоих пунктов примерно одинаковы. Это чрезвычайно важно для определения примерных расходов воды р. Пяндж исходя из руслового баланса.

Твердый сток. Средний расход взвешенных наносов р. Вахш при выходе его из гор (ст. Сарбандская) равен 2740 кг/сек. Таким образом, в среднем ежегодно р. Вахш выносит из пределов горной области бассейна 86,3 млн. т взвешенных наносов, или 32% стока наносов Аму-Дарьи у г. Керки за последние годы. Если этот сток отнести к 1 км² водосбора, то окажется, что смыв с его поверхности составляет 2680 т в год. Столь интенсивный смыв оказывается пока рекордным для всей территории Средней Азии. Он является результатом, помимо обилия атмосферных осадков, широкого распространения даже в верховьях, малоустойчивых против выветривания и денудации горных пород, в частности сланцев и песчаников. Именно благодаря этому даже в бассейнах Муксу и Кызылсу наблюдали громадные конусы выноса боковых притоков, свидетельствующие о весьма интенсивном ходе эрозионных и денудационных процессов.

Значительное распространение в нижней части водосбора р. Вахш пород мезо-кайнозойского возраста, представленных песчаниками, глинами и пр., еще более благоприятствуют эрозии и денудации.

О чрезвычайной эффективности работы жидкого стока в водосборе р. Вахш наглядно свидетельствует большая мутность воды, которая при выходе ее из гор равна 4,16 кг/м³, т. е. несколько превышает мутность р. Аму-Дарья у г. Керки.

Распределение стока взвешенных наносов на протяжении года дано в табл. 62.

Из таблицы видно, что максимум стока взвешенных наносов совпадает с максимумом стока воды и приходится в среднем на июль. На этот месяц падает 31% годового стока взвешенных наносов, тогда как жидкий сток составляет 20,7% годового стока воды за период наблюдений за взвешенными наносами. За май—август по р. Вахш у выхода его из гор проходит 85% годового стока взвешенных наносов. Заметное увеличение стока взвешенных наносов наблюдается уже в феврале, в то время как расходы воды начинают увеличиваться в марте. Уменьшение расходов взвешенных наносов, так же как и их увеличение, происходит более резко, чем расходов воды.

Фракционный состав взвешенных наносов колеблется в очень широких пределах. Так, при выходе р. Вахш из гор содержание

Таблица 61

Средние расходы воды р. Вахш в м³/сек

Пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тигровая балка (Q_1) .	(210)	(218)	217	317	720	1190	1710	1550	663	303	268	236	632
Туткаул (Q_2)	186	188	207	316	708	1260	1800	1490	678	338	258	211	637
$Q_1 - Q_2$	(24)	(30)	10	1	12	—70	—90	60	—15	—35	10	25	—5

Таблица 62

Средние расходы взвешенных наносов р. Вахш при выходе из гор в кг/сек.

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
888	2230	4810	4910	10 200	7920	1830	266	130	117	44,8	91,4	2740

Таблица 63

Средние расходы р. Обихингоу у с. Лябиджар и сток за отдельные сезоны
1934—1935, 1937, 1939—1958 гг.

	Расход в м³/сек.													Сток в % от годового		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II
Средний	71,0	176	327	443	589	499	245	111	71,8	56,5	45,9	40,5	217	37,2	49,5	13,3
Наибольший	145	352	480	862	1260	904	335	182	92,5	79,4	66,2	67,2	268	—	—	—
Наименьший	40,7	79,9	220	289	383	356	162	80,2	47,4	41,9	31,3	29,4	159	—	—	—

частиц >0,25 мм изменяется от 0,0 до 15,4%; 0,25—0,05 мм — от 1,7 до 58,6% и <0,05 мм — от 35,9 до 98,3%.

Намечается тенденция к увеличению содержания частиц крупных фракций в декабре—январе и в меньшей степени в мае—июне. Средняя годовая мутность воды р. Вахш у с. Туткаул равна 4,28 кг/м³, средний расход взвешенных наносов составляет 2820 кг/сек., что дает сток 88,9 млн. т/год. Нетрудно видеть, что мутность воды и сток взвешенных наносов в створе у с. Туткаул и при выходе из гор практически одинаковы.

Средний за 1960 г. расход взвешенных наносов р. Вахш в уроч. Тигровая балка был равен 3570 кг/сек., а мутность воды составляла 5,45 кг/м³. В этом же году у с. Туткаул расход взвешенных наносов был равен 3400 кг/сек. (95% расхода в уроч. Тигровая балка), а мутность воды 5,34 кг/м³. Однако делать вывод о примерном равенстве расходов взвешенных наносов и мутности воды в районе с. Туткаул и в уроч. Тигровая балка на основе данных одного года было бы преждевременно.

Ледовые образования. Ледовые образования на р. Вахш у с. Туткаул и при выходе его из гор развиты слабо и представлены главным образом шугой. Самое раннее появление шуги у с. Туткаул зафиксировано 1/XII (1944 г.), самое позднее очищение реки от льда — 24/II (1957 г.). Наибольшая продолжительность ледовых образований равна 28 суткам (1944-45 г.), наименьшая — одним суткам (1960 г.).

Притоки реки Вахш

Река Обихингоу (L=196 км). Обихингоу вытекает из крупного ледника Гармо. Верхняя часть водосбора реки, так же как и р. Муксу, располагается в наиболее возвышенном районе Средней Азии, непосредственно примыкающем к леднику Федченко. Площадь водосбора 6630 км².

По высоте водосбора р. Обихингоу сравнительно мало уступает водосбору р. Вахш выше с. Туткаул (см. рис. 112); его средняя взвешенная высота равна 3298 м; высоты более 5000 м занимают 2,6% общей площади водосбора, более 4000 м — 21,4% и более 3500 м — 40,4%.

Сходство высотных характеристик водосборов рек Обихингоу и Вахш обусловливает и аналогичность питания и внутригодового распределения стока этих рек. Действительно, сток за июль—сентябрь у р. Обихингоу близ устья (с. Лябиджар, F=6600 км²) составляет 49,5% годового стока, за март—июнь — 37,2% и за октябрь—февраль — 13,3%. Напомним, что сток за соответствующие периоды р. Вахш у с. Туткаул соответственно составляет 49,3; 35,7 и 15,0%, а при выходе ее из гор — 48,5; 35,8 и 15,7%.

Отношение стока за июль — сентябрь к стоку за март — июнь у р. Обихингоу равно 1,33, а у р. Вахш в указанных пунктах —

1,38 и 1,36. Чуть меньшее значение этого отношения у р. Обихингоу вполне закономерно, так как высота его водосбора несколько меньше.

Если по условиям питания и по внутригодовому распределению стока р. Обихингоу сходна с р. Вахш, то по удельной водоносности она значительно превышает последнюю. Занимая 20,6% площади водосбора р. Вахш, она дает 32,8% стока р. Вахш при выходе из гор. Средний модуль стока р. Обихингоу за весь период наблюдений равен 32,9 л/сек. км² и является весьма высоким на всей территории Средней Азии для рек со столь большим водосбором.

Высокая удельная водоносность р. Обихингоу, как уже указывалось в описании бассейна р. Вахш, является результатом расположения ее водосбора на периферии горной системы, благоприятной ориентации и доступности его в силу этого влагоносным воздушным массам. Средние расходы воды приводятся в табл. 63.

Река Сорбог. Из других притоков р. Вахш заслуживает упоминания сравнительно крупная по площади водосбора р. Сорбог, впадающая в р. Сурхоб справа при ее резком повороте на юго-запад. Водосбор названной реки расположен на южном склоне Зеравшанского хребта, как бы продолжающего в этом месте Гиссарский. Южный склон Зеравшанского хребта в восточной части наряду с южным склоном Гиссарского хребта относится к наиболее увлажняемому району Средней Азии. Поэтому удельная водоносность водосбора р. Сорбог очень высока и, согласно одиннадцатилетним наблюдениям (1950—60 гг.) у с. Санги-Малик ($F=1800$ км²), составляет с небольшим округлением 40 (39,7) л/сек. км². Средний за 11 лет расход воды р. Сорбог равен 71,4 м³/сек. Средняя высота водосбора р. Сорбог 3112 м, т. е. на 186 м меньше высоты водосбора р. Обихингоу. Средние месячные расходы воды в июне и июле почти равны (соответственно 195 и 198 м³/сек.) и являются наибольшими в году. Отношение стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь $\delta=0,97$.

Река Сангикарр. Еще большей удельной водоносностью отличается водосбор небольшого правого притока р. Сурхоб, впадающего в нее несколько ниже устья р. Сарбог. Средний за 1945—1960 гг. расход воды р. Сангикарр у одноименного селения ($F=291$ км²) равен 13,2 м³/сек., что дает средний модуль $M_0=45,3$ л/сек. км². Средняя взвешенная высота водосбора р. Сангикарр равна 2953 м.

Река Аму-Дарья

($L=1437$ км; $F_в=199\,350$ км²)

Гидрографическое описание реки. По морфологическим признакам все течение Аму-Дарьи можно разбить на пять участков:

1) от слияния рек Пяндж и Вахш до г. Керки протяжением 401 км,

2) от г. Керки до теснины Ильчик протяжением 295 км,

3) от теснины Ильчик до теснины Тюямуюн протяжением 314 км,

4) от теснины Тюямуюн до с. Тахиятос протяжением 267 км,

5) от с. Тахиятос до Аральского моря (современная дельта), протяжение которого, считая по протокам Кипчакдарья и Инженерузяк, составляло в конце 40-ых годов округленно 160 км.

Участок от слияния рек Пяндж и Вахш до г. Керки

Характерной чертой долины Аму-Дарьи на рассматриваемом участке является наличие ряда озеровидных расширений. Первое расширение долины начинается от южной оконечности гряды Тахтакува. Несколько расширений долины встречается на участке от границы ТаджССР и УзбССР до развалин Старого Термеза. Далее можно упомянуть расширение, расположенное между ж.-д. станциями Келиф и Мукры, расширение между ж.-д. ст. Таш-Рабат и горой Пулизиндан и, наконец, расширение, ограниченное на правом берегу горой Пулизиндан и грядой Керкечи-Тау. В расширениях долины по правому берегу реки выделяются три террасы (включая пойменную). Пойменная терраса, как правило, двухсторонняя. В местах сужений долины терраса сильно суживается и часто совершенно исчезает (например, у развалин Старого Термеза, против с. Магаджик, с. Хатаб и т. д.). В отдельных пунктах пойма одностороняя.

Поверхность поймы пересечена протоками, понижениями и ложбинами; на ней расположены многочисленные озера и болота. При обычных половодьях наиболее низкие участки поймы затопляются. Для защиты от затопления культурных земель в пойме построен ряд дамб. Поверхность второй террасы возвышается уступом над поймой. Терраса заливается водой только в многоводные годы. На ее поверхности сосредоточена основная масса населенных пунктов и орошаемых площадей.

Имеются участки, где вторая терраса смыта и к урезу воды или к пойме подходит либо третья терраса, либо горные гряды и их шлейфы (например, отроги гряды Тахта-Кува). Переход между террасами плавен, реже выражен уступом. Поверхность террасы во многих местах рассечена оврагами.

Левый склон долины от начала участка до устья р. Кундуз высокий, ниже р. Кундуз он сливается с пустыней, которая во многих местах близко подходит к реке. Берега русла справа по высоте очень различны: низкие пологие сменяются высокими отвесными и только ниже ж.-д. станции Келиф берег низкий. Левый берег преимущественно пойменный.

хвативший весь сток протока. С этого момента Акдарья образуется слиянием Акузяка и Серекаузяка.

Ниже Серекаузяка Аму-Дарья приобретает название Кипчакдарья. Рукав Кипчакдарья в течение примерно 20 лет (до 1951 г.) был основной водной артерией дельты, по которой осуществлялось судоходство. Начиная с 1952 г. водность ее стала заметно убывать по мере увеличения пропускной способности Акдарьи (см. ниже), на которую с начала навигации 1954 г. был перенесен и судовой ход. В 10 км от истока Кипчакдарьи от нее отделяется влево проток Талдыкдарья, в недалеком прошлом бывшая мощной водной магистралью, обводнявшей нерестилища центральной части дельты и орошавшей земли подсобных хозяйств Муйнака и рыболовецких колхозов. 21/VII 1944 г. расход воды в головной части протока составлял около 300 м³/сек. По свидетельству М. М. Рогова [16], в 1949—1950 гг. в половодье расход воды протока составлял около $^1/_3$ расхода Кипчакдарьи. В половодье 1952 г., несмотря на его большую водность, расход воды протока был равен только $^1/_{10}$ расхода Кипчакдарьи. В 1956 г. с отмиранием Кипчакдарьи проток Талдыкдарья как обводняющая магистраль потерял всякое значение. С отмиранием протока прекратилось опреснение Чагарлыкской системы озер, а следовательно, и Муйнакской бухты, а орошаемые земли стали испытывать недостаток в воде. Пройдя по прямой 40 км в северном направлении и 18 км в западном, Кипчакдарья сливается с Акдарьей, образуя рукав Инженерузяк.

Инженерузяк течет в северном направлении единым мощным потоком до бывшего с. Талдык, в районе которого он начинает делиться на рукава. Общая длина протока до его деления на устьевые рукава составляет около 13 км [16]. Территория, на которой происходит деление Инженерузяка на устьевые рукава, представляет собой область исключительно активного в настоящее время дельтообразования, поэтому наиболее характерной особенностью ее является необычайная изменчивость гидрографической сети.

Русло Аму-Дарьи в пределах дельты умеренно извилистое, при низких горизонтах воды сильно разветвленное. Берега реки обрывистые, сравнительно высокие, заливаются водой лишь во время половодья.

Русла протоков извилистые, при низких горизонтах сильно разветвленные. Следует отметить, что даже вблизи Аральского моря глубины главных рукавов всегда были значительными, скорости течения также велики и существенно превышали и превышают заиляющие скорости. Это обстоятельство способствует выносу наносов в устья протоков, интенсивному их отложению там, и вследствие этого образованию мелководных баров при выходе в море. Бары являются основным препятствием для судоход-

ства, так как глубины на них незначительны и беспрерывно изменяются.

Отличительной особенностью протоков дельты является их крайняя изменчивость. Основной причиной беспрерывных, происходящих с поразительной быстротой изменений протоков дельты является высокая мутность воды. В общих чертах схему изменений протоков дельты, обусловленную отложением наносов, можно представить в следующем виде. Откладывая огромную массу наносов (в среднем 86 млн. м³ в год) в своей дельте, Аму-Дарья с течением времени повышает ее поверхность (на 1,3 см в год при равномерном распределении наносов по поверхности дельты, занятой разливами). Это повышение поверхности дельты происходит крайне неравномерно. В тех частях ее, куда направляются главные рукава и протоки реки, повышение прилегающей местности происходит особенно быстро. По наблюдениям некоторых лиц, на месте разливов с глубинами 1—2 м и более в два-три года может образоваться суша, правда, едва возвышающаяся над водой во время половодья. Повышение местности вызывает уменьшение уклонов, в результате чего русла утрачивают относительно устойчивое положение и начинается их блуждание. Тогда главная масса воды вынужденно устремляется по наибольшему уклону, часто находя его в отдаленных пониженных местах обширной аллювиальной равнины. Этот процесс повторяется, и через некоторый с геологической точки зрения очень короткий отрезок времени река опять бывает вынуждена искать новые главные русла и вновь устремляться в когда-то оставленные места. Подобные изменения направлений главных рукавов реки произошли на глазах даже немногих поколений людей.

Так, например, по сведениям, собранным у старожилов Каульбарсом и Гельманом, в XVIII в. разливы занимали земли, расположенные в восточной части дельты, где в настоящее время находится Чимбайский оазис. В самом конце XVIII в. воды Аму-Дарьи проникли в Даукаринскую низменность, образовали там многочисленные озера и заполнили своими отложениями низовые протоки Сыр-Дарьи. В 1790 г. высокие воды прорвались из Даукаринской низменности по протоку Янысу (Янгису) в Аральское море. В начале XIX в. разливы переместились в западную часть дельты и заняли площади, где ныне находится Айбугирская впадина и примыкающие к ней земли. В это время основная масса воды, вероятно, направлялась по западному рукаву Бекджаб. По-видимому, остатки значительного обводнения западной части дельты застал А. И. Бутаков в 1848 г. (рис. 120). Потом усилился ток воды по восточному рукаву Куваныш-джарма (семидесятые годы прошлого столетия). Исследования А. И. Глуховского (1879—1880 гг.) и особенно Владимирова (1907 г., рис. 121) фиксируют уменьшение и почти полное отми-

рание рукавов западной и восточной частей дельты. Работы партии В. П. Таранова (1925—1927 гг.) отмечают некоторое оживление западной части дельты и т. д.[1]

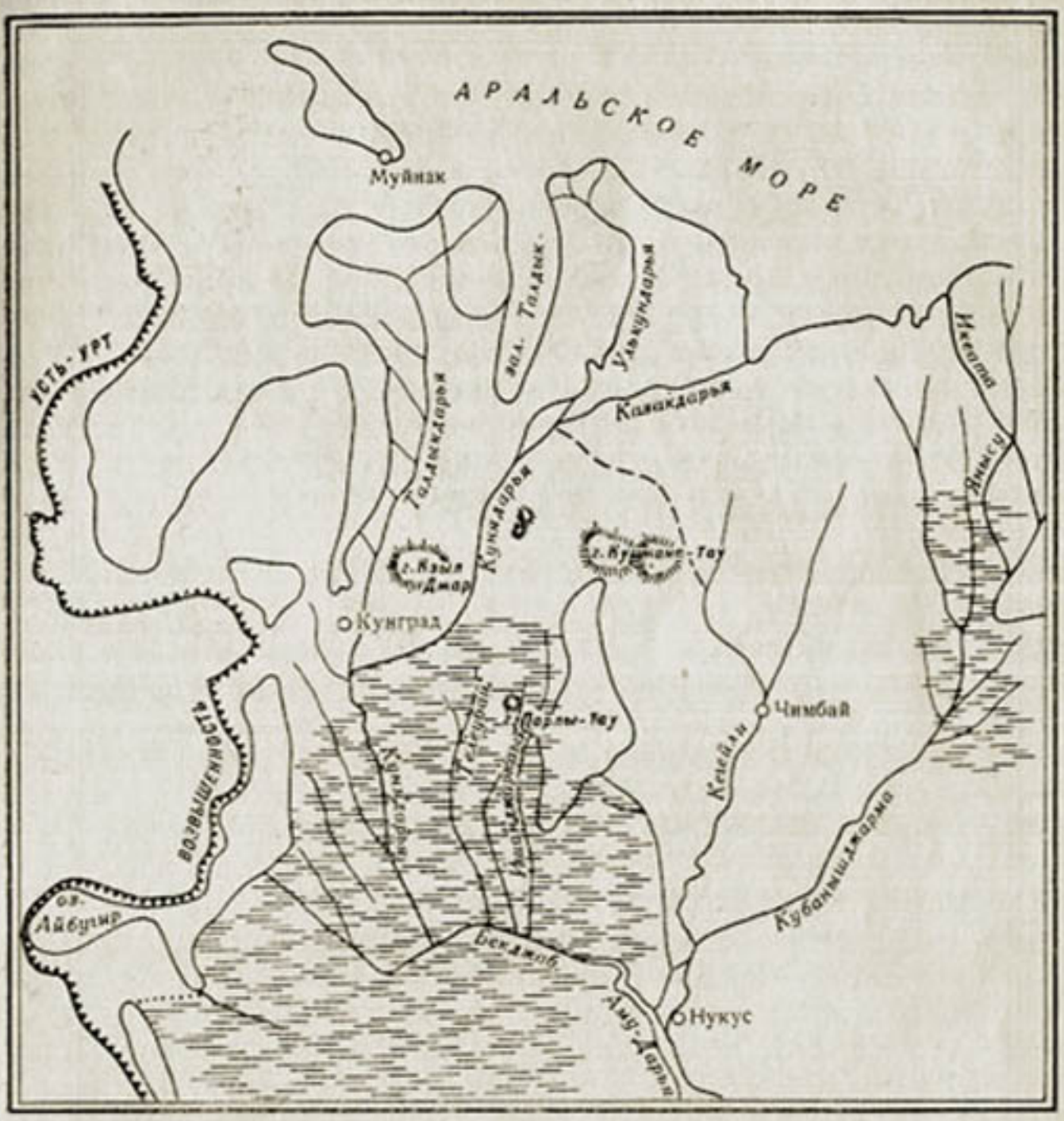


Рис. 120. Схема дельты Аму-Дарьи по состоянию на 1848 г. (обследование Бутакова).

В силу блужданий главных протоков реки и отложения наносов громаднейшие площади дельты, представлявшие ранее сплошные разливы, обсыхали и превращались в земли, удобные для земледелия, тогда как другие части дельты, бывшие раньше

[1] Изменения дельты за 100 лет подробно изложены, например, в работах Г. В. Лопатина [11], М. М. Рогова [16] и в статье А. М. Орешиной [13]. В последней приведены схемы дельты, составленные автором по различным материалам. К сожалению, они даны в разных масштабах, что затрудняет сравнение гидрографической сети в разное время.

удобными для заселения человеком, начинали заливаться водой (сравните местоположение разливов на рис. 120 и 121). В результате там, где вода имелась в избытке, начинал чувствоваться недостаток в ней, там же, где проходили второстепенные рукава

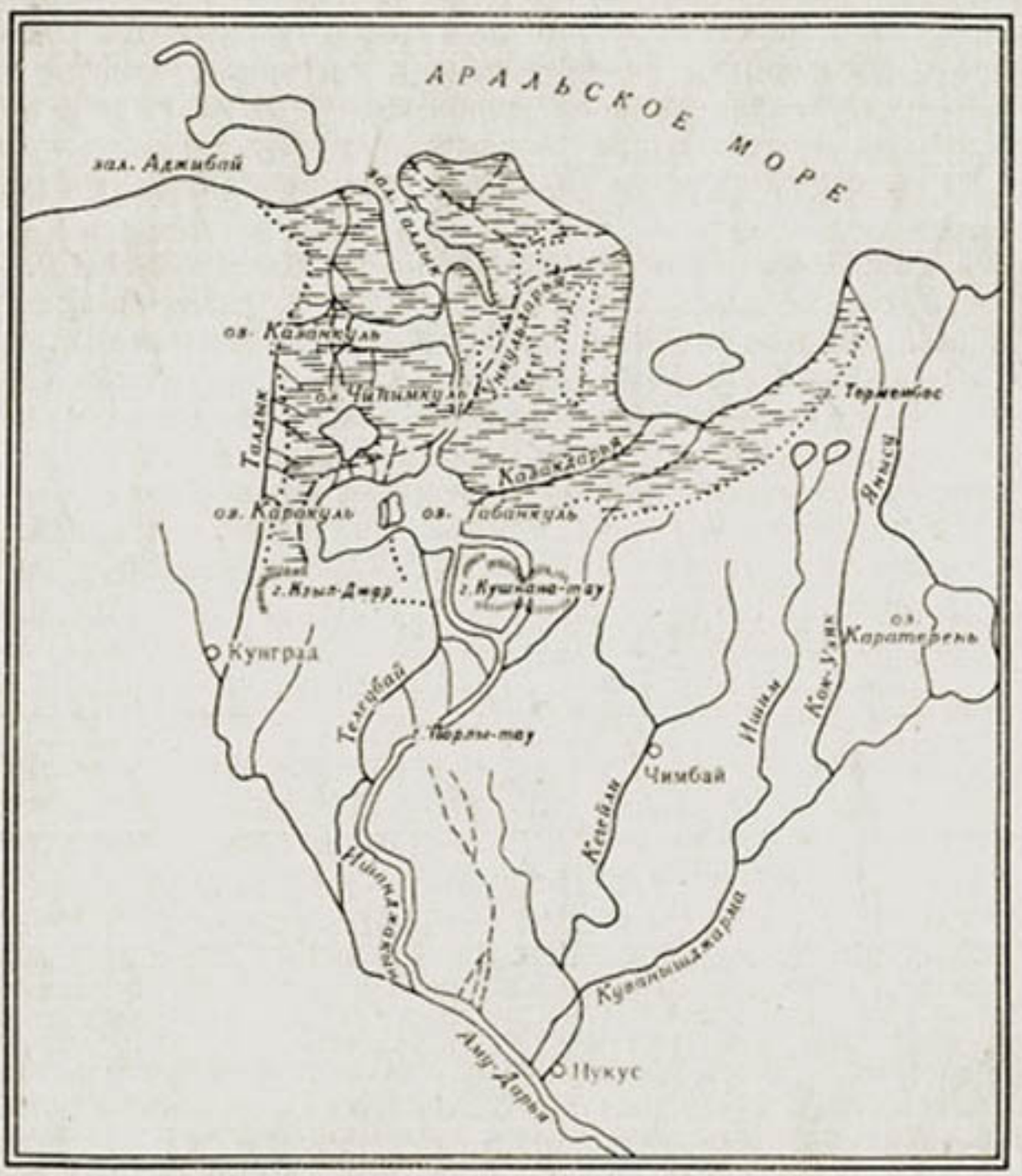


Рис. 121. Схема дельты Аму-Дарьи по состоянию на 1907 г. (обследование Владимирова).

реки и имело место стабильное орошаемое хозяйство, начиналось катастрофическое увеличение расходов воды, затоплялись огромные пространства культурных земель, разорялись целые хозяйственные районы. Населению дельты в течение сотен лет пришлось вести борьбу с рекой, иногда совершенно перестраивая хозяйство, то уходя от воды, то догоняя ее.

Эта напряженная борьба человека с рекой не ослабла и в настоящее время. Нередко, в особенности в многоводные годы,

река прорывает защитные дамбы и затопляет огромные пространства культурных земель.

В непосредственной близости к Аральскому морю скорости течения в протоках резко уменьшаются, происходит растекание потока и выпадение наносов. Результатом этого является постепенное выдвижение дельты в море. Процесс выдвижения дельты происходит тем быстрее, чем больше наносов выносится в море и чем меньше их откладывается в дельте. Поэтому состояние озер и разливов дельты, играющих роль естественных отстойников, в значительной степени определяет характер изменения дельты. В те моменты, когда озера и разливы заполняются наносами, последние в большом количестве поступают в море и начинается интенсивное выдвижение дельты в Аральское море, что, несомненно, наблюдается в настоящее время (например, интенсивное занесение Талдыкского залива, существовавшего много десятков лет, после заполнения наносами озер Шеге-Куль, Кара-Куль и др., см. рис. 122, 123). В свою очередь при выдвижении дельты в море могут образовываться озера, и наращивание дельты замедляется.

Описанная схема изменений дельты под воздействием отложений наносов осложняется колебаниями уровня Аральского моря и хозяйственной деятельностью человека. В зависимости от колебаний уровня Аральского моря часть дельты, примыкающая к морю, то заливается водой, то обсыхает. С другой стороны, колебания уровня Аральского моря оказывают воздействие и на процесс отложения наносов в самой дельте. Следует отметить, что уровень Аральского моря последние 50 лет занимает высокое положение.

Что касается хозяйственной деятельности человека, то ее воздействие на процессы изменения дельты исключительно эффективно. В. П. Таранов наблюдал, как плотины, построенные для преграждения течения или защиты от затопления, служили причиной пересыхания и отмирания протоков (например, проток Сасык). Небольшие регулировочные работы по срезке берегов могут увеличивать вдвое расходы одного протока и служить причиной полного пересыхания другого (например, протоки Картабай и Талдык). Прорытые для орошения небольшие каналы при благоприятных условиях разрабатываются и превращаются в мощные потоки. Так, например, по предположению В. П. Таранова, причиной отмирания когда-то самого мощного рукава дельты Улькундарьи был прорытый арык Майпост. Еще в 900-х годах этот рукав был полноводным протоком, с 1905 г. течение по нему прекратилось, а вода устремилась по разработанному руслу арыка Майпост. Ныне этот рукав называется Акдарья и в настоящее время является крупнейшим рукавом дельты. Есть основания думать, что та же картина произошла с каналом Ишанджакын, ставшим основным руслом Аму-Дарьи, и с кана-

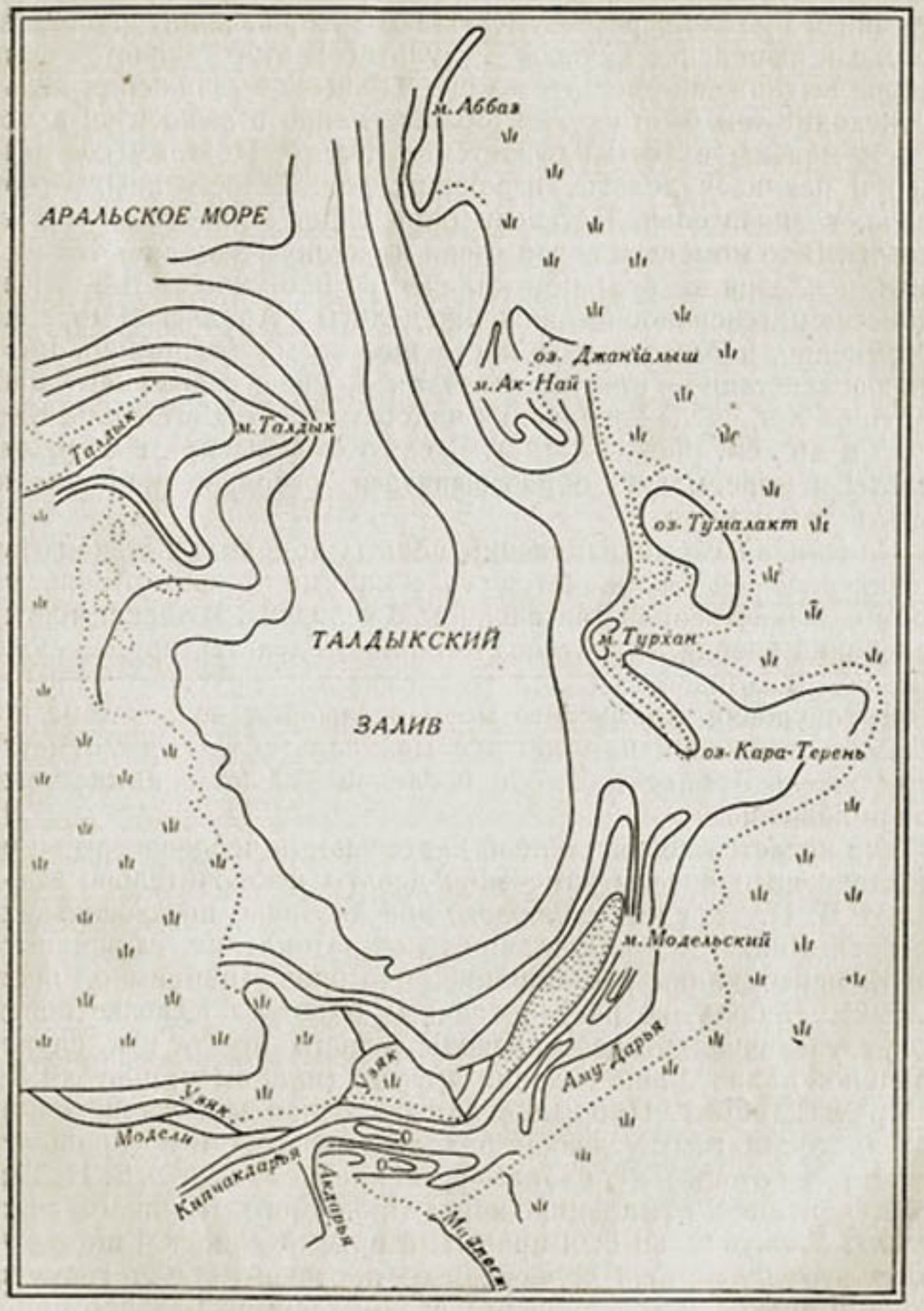


Рис. 122. Схема Талдыкского залива по состоянию на 1934 г.

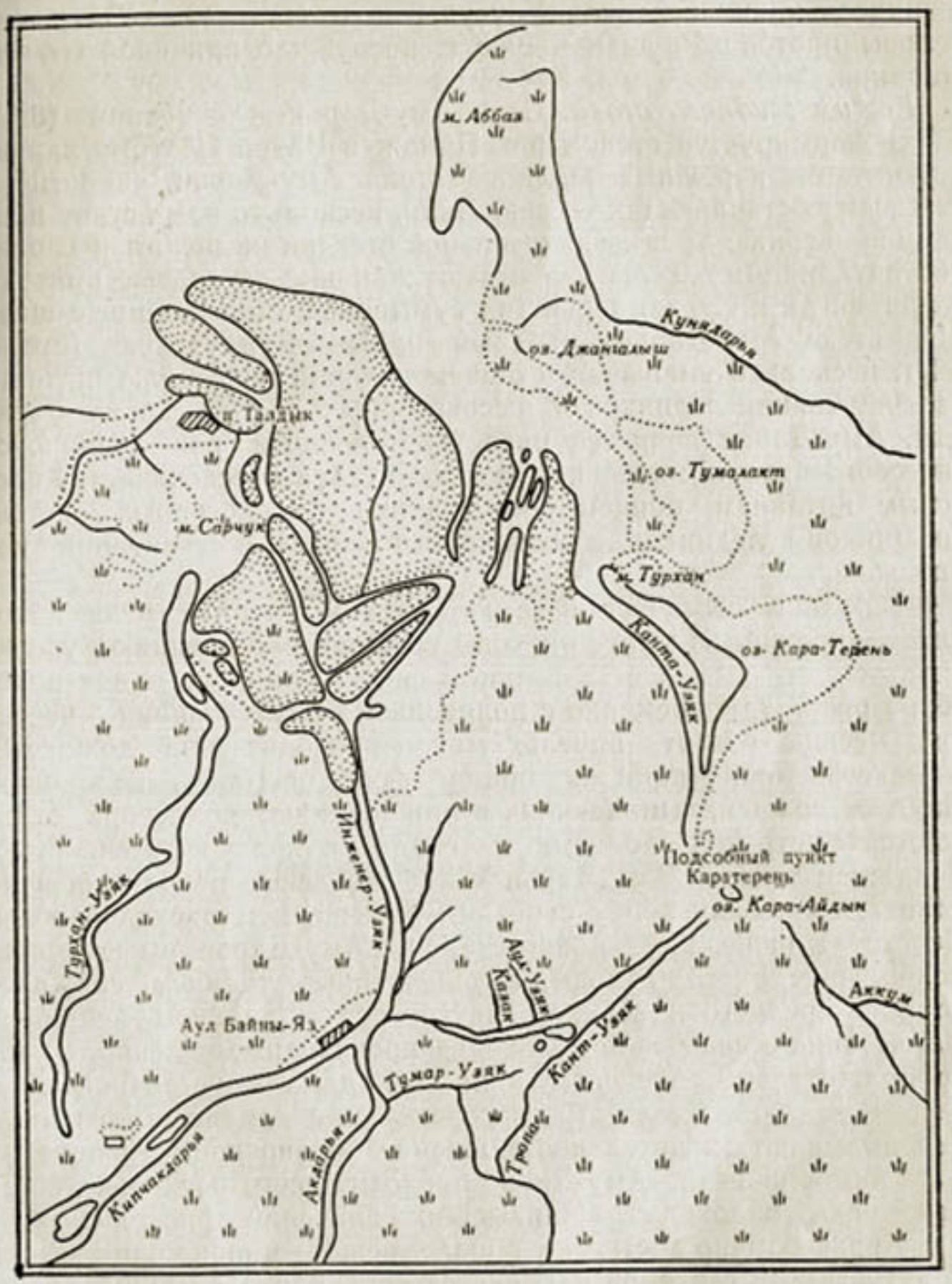


Рис. 123. Схема Талдыкского залива по состоянию на 1941 г.

лом Раушан, превратившимся из небольшого канала в крупный проток с пропускной способностью в головной части до 500 м³/сек. и послужившим, вероятно, причиной отмирания выше и нижележащих протоков Урусульган и Саятджол. Закрытие головы протока Раушан в 1943 г. послужило причиной его отмирания.

Режим жидкого стока. Сток Аму-Дарьи в основном (82—83%) формируется стоком рек Пяндж и Вахш. Поэтому характер питания и режима жидкого стока Аму-Дарьи аналогичен таковым составляющих ее рек. Лишь несколько возрастает подземное питание, да в незначительной степени на режим и характер питания Аму-Дарьи оказывают влияние ее правые притоки Кафирниган и Сурхандарья (их суммарный сток не превышает 11% стока Аму-Дарьи) и левый приток Кундуздарья (около 4%), несколько уменьшая в общем питании реки долю питания за счет таяния ледников и высокогорных снегов. Таким образом, Аму-Дарья является представительницей рек ледниково-снегового питания; основная масса ее стока обеспечивается снеговым питанием, причем роль таяния высокогорных снегов, снежников и ледников, в особенности первых, в ее питании значительна.

В полном соответствии с характером питания реки находится ее режим. В марте расходы воды обычно начинают увеличиваться, что вызывается таянием снега в нижних зонах водосбора реки. Одновременно с половодьем от снеготаяния в весенние месяцы — март, апрель, май — проходит ряд дождевых волн, создающих пики на общем фоне снегового половодья. Пики от дождей, выпадающих в нижних зонах водосбора, отличаются быстротой подъема и спада и кратковременностью. В нижнем течении Аму-Дарьи такие дождевые паводки обычно сливаются в одну волну с резким повышением расходов воды. Летом — в июне, июле и августе — на Аму-Дарье имеют место наибольшие расходы воды, обусловленные таянием снежного покрова среднего и верхнего ярусов гор и таянием ледников. Нарастание и спад волн половодья происходит медленно, волны продолжительны, поскольку они совпадают с устойчивым периодом высоких температур в горах. Только сильные похолодания вызывают значительное снижение водоносности, и поэтому в летние месяцы по Аму-Дарье проходит всего несколько больших волн половодья. Наивысших значений расходы воды у г. Керки обычно достигают в июле, реже — в июне или августе. С августа или сентября начинается спад расходов, продолжающийся до января—февраля, когда в реке обычно наблюдается годовой минимум расходов; в очень редкие годы он захватывает и март. В сентябре и октябре питание реки обусловлено в основном таянием высокогорных снегов и частично ледников. Это осо-

бенно справедливо в отношении сентября. С ноября основным источником питания становятся подземные воды.

Ход расходов Аму-Дарьи в нижнем течении у г. Нукус (рис. 124) аналогичен ходу расходов у г. Керки. Следует только отметить некоторую сдвижку во времени, сглаживание отдельных волн половодья и слияние отдельных дождевых пиков, о чем говорилось выше.

Средние многолетние расходы воды Аму-Дарьи у г. Керки и г. Нукус, где имеются сравнительно длительные наблюдения за

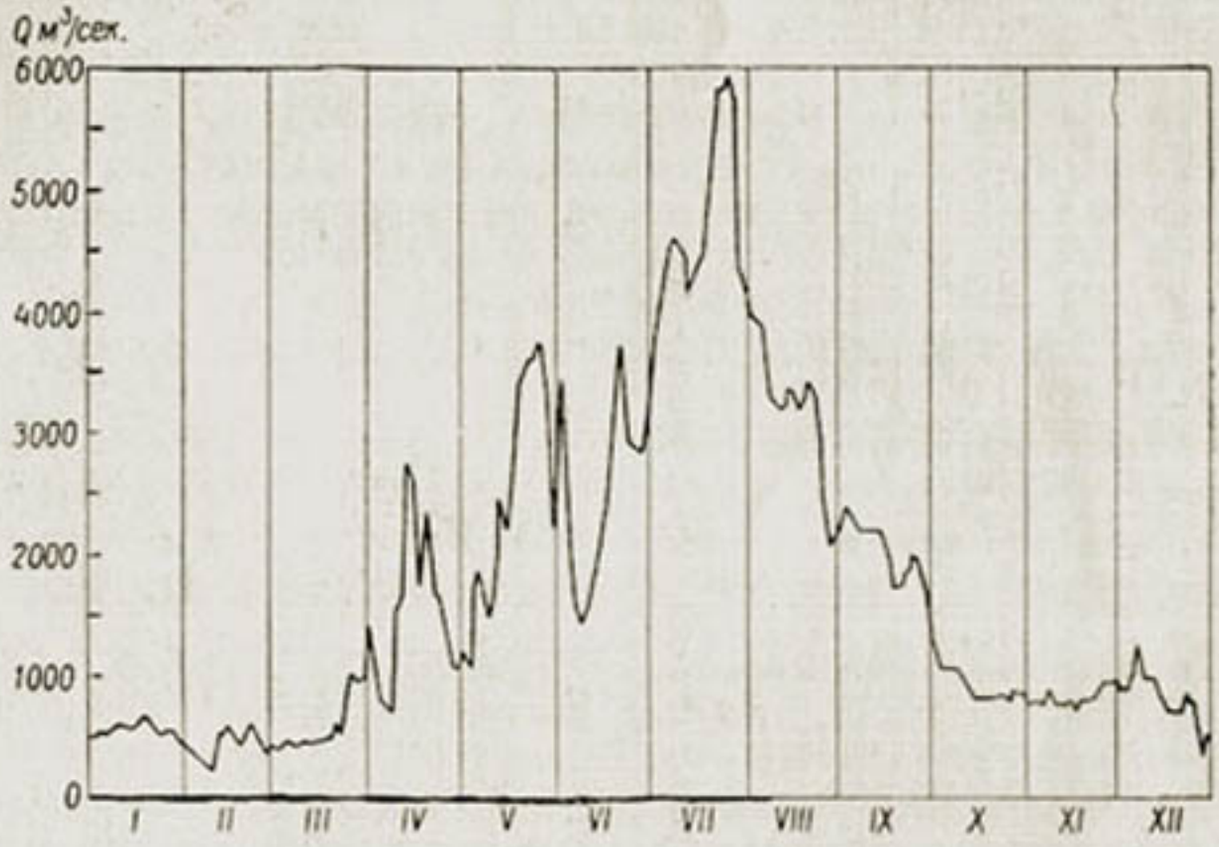


Рис. 124. Гидрограф Аму-Дарьи у г. Нукус за 1942 г.

режимом реки, приводятся в табл. 64. Необходимо иметь в виду, что периоды наблюдений не совпадают, поэтому расходы воды у названных городов несколько несопоставимы.

За период 1911—1917, 1925—1937 и 1952—1960 гг. средний расход воды у г. Керки равен 2010 м³/сек., а у г. Нукус за период 1913—1917, 1931—1961 гг. — 1940 м³/сек. Годовой сток соответственно равен 63×10^9 и 47×10^9 м³. Таким образом, сток у г. Нукус на $16{,}0\times10^9$ м³, или на 25%, меньше, чем у г. Керки.

В Аральское море, по подсчетам автора (см. ниже), поступает в год $38{,}6\times10^9$ м³ воды, или 89% стока Аму-Дарьи у г. Нукус. Следовательно, в среднем многолетнем разрезе в разливах и озерах дельты на разного рода испарение теряется около $9{,}2\times10^9$ м³ в год с учетом выпадающих в дельте осадков в размере $0{,}6\times10^9$ м³, что соответствует стоку р. Зеравшан почти за два года.

Таблица 64

Средние расходы воды Аму-Дарьи в м³/сек

Пункт	Период наблюдений, гг.	Расход	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III–IX	XII–II
г. Керки	1911—17, 1925—37, 1952—60	Средний	911	1630	2710	3850	4490	3730	2280	1210	927	839	767	746	2010	2800	898
		Наибольший	1340	2550	3900	6020	6870	4520	4100	1590	1300	1320	1160	965			
		Наименьший	639	766	1460	2300	2460	2930	1750	763	609	597	528	547			
г. Нукус	1913—17, 1931—61	Средний	590	905	1820	2650	3330	2920	1770	1110	890	705	628	616	1490	2000	790
		Наибольший	1160	1690	2960	3970	5760	4500	2490	2370	1290	1070	1100	937			
		Наименьший	204	263	677	1180	1690	1780	779	733	594	353	423	387			

Таблица 65

Средние расходы воды Аму-Дарьи в м³/сек

Пункт	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III–IX
1935-36 г.														
г. Керки	846	1040	2380	3820	5170	4000	1920	1080	990	736	781	716	1960	2740
г. Чарджоу	1030	1000	2670	2130	3830	3900	1540	1070	1150	713	641	565	1690	2300
Тесн. Тюямуюн	842	845	1930	2500	4940	4440	2040	1320	989	704	(638)	(649)	1820	2510
с. Ташсака	871	783	2090	2580	4200	3910	1830	851	938	1140	(891)	(746)	1730	2320
г. Нукус	765	820	1640	2000	3800	3540	1490	1010	1010	(927)	637	561	1520	2010
1942-43 г.														
Тесн. Дуль-Дуль-Атлаган	911	1550	2570	2710	4900	3920	2560	1220	1000	989	(752)	669	1980	2730
г. Турткуль	994	1660	3340	3660	4960	2430	2080	966	702	709	(740)	(738)	1920	2730
Тесн. Джумур-Тау	623	1350	2800	2790	5150	3490	2250	1080	976	1020	710	482	1890	2640
г. Нукус	574	1450	2400	2480	4630	3130	2010	940	826	821	423	516	1680	2370

Проследить более детально за изменением стока реки по ее длине не представляется возможным, так как наблюдения за режимом жидкого стока в других пунктах носят непродолжительный характер и, как правило, не совпадают во времени. Данные же за один год в силу невысокой точности определения расходов воды Аму-Дарьи из-за чрезвычайной изменчивости ее русла могут приводить только к ложным выводам [1].

Сказанное наглядно показывает табл. 65. В ней приведены расходы за 1935-36 г., наиболее полно освещающий все протяжение реки, и за 1942-43 г., обладающий наиболее полными сведениями по нижнему течению реки. Таблица 65 в комментариях не нуждается. Отметим только следующее. Наименее надежны данные у г. Чарджоу, чем и объясняется ничем не оправданное низкое значение среднего годового расхода в этом пункте. Значительное уменьшение стока реки между теснинои Тюямуюн и с. Ташсака, находящихся всего на расстоянии 14 км друг от друга и на участке с совершенно ничтожным водозабором, может быть объяснено только ошибками при подсчетах стока.

В табл. 65 обращает на себя внимание стабильность стока на участке между теснинои Дуль-Дуль-Атлаган и г. Турткуль (за март—сентябрь) и ничтожное уменьшение его на участке г. Турткуль — теснина Джумур-Тау, если учесть, что на этих участках Аму-Дарьи сосредоточен интенсивный водозабор в ирригационные системы Хорезма и Каракалпакии.

В последние годы имеются одновременные наблюдения по нескольким станциям. Однако досадные перерывы в наблюдениях (например, у г. Керки за 1957 и 1958 гг.) и недостаточная точность измерений расходов не позволяют осветить изменения в режиме Аму-Дарьи по ее длине с надлежащей полнотой.

К этому вопросу мы еще вернемся при рассмотрении руслового баланса Аму-Дарьи. Здесь же необходимо указать на то, что существующая сеть гидрометеорологических станций, а также низкое качество их материалов не могут удовлетворить современные требования к изучению режима Аму-Дарьи. Необходимо срочно повысить точность гидрометрических данных, что возможно осуществить только при оснащении станций совершенным оборудованием, плавучими средствами, укомплектовании штатов высококвалифицированными специалистами и рационализации гидрометрических работ. Необходимо также пересмотреть и расширить сеть речных гидрометеорологических станций [2].

Согласно имеющимся наблюдениям, средние годовые расходы воды Аму-Дарьи (за календарные годы) колеблются в сле-

---

[1] Подробно ошибки в определении расходов воды освещены в работе А. К. Проскурякова [15].

[2] Рациональное размещение станций на Аму-Дарье рассматривалось автором в статье, опубликованной еще в 1938 г. [20].

дующих пределах: у г Керки от 2540 (1914 г.) до 1580 м³/сек. (1917 г.).

Приведенные цифры свидетельствуют об устойчивости годового стока Аму-Дарьи в верхнем течении. Это подтверждается и значениями коэффициента вариации годового стока, определенными для створов у г. Керки. Изменчивость годового стока в нижнем течении значительно повышается. Это объясняется, в частности, забором воды на орошение в Хорезмском оазисе. Этот забор в маловодные годы относительно больше, чем в многоводные (C_v для створов городов Керки и Нукус соответственно равно 0,12 и 0,18).

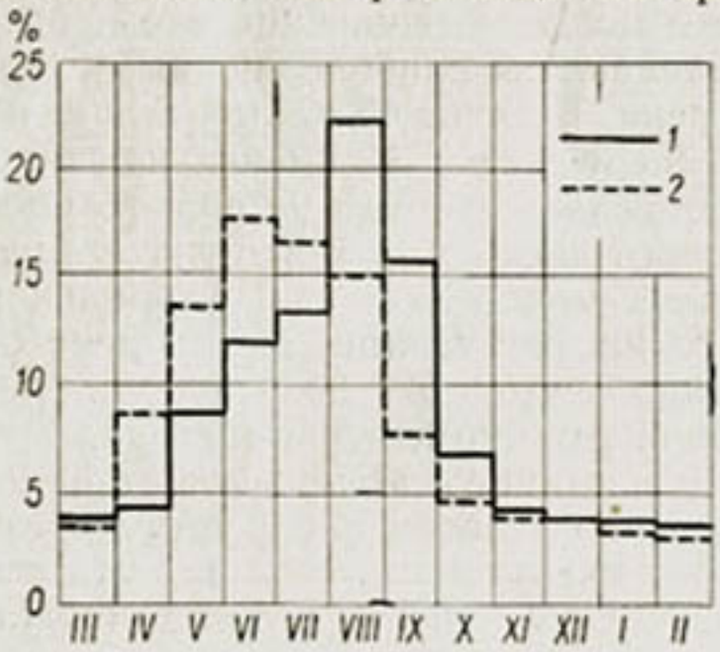


Рис. 125. Внутригодовое распределение стока Аму-Дарьи у г. Керки в % от годового.
1 — 1917-18 г., *2* — 1928-29 г.

Если годовой сток Аму-Дарьи отличается устойчивостью, то этого нельзя сказать в отношении внутригодового распределения стока, которое в отдельные годы может довольно резко отличаться. Сказанное легко подтвердить данными табл. 66, в которой приведен сток средний и для лет с наиболее поздним и наиболее ранним сосредоточением стока.

Для большей наглядности крайние внутригодовые распределения стока, установленные за годы наблюдений у г. Керки, приводятся на рис. 125.

Изменения внутригодового распределения стока Аму-Дарьи могут достигать такого размера, что в некоторые годы, правда немногочисленные, она по характеру питания должна быть отнесена к типу рек снегово-ледникового питания ($\delta < 1{,}0$).

Весьма интересно отметить, что у г. Керки год с наиболее поздней концентрацией стока является в то же время самым маловодным годом за все годы наблюдений, год же с наиболее ранним сосредоточением стока относится к числу самых водоносных лет. У г. Нукус год с наиболее ранним сосредоточением стока и год с наиболее поздней концентрацией стока относятся к числу маловодных.

Средние внутригодовые распределения стока у городов Керки и Нукус близки друг к другу. Можно отметить только, что: а) вполне естественно незначительное запаздывание стока у г. Нукус по сравнению со створом у г. Керки, поэтому относительный сток за март—июнь у г. Нукус несколько меньше, а за июль—сентябрь несколько больше, чем у г. Керки и б) относи-

Таблица 66

Внутригодовое распределение стока Аму-Дарьи в % от годового

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III–VI	VII–IX	X–II	δ	Годовой сток в % от среднего
г. Керки																	
Средние	3,8	6,8	11,2	16,0	18,6	15,5	9,5	5,0	3,8	3,5	3,2	3,1	37,8	43,6	18,6	1,15	100
1917–18 г.	3,6	4,0	8,7	12,0	18,0	22,1	15,4	6,7	4,1	3,6	3,5	3,3	28,3	50,5	21,2	1,78	79
1928–29 г.	3,3	8,4	13,5	17,6	16,6	14,8	8,1	4,4	3,8	3,7	3,0	2,8	42,8	39,5	17,7	0,92	115
г. Нукус																	
Средние	3,3	5,0	10,2	14,8	18,7	16,3	9,8	6,1	5,0	3,9	3,5	3,4	33,3	44,8	21,9	1,34	100
1960–61 г.	1,5	1,7	9,4	14,3	23,5	16,8	11,3	5,9	5,2	4,6	3,2	2,6	26,9	51,6	21,5	1,95	88
1938–39 г.	4,5	5,3	15,8	15,9	12,4	15,4	8,7	5,4	4,5	4,6	4,1	3,4	41,5	36,5	22,0	0,88	83

тельно более высок сток воды в октябре—феврале у первого города по сравнению со вторым.

Наибольший, зарегистрированный за 23 года наблюдений расход воды у г. Керки равен 9060 м³/сек. (20/VII 1958 г.); следующий по величине расход имел место в 1914 г. (30/VI) и был равен 8650 м³/сек., в 1953 г. (13/VII) прошел расход 8030 м³/сек.

В остальные годы максимальные расходы были ниже 8000 м³/сек., распределяются они следующим образом: от 8000 до 7000 м³/сек. — два раза в 23 года; от 7000 до 6000 м³/сек. — семь раз, от 6000 до 5000 м³/сек. — восемь раз и от 5000 до 4000 м³/сек. — три раза. Таким образом, в 65% лет наибольшие расходы Аму-Дарьи укладываются в пределы 7000—5000 м³/сек. Наименьший максимальный расход у г. Керки составил 4160 м³/сек. (5, 6/VI 1918 г.). Ниже по течению реки в силу распластывания гребня половодья наблюдается постепенное снижение максимальных расходов. У г. Нукус за 34 года наибольший из максимальных расходов составлял 6930 м³/сек. (27/VII 1958 г.), а наименьший — 2680 м³/сек. (15/VIII 1947 г.). По величине максимальные расходы распределяются так: от 7000 до 6000 м³/сек. — два раза из 34 лет; от 6000 до 5000 м³/сек. — восемь раз, от 5000 до 4000 м³/сек. — 14 раз, от 4000 до 3000 м³/сек. — девять раз. Следовательно, у г. Нукус наиболее часты (41%) максимальные расходы в пределах 5000—4000 м³/сек.

Средние месячные расходы Аму-Дарьи у г. Керки сравнительно редко падают ниже 700 м³/сек., наименьший за все годы наблюдений средний месячный расход равен 528 м³/сек. (январь 1919 г.). В течение коротких отрезков времени расходы воды могут быть ниже 500 м³/сек. Так, например, наименьший расход у г. Керки был равен 410 м³/сек. (11/I 1916 г.). Однако расходы воды меньше 500 м³/сек. были отмечены всего в пяти годах.

Наименьший средний месячный расход у г. Нукус равен 204 м³/сек. (март 1961 г.), но чаще всего расходы превышают 400 м³/сек. Кратковременно минимальные расходы могут падать до 170 м³/сек., но сравнительно редко они снижаются до 300 м³/сек.

Рассмотрим режим жидкого стока дельты Аму-Дарьи. Материалы о расходах воды начиная с 1955 г. имеются для створов Кизылджар на р. Аму-Дарья, Заир на протоке Акдарья, Техникаул на протоке Кипчакдарья и Темирбай на протоке Инженерузяк.

Станция Кизылджар расположена у одноименной возвышенности в 127 км ниже станции Чатлы. На участке реки между этими станциями небольшая часть воды поступает в протоки Еркендарья, Раушан и в некоторые более мелкие, а также в разливы. Естественно, что потери воды из русла Аму-Дарьи увеличиваются при прохождении больших расходов, так как, за ис-

ключением Раушана, все протоки действуют лишь во время высоких горизонтов (заметные потери воды на рассматриваемом участке начинаются при расходах 2000 м³/сек., при расходах 3500 м³/сек. они достигают примерно 600 м³/сек.). При малых расходах в среднем наблюдается тенденция к некоторому увеличению их за счет слива воды в русло из разливов. Однако это увеличение расходов воды ничтожно и в среднем не превышает нескольких десятков кубических метров в секунду.

Таким образом, внутригодовое распределение стока воды у Кизылджара чрезвычайно близко к таковому в створе Чатлинской станции (у Кизылджара сток несколько меньше в половодье и чуть больше в межень). В среднем за 1955—1961 гг. расход воды у Кизылджара был меньше округленно на 60 м³/сек. При восстановлении расходов воды у возвышенности Кизылджар за тот же период, что и по станции Чатлы, уменьшение стока составляет приблизительно 100 м³/сек.

Измерения расходов воды на протоке Кипчакдарья у с. Техникаул начались уже в период его отмирания и указывают на скорое пересыхание (табл. 67). Действительно, в календарном 1955 г. расход Кипчакдарьи составлял 16,9% расхода воды у с. Кизылджар, в 1956 г. — 14,6%, в маловодном 1957 г. — 6,1%, в 1958 г. значительно более многоводном — 8%, в 1959 г. — 4,9%, в 1960 г. — 1,5% и в 1961 г. — 0,46%. Если в 1955 и 1956 гг. проток действовал в течение всего года, то в последующие годы он превратился в проток периодического действия, причем в 1960 г. средний июльский расход был менее 90 м³/сек., а семь месяцев сток отсутствовал. В 1961 г. в протоке не было стока в течение восьми месяцев, а наибольший средний месячный расход не превышал 25 м³/сек. В 1955 г. наибольший средний месячный расход воды был равен 760 м³/сек. Таким образом, уже в 1960 г. Кипчакдарья, еще недавно основной проток дельты, по сути дела, перестал существовать. Вместе с его отмиранием обводнение левобережной части дельты почти прекратилось.

Одновременно с отмиранием Кипчакдарьи происходила разработка русла Акдарьи. Если в 1938—1940 гг. расход Акдарьи стабильно составлял 33,2—37,5% расхода воды Аму-Дарьи у с. Чатлы, то в 1960 г. сток воды по Акдарье составил 95% стока Аму-Дарьи у с. Чатлы, а в 1959 г. из-за неточности в подсчете стока даже превышал расход воды Аму-Дарьи у с. Чатлы. В среднем за неполные семь лет (1955—1961 гг.) суммарный расход воды протоков Кипчакдарья и Акдарья был равен расходу воды Аму-Дарьи у с. Чатлы (потери составляют 15 м³/сек., т. е. значительно меньше точности определения стока воды). Ниже с. Заир на протоке Акдарья довольно большое количество воды поступает в разливы. Согласно данным за неполные семь лет, это поступление составляло округленно 240 м³/сек. На эту величину меньше сток воды протока Инженерузяк у с. Темирбай.

Таблица 67

Средние расходы воды в дельте Аму-Дарьи в м³/сек.

Период, г	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	IV—IX	Год
Кипчакдарья—Техникаул														
1954–55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	109	100		
1955–56	6,7	50,2	200	615	560	760	297	89,3	50,9	25,9	65,6	83,8	413	234
1956–57	43,2	66,6	448	475	519	600	114	46,4	10,2	13,5	(0,0)	(0,0)	370	195
1957–58	0,0	0,065	12,0	243	322	132	9,40	0,0	0,0	0,0	(0,0)	0,0	120	59,9
1958–59	0,0	104	278	317	428	250	0,0	0,0	0,0	0,0	7,52	0,0	229	115
1959–60	0,0	6,36	61,7	227	292	161	75,8	6,57	0,0	37,8	52,2	17,2	137	78,1
1960–61	0,0	0,0	9,01	7,80	89,8	48,5	13,9	0,0	0,0	(0,0)	(0,0)	(0,0)	28,2	14,1
1961–62	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(17,0)	(21,0)	(25,0)	(6,80)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	(0,0)	11,6	5,81
Акдарья—с. Заир														
1937–38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	229	292		
1938–39	256	263	716	785	671	768	517	290	215	154	219	216	620	423
1939–40	187	194	575	775	834	818	714	376	317	224	154	173	651	445
1940–41	186	118	438	838	899	804	495	281	256	212	171	118	598	401
1941–42	155	370	754	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
1955–56	—	671	1050	1810	1790	1960	1750	998	845	—	—	—	1500	
1956–57	—	872	1860	1940	2020	2090	1160	927	710	—	—	—	1660	
1957–58	—	—	—	581	2030	1530	930	923	—	—	—	390		
1958–59	283	936	2040	2230	2850	2420	1460	1010	877	785	(1160)	826	1990	1410
1959–60	613	802	1660	2780	2740	2210	2200	1530	967	650	794	512	2070	1460
1960–61	420	(281)	1630	2240	2980	2380	1600	888	682	731	544	442	1850	1240
1961–62	217	320	908	1550	1680	1820	1740	1060	678	496			1340	
Инженерузяк—с. Темирбай														
1955–56	—	—	—	1870	1820	1890	1590	1060	726	—	—	—		
1956–57	—	912	1650	1960	1730	1750	1250	1010	728	—	—	—	1540	
1957–58	—	—	—	1200	1340	1330	735	732	—	—	—	—		
1958–59	172	1000	1500	1600	1870	1870	1550	1200	—	—	671	583	1560	
1959–60	434	830	1610	2010	2100	2250	1920	1300	909	583	620	557	1790	1260
1960–61	507	338	1380	1830	2430	2090	1600	1100	1020	955	534	444	1610	1190
1961–62	243	341	870	1450	1630	1660	1740	1120	676	565			1280	

Таким образом, сток протока Инженерузяк за 1955—1961 гг. составлял несколько более 80% (82%) стока воды Аму-Дарьи у с. Чатлы. По мере продвижения вниз по течению во внутригодовом распределении стока происходит некоторое изменение, уже отмеченное раньше при рассмотрении участка Чатлы-Кизылджар, — уменьшается сток половодья и тем больше, чем больше расходы воды, и несколько увеличивается сток межени. Ввиду крайней изменчивости стока протоков Аму-Дарьи выводить средние значения расходов воды для них не имеет смысла.

Русловой баланс. Выше было рассмотрено изменение режима стока Аму-Дарьи и ее главных протоков по их длине, здесь следует наиболее подробно остановиться на причинах, вызывающих трансформацию стока. Одним из существенных элементов обусловливающих изменения режима Аму-Дарьи, является забор воды на орошение (табл. 68). По существу, разбор воды на орошение почти целиком сосредоточен на участке с. Ташсака — г. Нукус (с. Чатлы), где в среднем за год из Аму-Дарьи изымается около 9,5 млрд. м³ ($9{,}33\times10^9$ м³).

Таким образом, если пренебречь водозабором из Аму-Дарьи выше г. Керки, который совершенно ничтожен[1], то годовой забор воды из Аму-Дарьи может быть оценен округленно 11 млрд. м³, или 17% стока реки у г. Керки.

Если учесть изъятия воды из Аму-Дарьи на орошение, то окажется, что на участке г. Керки — г. Нукус за первый период работы Керкинской станции на испарение и инфильтрацию в среднем за год расходовалось $(64{,}0-48{,}0-11{,}0)\times10^9$ м³ $=5\times10^9$ м³, т. е. количество, равное годовому стоку р. Зеравшан. Из этого количества потери на испарение с водной поверхности приближенно могут быть оценены[2] в $(1{,}2—1{,}5)\times10^9$ м³; остальные $(3{,}8-3{,}5)\times10^9$ м³ расходовались на инфильтрацию и разного рода испарение с поверхности поймы.

Детализировать русловой баланс Аму-Дарьи по более мелким участкам сколько-нибудь надежно не представляется возможным, так как параллельные наблюдения на гидрологических станциях велись в течение очень немногих (иногда двух-трех) лет, что при неточном учете стока реки может дать большие ошибки. С наибольшей точностью могут быть определены потери воды на участках г. Керки — с. Ташсака и с. Ташсака — г. Нукус, так как на Ташсакинской станции сведения о расходах воды имеются за шесть полных лет (1927, 1931—1935) и за несколько лет с перерывами в наблюдениях.

Средний годовой сток Аму-Дарьи у с. Ташсака составляет округленно 57×10^9 м³. Следовательно, потери на испарение и

---

[1] Каракумский канал начал забирать воду в 1955 г.

[2] По подсчетам А. К. Проскурякова [15], потери на испарение составляют $1{,}5\times10^9$ м³, т. е. чрезвычайно близки к приведенным.

Таблица 68

Средний забор воды каналами из Аму-Дарьи (по данным Министерства водного хозяйства УзбССР и ТССР)

Участок, период наблюдений	м³/сек.													% от годового стока		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–II
г. Керки — с. Ташсака (1938—45 гг.) . . .	58,7	63,2	83,9	95,4	110	105	49,4	0	0	0	0,67	19,4	48,9	51,3	45,3	3,4
с. Ташсака — г. Нукус (1942—45 гг.) . . .	168	322	456	604	665	607	378	67,5	0	0	90,4	189	296	43,7	46,5	9,8
г. Керки — г. Нукус (Чатлы)	227	385	540	699	775	713	427	67,5	0	0	91,1	208	345	44,8	46,3	8,9
г. Керки — г. Нукус (Чатлы) (1955—58 гг.)	287	476	511	631	736	744	458	—	0	0	—	38	324			

Таблица 69

Потери воды Аму-Дарьи на участке г. Керки — г. Нукус

м³/сек. / % от расходов воды													% от годовых потерь / расходов воды за период		
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–II
62 / 7	160 / 10	530 / 20	570 / 15	310 / 7	0 / 0	0 / 0	62 / 5	66 / 7	56 / 7	53 / 7	53 / 7	160 / 8	68,8 / 14,8	16,1 / 3,0	15,1 / 6,5

Примечание. Данные по русловому балансу заимствованы из материалов Средазгипроводхлопка (инж. А. С. Цветков).

инфильтрацию на участке г. Керки — с. Ташсака составляют $(64{,}0 - 57{,}0 - 1{,}5) \times 10^9 = 5{,}5 \times 10^9$ м³. На участке с. Ташсака — г. Нукус будем иметь даже некоторую прибавку воды $(57{,}0 - -48{,}0 - 9{,}5) \times 10^9$ м³ $= -0{,}5 \times 10^9$ м³. Таким образом, согласно балансу, на участке с. Ташсака — г. Нукус приток в русло превышает потери воды на $0{,}5 \times 10^9$ м³. Это маловероятно, так как приток в русло Аму-Дарьи на этом участке в небольшом количестве может иметь место только с правого берега на протяжении с. Ташсака — теснина Джумур-Тау, на всей же остальной длине река питает грунтовые воды. Правильнее всего предположить, что средний сток у с. Ташсака определен недостаточно точно за тот сравнительно короткий период времени, который работала станция у названного селения, или ненадежны сведения о заборах воды в ирригационные каналы, или то и другое вместе.

Интересно отметить, что на основе русловых балансов за совсем кратковременные периоды превышение притока в русло над потерями выявляется на участках Аму-Дарьи от теснины Дуль-Дуль-Атлаган до с. Ташсака и от г. Турткуль до теснины Джумур-Тау. Гидрогеологические условия не подтверждают возможность столь большого выклинивания подземных вод в русло Аму-Дарьи на названных участках.

Рассмотрим потери воды на участке г. Керки — г. Нукус по отдельным месяцам (табл. 69).

Максимальные потери воды в русле и пойме реки имеют место в апреле—июне, в особенности в мае и июне, когда наблюдается наиболее интенсивное увеличение расходов и подъем горизонтов воды. Потери воды в это время, помимо потерь на испарение и питание грунтовых вод, обусловливаются заполнением русла и поймы и просачиванием воды в почво-грунты. В июле потери воды резко снижаются, так как расходование воды на заполнение русла почти прекращается. В августе и сентябре потери воды равны нулю, поскольку потери на разного рода испарение и питание грунтовых вод компенсируются водой, освобождающейся при опорожнении поймы и русла на спаде половодья и отдачи части просочившейся в почво-грунты поймы [1]. Другими словами, в период апрель—сентябрь на распределение потерь во времени наиболее сильно сказывается аккумулирующая способность русла и поймы реки, так как в этот период наблюдаются особенно резкие изменения горизонтов воды. В нижнем течении реки в связи с заторно-зажорными явлениями (см. ниже), вызывающими сравнительно кратковременные резкие подъемы уровня воды, аккумулирующая способность русла и поймы также оказывает значительное влияние на распределение потерь,

[1] По подсчетам А. К. Проскурякова [15] опорожнение поймы и русла может давать следующие расходы воды: в августе 198 м³/сек., в сентябре 214 м³/сек., в октябре 111 м³/сек. и в ноябре 26 м³/сек. Таким образом, за указанные четыре месяца опорожнение поймы и русла даст почти $1{,}3 \times 10^9$ м³.

но только на протяжении значительно более коротких отрезков времени.

Следует также отметить, что вследствие неучета времени пробега воды, который между городами Керки и Нукус приближенно исчисляется пятью-шестью сутками в период подъема половодья, потери воды, приведенные в табл. 69, несколько преувеличены, а в период спада половодья несколько занижены по сравнению с действительными.

В последние годы представилось возможным рассмотреть потери воды в русле Аму-Дарьи на участках г. Керки — с. Ильчик и с. Ильчик — г. Нукус, а также ниже г. Нукус по основным дельтовым рукавам (табл. 70).

Средние за 1955—1958 гг. потери воды на участке Керки—Ильчик протяженностью 295 км составили 78 м³/сек., что дает 265 л/сек. на 1 км. Потери на участке Ильчик — Нукус (Чатлы) длиной 581 км оказались равными 137 м³/сек., и, следовательно, на 1 км потери составили 236 л/сек. Таким образом, потери на 1 пог. км на втором участке несколько меньше, чем на первом. На участке Керки—Нукус потери за период 1955—1958 гг. оказались равными 214 м³/сек., или $6{,}75\times10^9$ м³/год, т. е. превысили в 1,34 раза потери за первый период работы Керкинской станции, несмотря на то что период 1955—1958 гг. по водности был ниже первого, а водозабор на участке изменился мало (см. последнюю строку в табл. 68).

Открытие станций в дельте Аму-Дарьи позволило определить потери воды на участке Нукус (Чатлы) — Темирбай. Этот участок включает в себя потери в русле и пойме Аму-Дарьи, а также в рукавах Кипчакдарья, Акдарья и большой части Инженерузяк. Средние за 1955—1961 гг. потери воды на этом участке приведены в табл. 70. Потери на участке весьма значительны и составляют 241 м³/сек., или $7{,}6\times10^9$ м³/год.

Период 1955—1961 гг. по водности был на 11% ниже среднего многолетнего. Для среднего многолетнего периода потери воды на рассматриваемом участке должны быть оценены не менее чем в 10×10^9 м³/год (по зависимости, приведенной на рис. 126). Очевидно, что часть потерь воды на рассматриваемом участке не является потерянной для Аральского моря. Часть воды либо непосредственно из разливов, либо, собираясь в протоки (например, Казахдарью), поступают в Аральское море. Однако при современном состоянии дельты количество поступающей в Аральское море воды не может быть большим, и потери воды в дельте составляют не менее 8×10^9 м³/год. Таким образом, потери воды в дельте Аму-Дарьи, оцененные М. М. Роговым [16] путем составления водного баланса дельты $5{,}55\times10^9$ м³/год, явно занижены. Сказанное можно подтвердить тем же водным балансом дельты Аму-Дарьи, который рассматривается несколько ниже.

Таблица 70

Потери воды Аму-Дарьи по участкам в м³/сек.

Участок	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
г. Керки — с. Ильчик (1955—58 гг.) . . .	107	234	267	219	315	—148	—131	—23	18	37	25	32	78
с. Ильчик — г. Нукус (1955—58 гг.) . . .	139	313	217	215	149	—98	16	131	110	208	166	85	137
г. Керки — г. Нукус	246 / 26,0	547 / 29,6	484 / 18,7	434 / 12,2	464 / 10,2	—246 / —7,2	—115 / —6,6	108 / 10,2	128 / 14,8	245 / 28,4	191 / 24,5	117 / 14,8	214 / 11,2
г. Нукус — с. Темирбай (1955—61 гг.) . . .	—56	61	240	600	1280	790	154	—30	—35	—86	18	—40	241

Примечания. 1. В знаменателе дроби даны потери воды в % от расходов воды у г. Керки. 2. На станции Керки в 1957 и 1958 гг. имелись длительные перерывы в наблюдениях, которые были восстановлены по данным станции Ильчик.

Наличие отрицательных потерь в некоторые месяцы (см. табл. 70) является, как уже указывалось, результатом неучета временных изъятий воды из реки на заполнение русла и поймы во время подъемов уровней воды и последующей отдачи воды при снижении уровней. Обращает на себя внимание запоздалая отдача воды на последнем участке в октябре—марте. Однако, если учесть, что на последнем участке отдача воды происходит в основном с огромных разливов, занятых тростником и камышом, вряд ли есть основания сомневаться в результатах баланса по месяцам.

В заключение на рис. 126 приведены зависимости потерь воды от расходов воды в Аму-Дарье в верхнем створе. Благодаря регулирующей роли русла и поймы упомянутые зависимости на всех трех участках имеют ветви, относящиеся к фазе подъема уровней воды и фазе спада уровней. Приведенные зависимости могут быть использованы для приближенных расчетов.

Водный баланс дельты Аму-Дарьи. Водный баланс дельты Аму-Дарьи начиная с 40-ых годов рассматривался рядом авторов либо самостоятельно, либо в связи с водным балансом Аральского моря. Кроме того, известное представление о потерях речного стока в дельте Аму-Дарьи дают непосредственные измерения расходов воды, производившиеся на Аму-Дарье и ее протоках, впадающих в Аральское море.

Все известные нам данные о водном балансе дельты и потерях стока в ее пределах сведены в табл. 71.

По наблюдениям экспедиции А. И. Глуховского в 1878-79 г. [6], годовые потери стока в дельте Аму-Дарьи составляли 9,1 км³, а с учетом водозабора на орошение ниже г. Нукус — 10,7 км³, или 23,3% стока Аму-Дарьи у г. Нукус (46 км³). Эти данные получены на основе измерений расходов воды у названного города и в устьях Улькендарьи и Янгису (Янысу). Они, скорее всего, несколько завышали потери стока в дельте Аму-Дарьи, так как не учитывали отток по мелким рукавам и по камышовым зарослям.

В 1944 г. автор сделал попытку определить водный баланс дельты Аму-Дарьи. К тому времени никаких сведений о транспирации камыша и тростника не имелось, поэтому принималась величина транспирации и испарения в размере 1600 мм, ориентируясь на транспирацию риса. Результаты баланса были опубликованы в 1948 г. [21]. Автор рассчитал величину транспирации и испарения в дельте Аму-Дарьи в размере 10,9 км³, а потери стока — в размере 10,4 км³ (с учетом атмосферных осадков в количестве 0,5 км³), или 21,6% стока в вершине дельты (с. Чатлы).

В последующем разные авторы получали различные величины транспирации и испарения в дельте или потерь стока в ее пределах. Обращают при этом на себя внимание меньшие величины потерь стока, полученные в последние годы. Так,

М. М. Рогов [16] потери стока от с. Чатлы до Аральского моря оценивает всего в 5,5 км³. В целом потери воды Аму-Дарьи на упомянутом участке различными авторами оцениваются в пределах 5,5—10,4 км³.

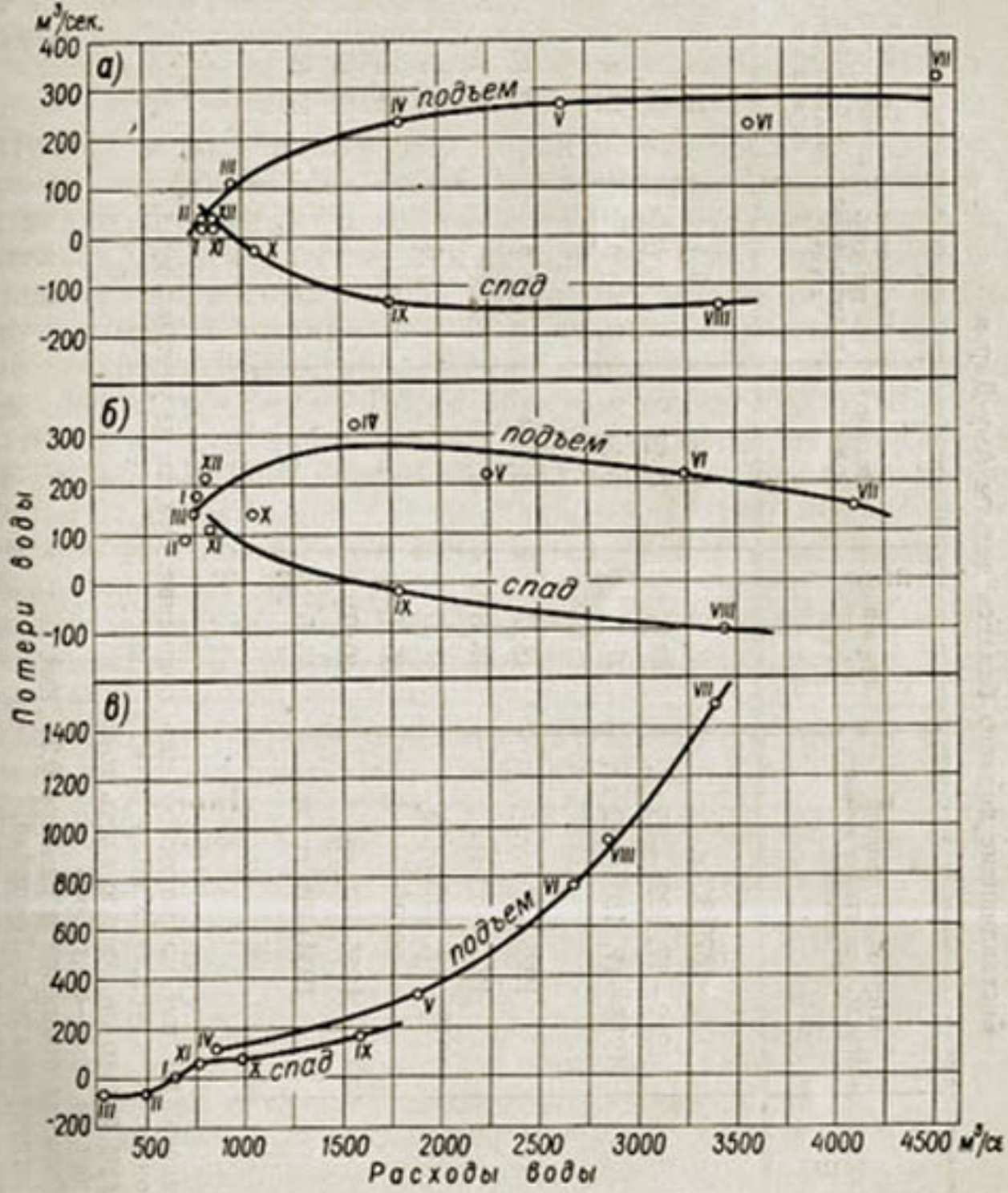


Рис. 126. Потери воды в русле и пойме Аму-Дарьи в зависимости от расходов воды в верхних створах участков.
а — участок Керки—Ильчик, *б* — Ильчик—Чатлы, *в* — Чатлы—Темирбай.

С открытием устьевой станции УГМС УзбССР, как это указывалось выше при рассмотрении руслового баланса, появилась возможность уточнить эти потери и проверить некоторые элементы водного баланса дельты Аму-Дарьи.

Следует иметь в виду, что точно определить приток амударьинской воды в Аральское море и в настоящее время невоз-

Таблица 71

Составляющие водного баланса дельты Аму-Дарьи

Автор и год публикации	Период, за который определялся сток в вершине дельты	Сток в вершине дельты y км³	Осадки x км³	Испарение и транспирация в дельте z км³	Потери речного стока от с. Чатлы до Аральского моря, в км³	Отток воды из дельты в Аральское море, в км³
Глуховский (1893 г.) [6]	1879-80 г.	46,0	—	9,1[1]	10,7	35,3[2]
Зайков (1946 г.) [7]	1912—17, 1926—39 гг.	48,4	0,2[3]	5,0[1]	6,4	42,0
Шульц (1948 г.) [21]	1913—17, 1931—42 гг.	48,1	0,5	10,9	10,4	37,7
Эслингер (1950 г.) [12]						42,3
Зайков (1952 г.)	1925—50 гг.	48,7	0,11[4]	7,7	7,8[5]	40,9
Самойленко (1956 г.) [4]	1925—50 гг.	47,6	0,11[4]	8,0	8,1[5]	39,5
Рогов (1957 г.) [16]	1913—17, 1931—53 гг.	48,0	0,1	5,6	5,5	42,5
Лопатин (1957 г.) [11]	1952 г.	55,1	—	—	7,2	47,9
Устьевая станция	1955—61 гг.	40,0	—	—	7,6[7]	32,4[6]
Устьевая станция	1934—61 гг.	46,6	—	—	10,0[7]	36,6[6]

[1] Необходимо добавить 1,6 км³ на водосбор для орошения. Осадки не учитывались.
[2] Суммарный расход воды в устьях Улькендарьи и Янысу.
[3] Учитывались осадки только за теплую часть года.
[4] Учитывались осадки за май—сентябрь.
[5] С учетом водозабора на орошение в размере 0,22 км³.
[6] Расход воды Инженерузяка у с. Темирбай.
[7] Не учтен сток воды в Аральское море по Казахдарье, мелким протокам, тростниково-камышовым зарослям и тропам.

можно в связи с чрезвычайно быстрыми изменениями гидрографической сети и связанными с этими колебаниями размера площади разливов и распространения тростниково-камышовых зарослей[1].

Рассмотрим новые материалы, позволяющие пересчитать отдельные элементы водного баланса.

Поверхностный приток в дельту

Приток воды в дельту Аму-Дарьи может быть установлен по данным станции УГМС УзбССР у с. Чатлы. По этой станции, как видно из предыдущего, имеются наиболее надежные и сравнительно продолжительные наблюдения. Следует только задуматься над вопросом: с какого года рассчитывать этот приток? Дело в том, что до апреля 1932 г. станция находилась на 8 км ниже теперешнего местоположения и выше ее створа имел место водозабор на орошение. Таким образом, можно было бы использовать материалы наблюдений с 1933 г. Однако данные о стоке Сыр-Дарьи у г. Казалинска за 1933 г. отсутствуют и непрерывный ряд наблюдений, за исключением 1946 г., начинается с 1934 г. Именно с этого года, кстати сказать, исключительно многоводного на Аму-Дарье, и следует, с нашей точки зрения, начинать исчислять поверхностный приток в дельту Аму-Дарьи (это позволит составить водные балансы дельт Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи за однородный период). Средний многолетний (1934—1961 гг.) приток в дельту Аму-Дарьи составляет 46,6 км³. Принятый период включает в себя как крайне многоводные годы (1934, 1952, 1953, 1954), так и крайне маловодные (1940, 1947, 1951, 1957, 1961). Ввиду малой изменчивости годового стока Аму-Дарьи полученная величина поверхностного притока в дельту близка к рассчитанной другими авторами (кроме Г. В. Лопатина, который проводил исследования в дельте в многоводном 1952 г.), и достоверность ее не вызывает сомнений.

Осадки. Согласно карте изогиет, составленной по данным метеостанций Муйнак, Кунград, Чимбай и Нукус, среднее годовое количество осадков с некоторым округлением равно 90 мм за год, или 0,56 км³ (принимая площадь равной 6240 км², см. табл. 71). Атмосферные осадки играют небольшую роль в водном балансе дельты, составляя 1,2% поверхностного притока воды.

Отток и приток подземных вод по сухопутному контуру

Эти величины, так же как и раньше, не могут быть определены сколько-нибудь точно. Нет сомнений, что величина их, если учесть фильтрационные свойства почво-грунтов и незначитель-

---

[1] Площадь разливов, конечно, зависит и от водности разных лет и периодов.

ные уклоны местности, мала. По этой причине для первого приближения отток и приток подземных вод может быть принят равным нулю [21].

Испарение и транспирация

В 1952—1953 гг. в дельте Аму-Дарьи под руководством Л. Ф. Форш [18] велись непосредственные наблюдения за испарением с водной поверхности и, что особенно важно, за транспирацией тростника. В 1953—1955, 1957, 1958 гг. аналогичные работы осуществлялись в дельте Или [5]. В обоих случаях наблюдения за транспирацией тростника производились методом быстрого взвешивания срезанных частей растений. До этих исследований величина транспирации тростника в условиях Кура-Араксинской низменности была определена И. Н. Бейдеман [3]. Опираясь на эти исследования, можно значительно точнее чем в 40-х годах установить величину транспирации и испарения в дельте Аму-Дарьи. Так, не боясь впасть в большую ошибку, можно принимать, что транспирация и испарение тростниковых зарослей, постоянно находящихся в воде и периодически затопляемых, для дельты Аму-Дарьи могут быть приняты в размере 1600 мм за год, а для дельты Сыр-Дарьи и Или — 1400 мм за год. Хуже обстоит дело с транспирацией и испарением тростника на суходолах. Непосредственные наблюдения за транспирацией и испарением тростника на суходолах в дельте Аму-Дарьи отсутствуют. В дельте Или эта величина была получена в размере 530 мм [5]. Для дельты Аму-Дарьи при составлении ее водного баланса М. М. Рогов [16] принимал, что заросли тростника на суходолах транспирируют 1300 мм за год, т. е. исключал из транспирации и испарения зарослей тростника, постоянно залитых водой, испарение воды среди зарослей. Нет сомнений, что на более или менее влажных суходолах с высоким залеганием грунтовых вод транспирация тростника будет приближаться к 1300 мм за год, транспирация же редких низкорослых тростников на суходолах с глубоким залеганием грунтовых вод — к 500—600 мм за год. Таким образом, только величина транспирации тростниковых зарослей на суходолах в настоящее время не может быть получена с надлежащей точностью.

Величину испарения с водной поверхности на основании наблюдений за испарением с поверхности озера Кевсыр, производившихся в 1952 и 1953 гг., с учетом отклонений метеорологических условий этих лет от многолетней нормы Л. Ф. Форш определила в размере 908 мм [18]. Автор считает, что эта величина несколько занижена и для дельты Аму-Дарьи в целом норма испарения с поверхности водоемов должна приниматься округленно в размере 1000 мм. Достаточно указать, что испарение с открытой водной поверхности в условиях дельты Или на

основании более длительных и более обширных наблюдений было получено в размере 1000 мм [5]. Заметим, что открытые водные поверхности в дельте Аму-Дарьи занимают сравнительно небольшие площади, и поэтому нет смысла с количественной стороны заниматься уточнением нормы испарения с водной поверхности.

Для правильной оценки величины транспирации и испарения в дельте Аму-Дарьи необходимо иметь данные о площадях различных испаряющих поверхностей. Различными авторами площадь, с которой происходит испарение аму-дарьинской воды, оценивалась по разным материалам округленно в пределах 4000—7000 км². В настоящее время, согласно полевому обследованию в 1960—1961 гг., площадь потерь аму-дарьинской воды может быть принята в размере, указанном в табл. 72.

Таблица 72

Вид испаряющей поверхности	Площадь в км²	Испарение	
		мм	км³
Тростниково-камышовые заросли, постоянно находящиеся в воде . .	2600	1600	4,16
То же, периодически затопляемые	370	1600	0,59
То же, на суходолах	2500	600	1,50
		1300	3,25
Рогозовые заросли, постоянно находящиеся в воде	170	1300	0,22
Открытая водная поверхность . .	600	1000	0,60
Итого	6240		7,07
			8,82

В той же таблице приведен подсчет потерь воды на испарение и транспирацию в дельте Аму-Дарьи. Подсчет осуществлен в двух вариантах: принимая транспирацию тростниково-камышовых зарослей на суходолах в размере 600—1300 мм. Есть все основания считать, что первое число ближе к истине, и, таким образом, принять потери на транспирацию и испарение в размере 7,07 км³, или округленно 7 км³.

Потери аму-дарьинской воды ниже с. Чатлы и отток в Аральское море

Как уже отмечалось, годовое количество осадков в дельте Аму-Дарьи составляет 0,56 км³. Следовательно, потери аму-дарьинской воды равны 7,07—0,56≈6,5 км³. Эта величина хо-

рошо подтверждается наблюдениями устьевой станции, согласно которым в среднем за 1955—1961 гг. расход воды Инженерузяка у с. Темирбай был меньше расхода у с. Чатлы на 7,6 км³. Если учесть, что около 1 км³ попадало в Аральское море по мелким протокам, Казахдарье, тростниково-камышовым зарослям и по тропам, то потери аму-дарьинской воды в дельте будут равны 6,6 км³. Судя по состоянию дельты Аму-Дарьи за последние годы, помимо Инженерузяка, сток воды в Аральское море не превышал 1 км³ — это, безусловно, верхний предел.

Имея в виду, что средний за 1955—1961 гг. расход воды у с. Чатлы равен 40 км³, определим поступление аму-дарьинской воды в Аральское море в размере 40,0 — 6,5 = 33,5 км³. Период 1955—1961 гг. был очень маловодным по сравнению с периодом 1934—1961 гг., за который имеются надежные наблюдения за стоком воды Аму-Дарьи в створе Чатлы, поэтому полученная величина потерь в дельте Аму-Дарьи для многолетнего периода, несомненно, является заниженной. Получить среднюю многолетнюю величину потерь аму-дарьинской воды можно при помощи зависимости между потерями ее на участке с. Чатлы — с. Темирбай и расходами воды у первого селения (рис. 126 *в*). Согласно этой зависимости, потери стока за 1934—1961 гг. составляют 10,0 км³. Принимая, что за этот период сток в Аральское море, помимо Инженерузяка, составлял около 2 км³, т. е. был вдвое больше, чем за период 1955—1961 гг., мы получим потери аму-дарьинской воды на участке от с. Чатлы до Аральского моря в размере 8,0 км³, а приток воды в Аральское море 46,6 — 8,0 = 38,6 км³

Таким образом, для 1934—1961 гг. элементы водного баланса дельты Аму-Дарьи равны:

Приток аму-дарьинской воды	46,6 км³
Атмосферные осадки	0,6 км³
Потери воды на испарение и транспирацию (включая испарение атмосферных осадков)	8,6 км³
Отток воды в Аральское море	38,6 км³

Более точно определить потери воды в дельте Аму-Дарьи даже при наличии самых детальных и точных данных вряд ли возможно, учитывая чрезвычайную изменчивость гидрографической сети, площадей разливов и т. п. По этой причине потери речного стока в дельте Аму-Дарьи определять имеет смысл только с точностью до целых кубических километров. Как видно из предыдущего, эти потери в среднем за период 1934—1961 гг. определены в размере 8 км³. О том, что эта величина не слишком отклоняется от действительной, до некоторой степени свидетельствуют потери стока, определенные А. И. Глуховским [6] при другом гидрографическом строении дельты. Напомним, что величина потерь стока в дельте Аму-Дарьи, установленная пу-

тем замера расходов воды в устьях Улькендарьи и Янгису, оказалась, по его оценке, равной 9,1 км³ (см. табл. 71). Очевидно, и в те годы часть стока поступала в Аральское море помимо названных двух протоков и потери аму-дарьинской воды в дельте тоже были близки к 8 км³. Следовательно, в среднем за несколько десятков лет изменения в гидрографической сети и

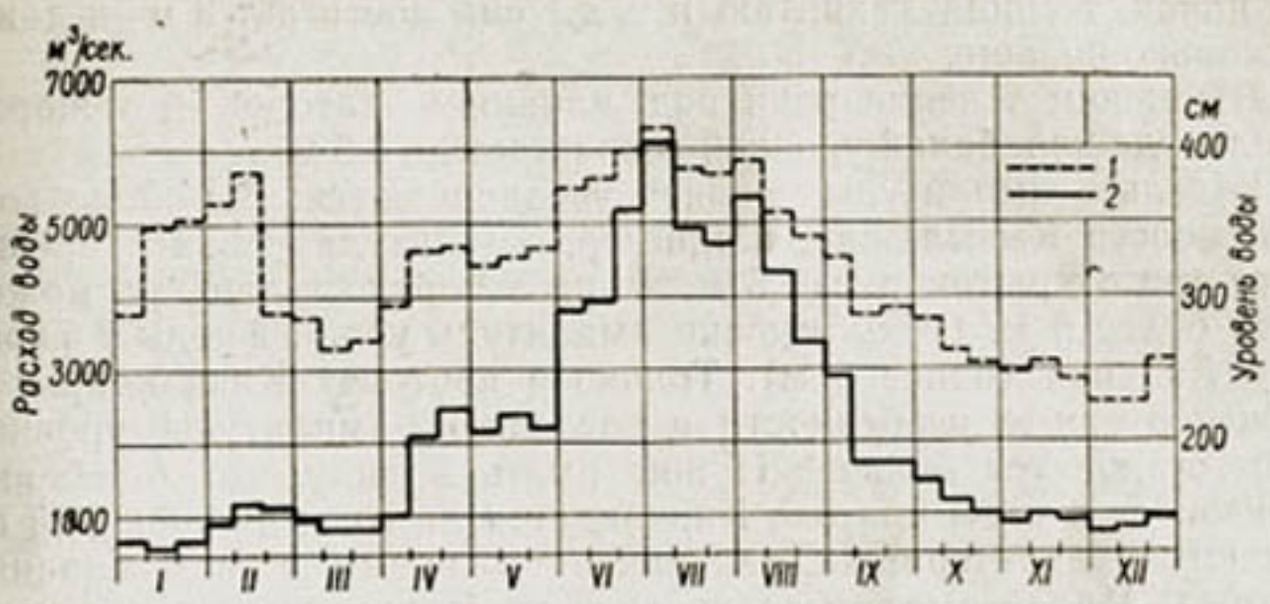


Рис. 127. Колебания средних декадных уровней (*1*) и расходов воды (*2*) Аму-Дарьи у с. Ташсака в 1934 г.

колебания водности не очень сильно влияли на потери речной воды в дельте Аму-Дарьи.

Режим уровней воды. Ход уровней Аму-Дарьи в общем аналогичен ходу расходов воды, поэтому на нем можно подробно не останавливаться. Отметим только ряд наиболее существенных моментов. Прежде всего в силу чрезвычайной изменчивости русла реки полного совпадения хода уровней и расходов воды ожидать не приходится. Сравнительно нередко, например, время прохождения наибольших расходов и уровней воды не совпадает, причем разрыв во времени в некоторые годы может достигать нескольких десятков суток.

В нижнем течении реки (от теснины Тюямуюн и ниже) в зимний период ежегодно наблюдаются повышения уровней воды, вызванные заторно-зажорными явлениями. В моменты образования заторов и зажоров говорить об аналогичном ходе уровней и расходов, конечно, нельзя (рис. 127). В отдельные годы уровни, обусловленные заторно-зажорными явлениями, могут значительно превышать уровни при прохождении гребня половодья. Так, например, в левом русле у с. Ташсака в шести годах из 20 зимние уровни превышали летние, причем наибольший уровень зимой на 67 см превышал когда-либо наблюденный максимальный летний уровень. Благодаря этому в некоторые годы угроза прорыва защитных дамб бывает больше зимой, чем летом. В качестве примера можно указать на прорыв и перелив воды через

дамбы, происшедший у с. Чубаланчи (Хорезмская область УзбССР) зимой 1934 г.

Амплитуда колебаний уровней меняется по длине реки незначительно (если не учитывать заторно-зажорных уровней), сравнительно редко превышая 2—2,5 м. Только в местах стеснения русла (теснины Дуль-Дуль-Атлаган, Тюямуюн, Джумур-Тау, г. Кипчак, теснина Тахияташ и т. д.) она достигает 3 м и даже несколько больше.

В нижнем течении реки под влиянием заторов и зажоров амплитуда колебаний уровней возрастает до 3,5 м.

В дельте амплитуды уровней увеличиваются. В районе возвышенности Кызылджар, например, амплитуда уровней превышает при открытом русле 5 м, а при заторах — зажорах может быть более 6 м. Очень высоки амплитуды уровней воды и в протоке Акдарья (более 5 м). Только в протоках Кипчакдарья и Инженерузяк, в особенности в последней, амплитуды уровней воды становятся меньше. Нужно иметь в виду, что колебания горизонтов воды в протоке Кипчакдарья за годы наблюдений не являются характерными, так как в это время шло отмирание протока. Малая амплитуда уровней на Инженерузяке обусловлена распластанным руслом.

В табл. 73 даются наивысшие и наинизшие уровни воды в отдельных пунктах реки, зарегистрированные за все время наблюдений на этих пунктах, а также наибольшие и наименьшие годовые амплитуды уровней с учетом и без учета заторно-зажорных горизонтов.

Твердый сток. По стоку взвешенных наносов Аму-Дарья занимает одно из первых мест на земном шаре. Ее сток превосходит твердый сток Нила и в верхнем течении приблизительно равен стоку взвешенных наносов р. Колорадо в дельте, про которую американцы образно говорят, что ее «вода слишком густа, чтобы ее пить, и слишком жидка, чтобы пахать». В Средней Азии более мутной водой отличаются только реки Кашан, Кушка, Мургаб, Теджен, Атрек и Вахш (исключая совсем небольшие реки), но по стоку взвешенных наносов они, если не считать Вахш, значительно уступают Аму-Дарье.

Годовой сток взвешенных наносов у г. Керки за период до 1938 г. в среднем составлял округленно 210 млн. т.[1]. За период с 1952 по 1960 г. (с перерывами) годовой сток взвешенных наносов равен 270 млн. т. Последний период по водности на 6,5% превышал первый. Этим частично можно объяснить увеличение стока взвешенных наносов за последние годы.

У г. Нукус сток взвешенных наносов уменьшается до

[1] Сток взвешенных наносов учитывался объемным и весовым методами. При переходе от объемного к весовому выражению стока объемный вес отложившихся в мензурке наносов был принят на основании специальных исследований равным 0,7.

Таблица 73

Сведения об уровнях воды Аму-Дарьи

Пункт	Период наблюдений	Уровень в см над нулем графика			Годовая амплитуда уровней в см	
		наивысший в половодье	наинизший	наивысший при заторах и зажорах	наибольшая	наименьшая
г. Термез . . .	1933, 1935—39, 1941—60 гг.	478 (12/VII 1953 г.)	102 (8/I 1937 г.)	—	306 (1945 г.)	201 (1947 г.)
г. Чарджоу (железнодорожный мост)	1887—1940, 1942—60 гг.	310 (8/VII 1934 г.)	4 (6/III 1893 г.)	—	265 (1893 г.)	146 (1950 г.)
г. Керки	1911—18, 1920, 1925—40, 1960 гг.	315 (19/VII 1930 г.)	23 (12/I 1949 г.)	—	243 (1958 г.)	160 (1911 г.)
с. Ташсака . . .	1926—60 гг.	448 (24/VII 1958 г.)	215 (6, 8/XII 1929 г.; 23/II 1948 г.)	510 (8/III 1954 г.)	202 (1958 г.) 269 (1935 г.) [1]	119 (1946 г.)
г. Нукус (Чатлы)	1932—60 гг.	448 (14, 15/VII 1945 г.)	67 (11, 12/IV 1960 г.)	474 (29/I 1941 г.)	327 (1942 г.) 355 (1941 г.) [1]	220 (1933 г.)
Кызылджар . .	1955—61 гг.	566 (20, 23, 26/VII 1958 г.; 12/VIII 1959 г.)	—51 (10/III 1957 г.)	582 (3/III 1957 г.)	537 (1960 г.) 633 (1957 г.) [1]	419 (1956 г.)
Техникаул (Кипчакдарья) . .	1955—61 гг.	329 (13/VII 1959 г.)	—35 (23, 24/III 1955 г.)	290 (3/XII 1959 г.)	332 (1958 г.)	182 (1961 г.)
Заир (Акдарья)	1955—61 гг.	464 (21—23/VI 1955 г.)	—71 (3/IV 1961 г.)	428 (1/XII 1959 г.)	509 (1961 г.)	399 (1956 г.)
Темирбай (Инженерузяк) . . .	1955—61 гг.	359 (12/VII 1960 г.)	140 (25—28/III 1961 г.)	362 (21, 22/I 1959 г.)	210 (1961 г.) 218 (1961 г.) [1]	129 (1956 г.)

[1] Амплитуда с учетом заторно-зажорных явлений.

128 млн. т. (средний за период 1937—1961 гг.) и составляет 47,6% стока взвешенных наносов у г. Керки за последние годы. За годы параллельных наблюдений (1953—1956 и 1960 гг.) сток у г. Нукуса составляет 56,3% стока у г. Керки (соответственно 150 и 226 млн. т/год).

Имеющиеся материалы по стоку взвешенных наносов реки не позволяют детально проследить за изменением его по длине Аму-Дарьи. Можно высказать лишь следующие соображения:

1. На участке г. Керки — г. Чарджоу в многоводные и близкие к среднему по водности годы происходит некоторое увеличение стока взвешенных наносов к концу участка (размыв русла); в маловодные годы сток взвешенных наносов у городов Керки и Чарджоу практически одинаков.

2. На участке г. Чарджоу — теснина Тюямуюн, а также на участке г. Керки — теснина Тюямуюн в целом сток взвешенных наносов, согласно кратковременным параллельным наблюдениям, увеличивается. Так, в среднем за четыре года (1954—1956 и 1959 гг.) сток взвешенных наносов у г. Керки был равен 260 млн. т/год, а у теснины Тюямуюн 350 млн. т/год, т. е. превышал на 34% сток у г. Керки. Такое увеличение стока на участке лишено основания и, вероятно, является результатом преувеличения стока взвешенных наносов на Тюямуюнской станции. Наиболее вероятно предположение, что на участке г. Керки — теснина Тюямуюн величина стока взвешенных наносов не претерпевает существенных изменений.

3. На участке теснина Тюямуюн — г. Нукус, как уже указывалось, наблюдается резкое уменьшение стока взвешенных наносов. В маловодные 1937 и 1938 гг. сток наносов у г. Нукус составлял 54—56% стока у г. Керки.

В среднем за семь лет параллельных наблюдений (1954—1959 и 1961 гг.) сток взвешенных наносов у теснины Тюямуюн был равен 315 млн. т/год, а у г. Нукус — 130 млн. т/год, т. е. составлял всего 41% стока у теснины Тюямуюн. Однако, как уже отмечалось, сток у последней завышен. Тем не менее величина стока наносов у г. Нукус не вызывает сомнений. Уменьшается он частично за счет поступления наносов в ирригационные каналы, а частично за счет отложения в русле реки и во время разливов на прилегающей местности.

Средняя за период до 1937 г. включительно мутность воды у г. Керки составляла 3,22 кг/см^3, а за период с 1952 по 1960 г. — 4,04 кг/м^3. У г. Нукус средняя мутность равна 2,77 кг/м^3.

Внутригодовое распределение стока взвешенных наносов в общем аналогично распределению жидкого стока, это можно видеть из табл. 74. Следует только отметить некоторое опережение во времени наибольшего стока взвешенных наносов и бо́льшую его амплитуду по сравнению со стоком воды. Сказанное особенно ярко проявляется у г. Керки, где максимум стока взве-

Таблица 74

Средние расходы взвешенных наносов в т/сек. (числитель) и сток в % от годового (знаменатель) Аму-Дарьи

Пункт	Период наблюдений, гг.	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
г. Керки	1910—14, 1928—37	2,19	9,40	15,8	17,0	14,0	10,6	4,28	1,51	0,94	0,69	0,78	0,95	6,51
		2,8	12,1	20,2	21,7	17,9	13,6	5,5	1,9	1,2	0,9	1,0	1,2	100
	1952—60	3,23	7,91	15,6	20,3	25,7	16,7	6,41	1,77	1,11	1,31	1,21	0,984	8,52
		3,2	7,7	15,2	19,8	25,2	16,3	6,3	1,7	1,1	1,3	1,2	1,0	100
г. Нукус	1932, 1933, 1937—61	0,667	2,71	7,73	9,60	11,29	8,59	3,72	1,56	1,02	0,664	0,527	0,494	4,05
		1,4	5,6	15,9	19,7	23,2	17,7	7,7	3,2	2,1	1,4	1,1	1,0	100

Таблица 75

Содержание частиц различного диаметра в % по весу в водах Аму-Дарьи

Пункт	Диаметр частиц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	X—III	IV—IX	Год
г. Керки	>0,25	9,4	8,4	6,3	2,3	2,6	2,5	3,4	2,9	3,3	5,4	9,8	6,5	7,2	2,9	3,2
	0,25—0,05	36,4	38,6	25,0	19,3	17,1	23,8	25,4	24,5	27,8	26,6	30,6	35,9	30,6	22,8	23,4
	0,05—0,01	35,4	30,4	39,8	51,2	41,7	42,7	44,4	41,2	38,3	40,4	33,0	34,7	36,6	43,0	42,5
	<0,01	18,8	22,6	28,9	27,2	38,6	31,0	26,8	31,4	30,6	27,6	26,6	22,9	25,6	31,3	30,9
г. Нукус	>0,25	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
	0,25—0,05	25,2	20,0	14,7	15,1	15,9	13,6	13,9	12,2	15,3	22,6	17,5	17,3	19,5	14,1	14,4
	0,05—0,01	28,6	26,1	26,3	28,7	28,6	33,3	35,1	33,0	29,0	26,0	26,9	28,9	26,8	32,4	32,1
	<0,01	46,2	53,8	59,0	56,2	55,5	53,1	51,0	54,8	55,7	51,4	55,3	53,8	53,7	53,5	53,5

шенных наносов наблюдается в мае—июне (за период 1952—1960 гг. в июне—июле), а месячный сток колеблется от 0,9 до 21,7% годового, т. е. изменяются в 24 раза (за период 1952—1960 гг. — от 1,0 до 25,2%).

В мае—августе, т. е. за четыре месяца по Аму-Дарье проходит от 73,4 до 76,5% у г. Керки (см. табл. 74) и 76,5% у г. Нукус, т. е. округленно $^3/_4$ годового стока наносов. Некоторое несоответствие во внутригодовом распределении стока наносов у г. Керки (за первый период наблюдений) и у г. Нукус частично объясняется разной продолжительностью наблюдений в этих пунктах.

Средний фракционный состав взвешенных наносов Аму-Дарьи приводится в табл. 75.

В среднем за год у г. Керки 73,4% общего стока взвешенных наносов приходится на долю частиц крупностью менее 0,05 мм, у г. Нукус их относительное количество возрастает до 85,6%. Частицы крупнее 0,25 мм, по существу, встречаются только в верхнем течении Аму-Дарьи, но и там количество их лишь незначительно превышает 3%. Наносы диаметром от 0,25 до 0,05 мм составляют у г. Керки 23,4%, а у г. Нукус — 14,4% твердого стока реки. Для Аму-Дарьи на всем ее протяжении характерно увеличение содержания мелких фракций наносов и уменьшение крупных фракций в половодный период по сравнению с меженью. В силу этого фракционный состав взвешенных наносов в половодье и в межень различается довольно существенно.

Нужно отметить, что приведенный в табл. 75 средний фракционный состав взвешенных наносов установлен на основе недостаточного числа механических анализов и является приближенным, в особенности для отдельных месяцев.

Изучение стока влекомых наносов на Аму-Дарье не производилось.

По данным Гидрометрической части, у г. Керки в среднем за год Аму-Дарья проносит около 22 млн. т. растворенных веществ, что составляет несколько более 10% стока взвешенных наносов[1].

Ледовые образования. В верхнем течении реки ледовые образования непродолжительны, прерывисты и наблюдаются не ежегодно. Выражены они заберегами, салом, шугой и кратковременным ледоходом; ледоставы почти никогда не наблюдаются (в январе 1949 г. в течение нескольких дней верхняя граница прерывистого ледостава находилась несколько выше г. Термез).

В районе г. Керки ледовые образования выражены более отчетливо и наблюдаются почти ежегодно; в отдельные редкие годы устанавливается ледостав обычно продолжительностью

---

[1] Сток растворенных веществ в Аму-Дарье у с. Чатлы, вычисленный О. А. Алекиным по данным за 1913, 1938, 1944, 1945, 1949 гг., равен 19 млн. т, или 16% стока взвешенных наносов.

несколько дней (наибольшая продолжительность зафиксирована 14 дней).

В районе г. Чарджоу ледостав также редок, но отдельные рукава замерзают довольно часто, причем длительность ледостава на них значительно больше. Ниже по течению реки, до теснины Тюямуюн, продолжительность ледовых образований постепенно увеличивается и проявляются они все более и более ярко, однако характер их остается, по существу, тем же. Только ниже теснины Тюямуюн происходит резкое изменение зимнего режима. Здесь почти ежегодно, а в районе г. Нукус и ниже каждый год наблюдается осенний ледоход, устойчивый ледостав и весенний ледоход, т. е. ледовые образования представлены полно. Продолжительность ледостава достигает почти четырех месяцев (114 суток).

В дельте Аму-Дарьи продолжительность ледостава увеличивается. Кратковременность наблюдений, однако, не позволяет привести количественные показатели.

Часто, особенно в местах резких изгибов или перед сужениями русла, образуются заторы и зажоры, вызывающие резкие подъемы уровней воды, в некоторые годы превышающие наивысшие горизонты при прохождении гребня паводка, как это указывалось выше.

В табл. 76 приводятся сведения о самом раннем появлении ледовых образований и самом позднем очищении реки от льда (дата, когда последний раз наблюдались ледовые образования) для пунктов, где продолжительность наблюдений составляет не менее 20 лет.

Несмотря на разные периоды наблюдений в отдельных пунктах реки, табл. 76 в общем показывает закономерное увеличение вниз по реке продолжительности ледовых образований: ледовые образования появляются все раньше и исчезают все позже. Увеличение продолжительности ледовых образований в большей степени обусловлено отдалением сроков очищения реки от льда, которое у г. Нукус наступает почти на 1,5 месяца позже, чем у г. Термез. Средняя продолжительность ледовых образований с 4 суток у г. Термез возрастает до 68 суток у г. Нукус, а наибольшая — с 32 суток до 120 суток.

Река Кафирниган

Общая характеристика бассейна. Основное питание р. Кафирниган получает на южном склоне Гиссарского хребта, который отграничивает рассматриваемый бассейн от бассейна р. Зеравшан. Со склонов названного хребта стекают р. Кафирниган и ее наиболее крупные притоки р. Варзоб с Лючобом и Ханака.

Суммарный сток с Гиссарского хребта составляет не менее 80% общего притока в равнинную часть бассейна р. Кафирниган.

Таблица 76

Сведения о ледовых образованиях на Аму-Дарье

Пункт	Самое раннее появление ледовых образований	Самое позднее очищение реки от льда	Продолжительность ледовых образований в сутках			Продолжительность ледостава в сутках	
			наибольшая	наименьшая	средняя	наибольшая	средняя
г. Термез	25/XI (1950 г.)	11/II (1950 г.)	32	0	4	3	0
г. Керки	15/XII (1929 г.)	13/II (1950, 51 г.)	49	0	7	14	0
г. Чарджоу	27/XI (1950 г.)	28/II (1933 г.)	74	0	9	7	0
с. Ильчик	21/XI (1950 г.)	6/III (1951 г.)	99	0	20	0	0
Теснина Дуль-Дуль-Атлаган (Данишер)	14/XI (1950 г.)	13/III (1951 г.)	109	0	23	96	13
с. Ташсака	14/XI (1952 г.)	14/III (1931 г.)	109	1	42	103	28
г. Турткуль	11/XI (1953 г.)	14/III (1951 г.)	112	4	47	105	31
Теснина Джумур-Тау (Карамыш-таш)	13/XI (1952 г.)	18/III (1951 г.)	117	3	59	109	43
г. Кипчак	13/XI (1952 г.)	19/III (1945 г.)	114	6	59	110	45
г. Нукус	3/XI (1916 г.)	21/III (1951 г.)	120	8	68	114	56

Столь значительный удельный вес Гиссарского хребта в питании этой реки объясняется его сравнительно большой высотой, доступностью влажным воздушным массам и благоприятной ориентацией по отношению к основным воздушным течениям. По этим причинам южный склон Гиссарского хребта в пределах бассейна р. Кафирниган и примыкающего к нему на западе бассейна р. Сурхандарья относится к числу наиболее богатых осадками и наиболее водоносных районов Средней Азии.

Гребень Гиссарского хребта в границах бассейна, за исключением некоторых перевалов, везде превышает 4000 м. Особенно значительна высота хребта в восточной части, где формируется сток собственно р. Кафирниган и его крупнейшего притока р. Варзоб. Здесь отметки хребта часто превышает 4500 м, а наиболее высокая вершина достигает 4806 м.

В этой части хребет богат снежниками, на значительном протяжении поднимается за снеговую линию, несет довольно развитый покров вечных снегов, а местами имеет и ледники, хотя и небольшого размера. Западнее водосбора р. Варзоб, где высота хребта меньше, ледники не обнаружены. Средняя взвешенная высота водосбора р. Кафирниган при выходе ее в Гиссарскую долину равна 2763 м, т. е. почти на 700 м ниже водосбора р. Вахш.

Южная ориентация Гиссарского хребта и его сравнительно незначительная высота обусловливают здесь скромное по сравнению с бассейнами рек Пяндж и Вахш развитие вечных снегов, а тем более оледенения. По этим причинам как сама р. Кафирниган, так и ее крупные притоки (Варзоб и Ханака) относятся к рекам снегово-ледникового питания с соответствующим внутригодовым распределением стока, который характеризуется значительно более ранним сосредоточением стока по сравнению с реками Пяндж и Вахш (сток за март—июнь превышает сток за июль—сентябрь). Этим обусловлены и большие колебания годового стока рек рассматриваемого бассейна. В связи со снижением высот Гиссарского хребта при продвижении с востока на запад в этом же направлении наблюдается уменьшение стока за июль—сентябрь и увеличение изменчивости годового стока.

Из рек бассейна, стекающих не со склонов Гиссарского хребта, можно отметить только р. Иляк — левый приток р. Кафирниган. Однако по абсолютной водоносности она уступает почти в десять раз р. Варзоб. Низкая водоносность р. Иляк в значительной степени является результатом малой высоты хребтов, слагающих ее водосбор. По этой же причине р. Иляк относится к рекам снегово-дождевого питания.

Что касается водотоков, формирующихся на склонах гор Бабатаг и Актау, которые ограничивают бассейн р. Кафирниган на западе и востоке, то они отличаются ничтожной водоносностью и представляют собой типичные саи. Роль их в общих водных

ресурсах бассейна незначительна. Подобный характер водотоков, стекающих со склонов названных хребтов, обусловлен небольшой высотой их водосборов, лишь немного превышающей 2000 м (максимальная отметка гор Бабатаг, например, равна 2286 м), а на юге хребты снижаются до 500—600 м.

На реках бассейна р. Кафирниган развита довольно интенсивная селевая деятельность, являющаяся в основном следствием ливней. Особенно известны сели в водосборе р. Варзоб. Можно, например, отметить сель, прошедший 2—3/VIII 1946 г. на р. Диамалик (левый приток р. Варзоб), с максимальным расходом порядка 400 м³/сек., селевой паводок на р. Варзоб 9/V 1952 г. с наибольшим расходом около 450 м³/сек. и селевые потоки, прошедшие 2—3/VIII 1961 г. по многим притокам р. Варзоб на участке от с. Зидди до с. Пугус.

Общая площадь бассейна р. Кафирниган составляет 11 590 км², из них 8070 км², или 70%, приходится на горную область.

Величина поверхностного стока, образующегося в горной области бассейна, может быть оценена средним расходом около 190 м³/сек., что дает средний модуль стока горной области бассейна в целом 23,5 л/сек. км², т. е. на 12% больше, чем водосбора р. Вахш.

Сравнительно малое количество земель, пригодных для орошения в бассейне р. Кафирниган, привело к мысли о переброске ее стока в бассейн Сурхандарьи. Это было осуществлено постройкой Гиссарского канала в 1940 г. При помощи этого канала производится подпитывание р. Каратаг водами притока р. Кафирниган р. Варзоб.

Гидрографическое описание реки (L=405 км, F=11 590 км²). Кафирниган берет начало из ледников без названия на южном склоне Гиссарского хребта и в верхнем течении до впадения р. Обибарзанги носит название Обисахид.

На протяжении участка от устья р. Обибарзанги до с. Чинар река протекает в узкой каньонообразной долине, ширина которой изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Ниже с. Канязкиболо долина суживается, переходя в теснину.

Ниже теснины и до с. Рамит ширина каньона варьирует между 300 и 500 м. От с. Рамит до с. Чинар ширина каньона понизу от 40 до 200 м, за исключением места слияния рек Сарбо и Сардаимиана, где она достигает 400 м. Поймы на всем протяжении участка нет.

От начала участка до с. Канязкиболо уклон русла невелик, река течет спокойно, делая несколько излучин. Против упомянутого селения имеются три порога, а ниже — водопад Париканязк с падением около 30 м. Ниже водопада и до конца участка река

бурная, порожистая; русло ее извилистое, неразветвленное, устойчивое; небольшие острова встречаются редко, преимущественно при впадении притоков, где русло обычно расширяется. Ширина русла вниз по течению постепенно увеличивается. Берега русла нередко сливаются со склонами долины.

На участке от с. Чинар до с. Кунибай река протекает по широкой межгорной Гиссарской котловине.

Долина реки в начале участка имеет ширину 5 км, затем она постепенно расширяется и достигает по дну 20 км, к концу участка, где река покидает Гиссарскую котловину, долина сужается до 200 м. Пойма реки обычно двухсторонняя, в половодье затапливается. Русло реки умеренно извилистое, разветвленное.

На рассматриваемом участке реки сосредоточен наиболее интенсивный водозабор в оросительные каналы.

На участке от с. Кунибай до устья ширина долины варьирует в больших пределах главным образом за счет левобережной ее части.

В долине появляются орошаемые земли.

Склоны долины от с. Чугурлитугай и до устья по преимуществу крутые. По склонам прослеживаются террасы. В нижнем течении на дне долины появляются заболоченные участки.

На всем протяжении участка поймы нет. Русло реки слабоизвилистое, преимущественно разветвленное. Только между селами Кунибай и Исанбай и селами Чугурлытугай и Тартки река протекает в одном русле. Берега русла крутые или обрывистые.

Питание. Режим жидкого стока. Наивысшая отметка Гиссарского хребта в водосборе р. Кафирниган достигает 4806 м. Высоты более 4000 м занимают 4,7% его общей площади, а высоты более 3500 м — 17,0%, средняя взвешенная высота водосбора равна 2753 м, т. е. весьма существенно уступает водосбору р. Вахш (рис. 128).

Довольно значительная высота Гиссарского хребта способствует некоторому развитию в водосборе вечных снегов и оледенения. Однако южная экспозиция склона препятствует образованию здесь сколько-нибудь значительных ледников. Из 28 ледников, зарегистрированных к настоящему времени в водосборе реки, только немногие имеют длину около 4 км, большинство же не превышает 2 км. Это, несмотря на широкое распространение главным образом сезонных снежников, обусловливает сравнительно незначительную роль в питании р. Кафирниган вечных снегов и ледников, и, следовательно, ограниченное их влияние на характер ее внутригодового распределения стока. Средние расходы воды р. Кафирниган при выходе ее из гор в Гиссарскую долину у с. Чинар приведены в табл. 77.

Незначительное увеличение расходов воды р. Кафирниган

начинается уже в конце февраля и продолжается до июля, когда наблюдается максимум стока. Однако майские расходы мало уступают июньским.

С июля начинается спад расходов, продолжающийся до января, когда расходы воды обычно наименьшие. В среднем за

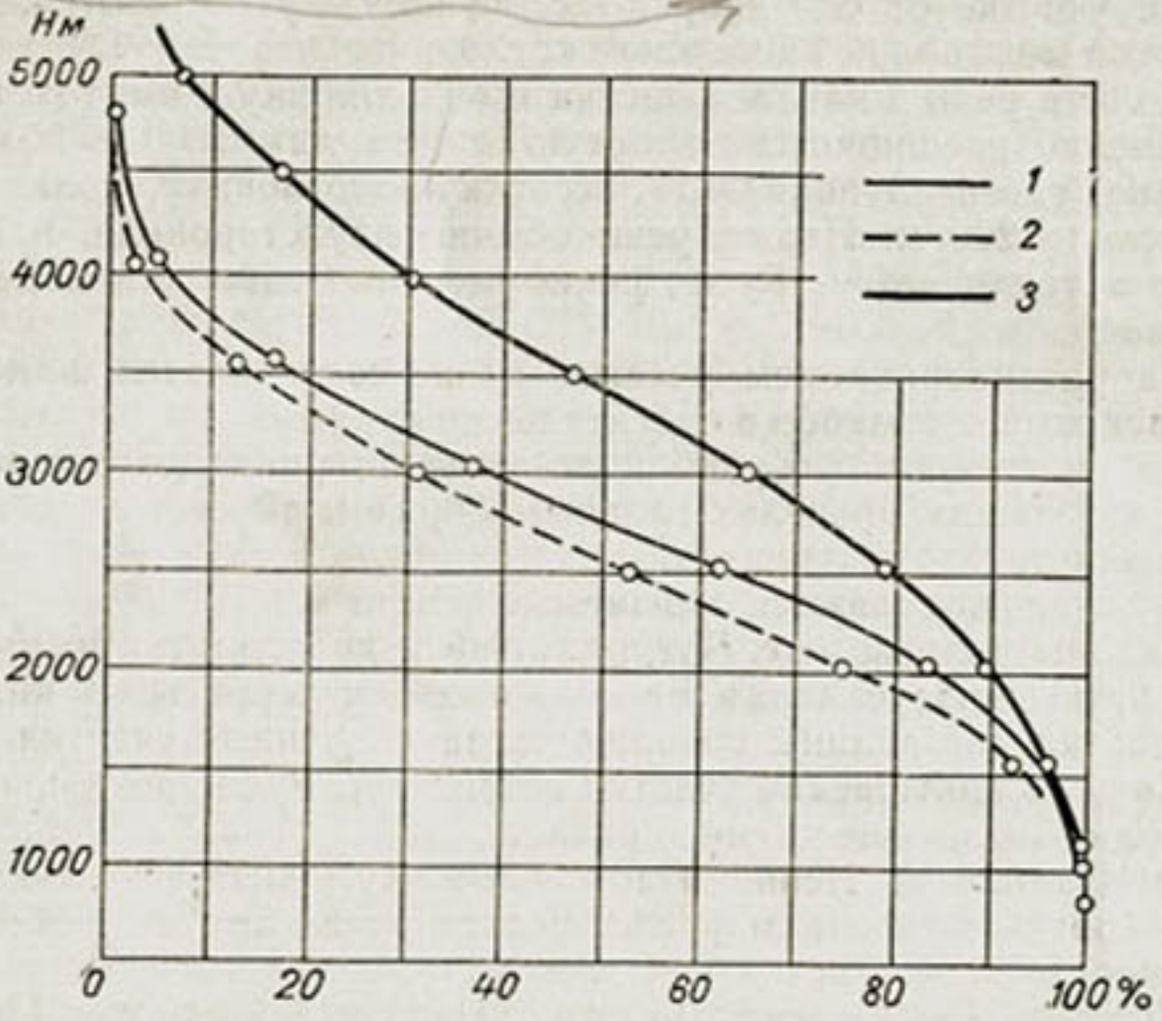


Рис. 128. Гипсометрические кривые водосборов рек Кафирниган, Варзоб и Вахш.

1 — р. Кафирниган — с. Чинар, *2* — р. Варзоб — с. Динавак, *3* — р. Вахш — с. Туткаул.

период наблюдений начало половодья приходится на первую декаду марта, а конец — на третью декаду сентября.

Сток воды за июль—сентябрь сравнительно незначителен и почти вдвое меньше стока за март—июнь. Сток р. Кафирниган зарегулирован меньше, чем сток р. Вахш. Коэффициент внутригодовой неравномерности стока у с. Чинар составляет 0,40, тогда как р. Вахш у с. Туткаул он равняется 0,34. О меньшей зарегулированности стока говорит и объем воды, проходящий в октябре—феврале. У р. Кафирниган он равен 10,4% годового стока, а у р. Вахш — 15,7%. Объяснение сравнительно слабой зарегулированности стока р. Кафирниган надо искать в первую очередь в широком развитии в водосборе реки интрузивных пород. Выше с. Чинар они занимают более половины площади водосбора (54,4%). Средний за период наблюдений расход

Таблица 77

Характеристика стока воды р. Кафирниган у с. Чинар (F=3040 км²)
1929—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	Ф	Годовой сток в % от среднего многолетнего
Расход в м³/сек.																		
средний . . .	53,4	149	260	274	211	110	55,4	32,7	26,4	24,2	21,1	24,8	104	—	—	—	—	—
наибольший . .	98,0	298	367	455	308	176	96,8	45,6	50,9	48,2	37,2	39,4	—	—	—	—	—	—
наименьший . .	29,1	61,6	185	165	119	66,7	39,0	29,7	16,2	15,5	15,0	16,4	—	—	—	—	—	—
Сток в % от годового																		
средний . . .	4,3	12,0	20,9	22,1	17,0	8,9	4,4	2,6	2,1	2,0	1,7	2,0	—	59,3	30,3	10,4	0,51	100
1935-36 г. . .	5,0	8,6	19,2	18,9	20,4	11,2	4,9	2,8	2,9	2,7	1,6	1,8	—	51,7	36,5	11,8	0,70	105
1941-42 г. . .	6,0	15,1	25,7	22,5	12,2	6,6	3,5	2,1	1,7	1,8	1,4	1,4	—	69,3	22,3	8,4	0,31	96,5

Таблица 78

Средние расходы воды р. Кафирниган и его притоков и сток за отдельные сезоны

	Расход в м³/сек.													Сток в % от годового		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II
Суммарный приток	103	272	424	424	329	179	91,7	55,7	48,1	44,6	40,0	48,0	172	59,4	29,1	11,5
у с. Тартки . .	122	281	410	386	288	146	78,6	58,8	59,2	57,5	55,5	65,5	167	59,8	25,5	14,7
у с. Айвадж . .	106	234	388	374	273	140	75,3	52,4	53,3	54,3	53,3	59,4	150	59,2	26,2	14,6

р. Кафирниган равен 104 м³/сек., а средний модуль стока — 34,2 л/сек. км².

Средние годовые расходы реки колеблются от 69,5 (1947 г.) до 145 м³/сек. (1952 г.), а их коэффициент вариации равен 0,18, т. е. выше, чем р. Вахш (см. табл. 77).

Так же как и у других рек Средней Азии, внутригодовое распределение стока р. Кафирниган в отдельные годы подвержено существенным изменениям, которые обусловлены различиями главным образом термического режима периода таяния сезонных снегов. Это наглядно видно из табл. 77, где приведены средние и крайние внутригодовые распределения стока реки. Крайние распределения стока р. Кафирниган наблюдались в годы, близкие по водоносности к среднему.

Наибольший максимальный расход р. Кафирниган у с. Чинар был зарегистрирован 9/V 1952 г. и составил 781 м³/сек., что дает максимальный модуль стока $M_{макс}$ = 257 л/сек. км². 30/V 1951 г. и 3/V 1956 г. максимальные расходы были равны соответственно 762 и 722 м³/сек. Минимальный средний месячный расход равен 15,0 м³/сек. (январь 1947 г.), а минимальный срочный — 12,0 м³/сек. (5/I 1956 г.).

Ниже выхода реки из гор ее режим изменяется под воздействием целого ряда факторов, главными из которых являются разбор воды на орошение земель Гиссарской долины, потери на фильтрацию в русле реки после выхода ее из гор, подпитывание ее грунтовыми водами и сброс остатков воды из ее притоков.

Для того чтобы яснее представить себе характер трансформации режима стока р. Кафирниган, нужно сопоставить между собой учтенный суммарный приток поверхностного стока из горной области бассейна (реки Кафирниган, Варзоб, Лючоб, Ханака и Иляк) с расходами воды р. Кафирниган в нижнем течении. Такое сопоставление дано в табл. 78.

Первый пункт на р. Кафирниган (с. Тартки) расположен в 104 км от устья реки, а второй (с. Айвадж) — в 6,4 км. При сопоставлении расходов следует иметь в виду, что в суммарном поверхностном притоке воды в равнинную область бассейна не учтен сток целого ряда водотоков саевого типа в пределах Гиссарской долины и ниже ее. Этим объясняется практическое равенство средних годовых расходов воды реки у с. Тартки с суммарным притоком воды, несмотря на разбор воды р. Кафирниган и ее притоков на орошение упомянутой долины.

Необходимо также указать, что на участке реки от выхода ее из гор и до с. Тартки, по подсчетам Средазгипроводхлопка, в русло поступают грунтовые воды в размере 10—20 м³/сек., а их средний годовой расход составляет 16 м³/сек. Значительное количество грунтовых вод выклинивается и на периферии конусов выноса притоков р. Кафирниган, однако суммарный дебит их в настоящее время не известен. Основная трансформация ре-

жима стока реки происходит, конечно, в пределах Гиссарской долины, выполненной рыхлыми отложениями, где в силу этого имеет место интенсивный обмен между поверхностным и подземным стоком и, кроме того, сосредоточены почти все орошаемые земли бассейна.

Участок реки ниже Гиссарской долины до устья ввиду узости долины на большей части протяжения реки и незначительного

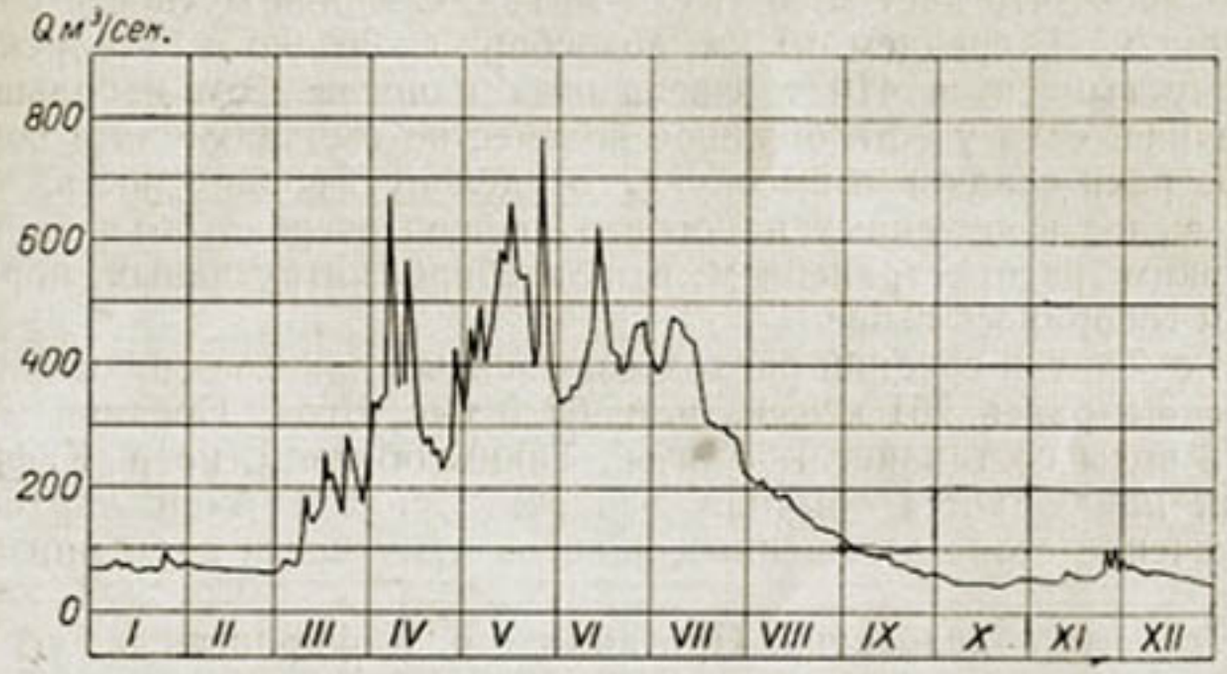


Рис. 129. Гидрограф р. Кафирниган у с. Айвадж за 1942 г.

разбора на орошение характеризуется, по существу, только незначительным снижением расходов воды на протяжении всего года (рис. 129).

Расходы р. Кафирниган у с. Тартки по сравнению с суммарным учтенным притоком поверхностных вод из горной области бассейна меньше в мае—сентябре, когда наиболее велик разбор воды на орошение, и больше в остальную часть года, в особенности в ноябре—феврале. В результате сток за октябрь—март ниже Гиссарской долины увеличивается и по абсолютной величине и относительно.

Уменьшение расходов воды на участке от с. Тартки до устья в действительности несколько меньше, чем об этом можно судить по данным табл. 41.

Дело в том, что станция у с. Айвадж перестала учитывать сток в 1942 г. При восстановлении расходов воды близ устья по расходам воды у с. Тартки средний за 1930—1960 гг. расход воды р. Кафирниган, сбрасываемый в Аму-Дарью, составляет 160 м³/сек. Таким образом, на участке от с. Тартки до устья теряется всего 7 м³/сек.

Использование водных ресурсов в бассейне р. Кафирниган невелико, и сброс воды в Аму-Дарью составляет не менее 84% притока поверхностных вод из горной области бассейна и 93%

учтенного стока. Этим в значительной степени и объясняется слабая трансформация стока реки в пределах равнинной части бассейна.

Наибольший максимальный расход р. Кафирниган у с. Тартки был отмечен 20/IV 1958 г. и составлял 1120 м³/сек.

Твердый сток. Средний расход взвешенных наносов р. Кафирниган у выхода ее из гор в Гиссарскую долину составляет 39,5 кг/сек., что дает 1250 тыс. т за год. Средняя мутность воды 0,376 кг/м³. В среднем с 1 км² водосбора ежегодно в Гиссарскую долину выносится 410 т взвешенных наносов. Это небольшая величина, если учесть большое количество выпадающих в водосборе реки осадков и высокую его удельную водоносность. Малый вынос взвешенных наносов в первую очередь объясняется широким распространением в водосборе интрузивных пород, о чем говорилось выше.

У с. Тартки средний расход взвешенных наносов значительно больше и равен 261 кг/сек., или 8220 тыс. т/год. Средняя мутность воды составляет 1,53 кг/м³. Таким образом, на р. Кафирниган наблюдается обычная для рек Средней Азии картина: увеличение стока взвешенных наносов и мутности воды вниз по реке.

Ледовые образования. При выходе р. Кафирниган в Гиссарскую долину ледовые образования на реке представлены в основном шугоходами. Ледовые образования кратковременны, прерывисты, появляются поздно и имеют место не каждый год.

Так, например, ледовых явлений не было в 1944, 1950—1954 и 1956—1960 гг. Самое раннее появление шуги отмечено 20/XII 1929 г., самое позднее очищение реки от льда — 2/II 1939 г. Наибольшая продолжительность шугоходов за рассмотренный период не превышала 24 суток.

Притоки реки Кафирниган

Наиболее крупным притоком р. Кафирниган является р. Варзоб. Она образуется слиянием рек Зидда и Майхура, берущих начало из небольших ледников Гиссарского хребта. Средняя взвешенная высота водосбора р. Варзоб выше створа Даганинской гидрометеорологической станции (2601 м) сравнительно немного уступает средней высоте водосбора р. Кафирниган (2763 м). Этим определяется сходство условий питания и внутригодового распределения стока рек Варзоб и Кафирниган при выходе в Гиссарскую долину (табл. 79).

Средние годовые расходы р. Варзоб варьируют в пределах 31,5 (1957 г.) — 61,2 м³/сек. (1952 г.).

Внутригодовое распределение стока по отдельным годам р. Варзоб изменяется сравнительно мало. Достаточно указать, что отношения стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь укладываются в пределы 0,43 (1941 г.) — 0,81 (1931 г.). Наи-

Таблица 79

Характеристики стока притоков р. Кафириган

Река — пункт	Длина реки в км	Площадь водосбора выше пункта в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Площадь, занятая высотой, в % от общей площади водосбора		Период наблюдений, гг.	Средние расходы воды в м³/сек.						
				⩾4000 м	⩾3500 м		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Варзоб — с. Дагана	97	1360	2601	2,7	13,6	1939—60	26,5	66,4	102	110	94,3	56,2	28,8
Лючоб — г. Душанбе	—	216	2295	0,2	3,8	1934—35, 1938—60	7,21	17,4	20,6	10,9	5,26	2,92	1,71
Ханака — с. Алибеги	62	362	2288	1,1	10,0	1930, 1931, 1933—60	9,85	22,9	28,0	23,6	17,1	9,25	4,64
Иляк — с. Наобадболо	87	516	1574	0	0	1930, 1932—41, 1959—60	6,40	16,5	12,5	5,64	1,27	0,93	1,12

Река — пункт	Средние расходы воды в м³/сек.						Сток в % от годового			δ	Средний модуль стока в л/сек. км²	Коэффициент вариации годового стока C_v	Коэффициент внутригодовой неравномерности стока φ
	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II				
Варзоб — с. Дагана	16,7	13,9	12,4	11,5	13,2	46,0	55,2	32,5	12,3	0,59	33,8	0,18	0,36
Лючоб — г. Душанбе	1,49	1,87	2,01	1,94	2,92	6,35	73,6	13,0	13,4	0,18	29,4	—	0,40
Ханака — с. Алибеги	3,16	3,90	3,60	2,97	3,80	11,1	63,5	23,4	13,1	0,37	30,7	0,22	0,38
Иляк — с. Наобадболо	1,70	2,03	2,39	2,53	4,09	4,76	71,9	5,8	22,3	0,081	9,2	—	—

больший максимальный расход р. Варзоб был отмечен 19/IV 1958 г. и равнялся 486 м³/сек. ($M_{макс}$=357 л/сек. км²).

Расположенные на запад от р. Варзоб водосборы его притоков Лючоб и Ханака берут начало также на южном склоне Гиссарского хребта, но на участке, где его отметки уже ниже, в силу чего средняя взвешенная высота водосборов и распространение высот более 4000 и 3500 м значительно уступают таковым водосбора р. Варзоб (см. табл. 42). Вследствие этого ледники в водосборах рек Ханака и Лючоб отсутствуют, а высокогорные снега распространены меньше, чем в водосборах собственно рек Кафирниган и Варзоб. Изменение условий питания сказывается на внутригодовом распределении стока, которое у рек Ханака и Лючоб характеризуется более ранним его сосредоточением. Так, например, максимум месячного стока у них наблюдается на месяц раньше, чем у рек Варзоб и Кафирниган, сток за март—июнь относительно выше и т. д.

Река Иляк, сток который образуется в водосборе с малой высотой, отличается наиболее ранней концентрацией стока. За март—июнь по ней проходит более 70% годового стока, а за июль—сентябрь очень мало — даже несколько меньше 6%. Минимум стока наблюдается в августе, а максимум — в апреле. Из всех притоков р. Кафирниган Иляк отличается наибольшим дождевым питанием.

Река Кафирниган и ее правые притоки, а также реки бассейна Сурхандарьи, берущие начало на южном склоне Гиссарского хребта и находящиеся приблизительно в одинаковых условиях доступности влажным воздушным массам, являются прекрасной иллюстрацией зависимости удельной водоносности рек от средней взвешенной высоты водосбора.

Река Сурхандарья

Общая характеристика бассейна. Бассейн Сурхандарьи с севера ограничен Гиссарским хребтом, с запада — юго-западными его отрогами, с востока — горами Бабатаг; на юге бассейн незаметно сливается с долиной Аму-Дарьи.

Возвышающийся над долиной Сурхандарьи на севере Гиссарский хребет отличается наибольшей в бассейне высотой, его отдельные вершины несколько превышают отметки 4500 м над ур. м. С его склона, имеющего в наиболее возвышенных местах небольшое оледенение, стекают самые крупные и водоносные реки бассейна, а поверхностный сток составляет не менее 70% общего поверхностного притока в равнинную область бассейна.

Сходство высотной характеристики Гиссарского хребта в пределах бассейна Сурхандарьи с таковой в бассейне Кафирнигана определяет и аналогичность условий питания рек обоих бассейнов, стекающих с названного хребта, а также их внутригодового распределения стока.

Юго-западные отроги Гиссарского хребта только на севере имеют отметки, превышающие 4000 м; к югу высота его быстро уменьшается, чем и объясняется отсутствие постоянно действующих водотоков на юге правобережной части бассейна.

Горы Бабатаг, отделяющие бассейн Сурхандарьи от бассейна р. Кафирниган, отличаются незначительной высотой. Наиболее высокая вершина хребта имеет отметку несколько ниже 2300 м, а на юге высоты снижаются до 500—600 м, в силу чего с его склонов стекают только периодически действующие водотоки (саи), не доносящие, как правило, своих вод до рек Каратаг и Сурхандарья. Поверхностный сток со склона Бабатага поэтому почти не ощутим в общих водных ресурсах бассейна.

Река Сурхандарья (длина 196 км) образуется слиянием рек Туполанг и Каратаг, из которых первая наиболее водоносная (средний расход при выходе из гор. р. Туполанг равен 52 м³/сек,. а р. Каратаг — 23 м³/сек). Составляющие Сурхандарьи в пределах равнинной области бассейна принимают ряд притоков: р. Туполанг — р. Дашнабад (Обизаран) с притоком Шаргунь, а р. Каратаг — Акджарсай и Ширкент. В Сурхандарью с правой стороны впадают два наиболее значительных притока — реки Сангардак и Ходжаипак. Все перечисленные притоки рек Туполанг, Каратаг и Сурхандарья тотчас же по выходе из гор разбираются на орошение веерообразной сетью каналов и до своих главных рек или совсем не доходят, или доносят воду только в периоды половодий и паводков, или, наконец, сбрасывают грунтовую воду, выклинивающуюся в их русла в нижнем течении. Таким образом, все упомянутые притоки правильнее рассматривать как самостоятельные реки.

Южнее р. Ходжаипак справа от Сурхандарьи имеются, как уже упоминалось, только селевые овраги. Наиболее крупными из них являются Байсунсай, Аккапчагай и Ташкупрюк. Из перечисленных выше рек Каратаг, Ширкент, Аджарсай полностью, а Туполанг в большей части питаются водами с южного склона Гиссарского хребта.

С юго-западных отрогов Гиссарского хребта получают питание в незначительной части Туполанг и целиком Сангардак и Ходжаипак, а также периодически действующие водотоки. Общий поверхностный сток из пределов горной области бассейна исчисляется округленно 120 м³/сек.

Горная часть бассейна Сурхандарьи занимает площадь 8230 км². Средний модуль стока всей горной части составляет 14,6 л/сек. км², т. е. значительно уступает таковому водосбора р. Кафирниган.

В 1960 г. в долине Сурхандарьи и смежной с ней долине р. Ширабад, которая подпитывается водами Сурхандарьи, было около 250 тыс. га поливных земель.

Река Туполанг (L=112 км; $F_в$=2200 км²). Наиболее

многоводная (до 44% общего поверхностного притока с гор) составляющая Сурхандарьи р. Туполанг в истоке носит название Карасун, а в верхнем течении Тамшуш. От слияния рек Тамшуш и Гава и до выхода реки из гор у с. Зарчуб Туполанг течет в каньоне, местами приобретающем теснинный характер.

Выше устья р. Шатрут преобладающая ширина долины понизу 120 м, а ниже впадения р. Шатрут — 60—80 м, наибольшая 200 м. Склоны долины крутые. Пойма отсутствует. Русло устойчивое, разветвляется редко; только приближаясь к предгорьям, река разветвляется на два-три рукава, образуя острова размером до 50×300 м.

Выходя из предгорий Гиссарского хребта долина реки имеет ширину 2—5 км. На ее склонах прослеживаются три ясно выраженные террасы, которые вниз по течению веерообразно расширяются, переходя в широкую покатую равнину. Ниже с. Ханым долина вновь суживается.

Пойма, имеющая в полосе предгорий ширину 50—400 м, по выходе из нее расширяется почти до 2 км, к устью вновь сужается до 100—200 м.

Русло реки слабоизвилистое, разветвленное, особенно в пределах конуса выноса, где река течет в четырех-пяти рукавах. Русло неустойчивое, беспрерывно изменяющееся в профиле и плане.

Питание. Режим жидкого стока. Средняя взвешенная высота водосбора 2546 м; высоты более 4000 м занимают в нем всего 3,1% общей площади, а высоты, превышающие 3500 м, — 15,4%. Незначительное распространение больших высот и расположение водосбора на южном склоне Гиссарского хребта обусловливают характер питания р. Туполанг: основная масса стока реки формируется за счет таяния сезонных снегов и снежников; участие вечных снегов, а тем более ледников, в стоке реки ничтожно. Туполанг относится к рекам снегово-ледникового питания с соответствующим характером внутригодового распределения стока.

При выходе реки из гор (с. Зарчуб, $F=2200$ км²) ход расходов воды следующий (табл. 80): незначительное увеличение наблюдается уже в конце февраля (начало половодья в среднем в марте), наибольших значений расходы воды достигают в июне, но средние месячные расходы мая немного уступают июньским; сток за март—июль более чем вдвое превосходит сток июля—сентября ($\delta=0{,}47$); с июля начинается спад расходов воды, продолжающийся до января, когда имеет место годовой минимум расходов. Конец половодья приходится на вторую-третью декаду сентября.

Средний модуль стока р. Туполанг $M_0=23{,}6$ л/сек. км². Средние годовые расходы укладываются в пределы 33,4 (1957 г.) — 71,1 м³/сек. (1934 г.).

Таблица 80

Средние расходы воды рек Туполанг (F=2200 км²), Каратаг (F=684 км²) и сток за отдельные сезоны
1928—1960 гг.

Река—пункт	Расход в м³/сек.													Сток в % от годового		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
Туполанг — с. Зарчуб . .	29,9	77,2	129	142	101	51,0	25,8	15,4	13,2	12,3	11,7	13,5	51,9	60,8	28,6	10,6
Каратаг — с. Каратаг . .	11,9	31,8	53,2	57,3	47,9	26,6	13,7	7,94	6,27	5,59	5,20	5,98	22,8	56,5	32,2	11,3

Таблица 81

	Средний расход воды в м³/сек.													Сток в % от годового		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
Суммарные расходы рек Туполанг, Каратаг и их притоков	56,5	142	226	231	169	89,2	46,7	28,7	24,7	22,9	22,2	26,1	90,5	60,4	28,1	11,5
Сурхандарья — с. Караултепе (клх им. Жданова) . . .	59,7	136	172	165	108	43,6	23,7	23,1	26,0	26,4	26,8	31,3	70,2	63,3	20,8	15,9
Общий поверхностный приток в долину (учтенный) . . .	77,1	196	292	277	192	100	53,3	34,2	30,5	29,0	28,0	34,1	112	62,7	25,7	11,6
Сурхандарья — с. Мангузар	72,0	137	171	154	79,0	17,9	7,82	17,4	28,9	36,9	45,6	50,3	68,2	65,2	12,8	22,0

Коэффициент вариации годового стока C_v=0,18, что свидетельствует о сравнительной устойчивости годового стока реки, если учесть характер ее питания.

Зарегулированность стока р. Туполанг довольно слабая. Сток за октябрь—февраль составляет всего 10,6% годового, а коэффициент внутригодовой неравномерности стока равен 0,40. Малая зарегулированность стока, так же как и р. Кафирниган, объясняется, во всяком случае частично, широким распространением изверженных, главным образом интрузивных пород в ее водосборе (65,3% площади).

Наибольший максимальный расход равен 470 м³/сек. (22/V 1941 г.). Следующий по величине расход существенно ниже и равен 359 м³/сек. (23/VI 1934 г.). Наименьший средний месячный расход равен 5,71 м³/сек. (январь 1947 г.), а наименьший срочный — 5,48 м³/сек. (11/XII 1946 г. и в течение нескольких дней в январе 1947 г.).

Приток р. Туполанг р. Дашнабад имеет площадь водосбора 311 км², средняя взвешенная высота его равна 2141 м. Средний расход реки (1928—1960 гг.) исчисляется 6,02 м³/сек., и средний модуль стока M_0=19,4 л/сек. км². Максимальных значений расходы воды достигают в среднем в мае, а минимальных значений — в октябре—ноябре.

Приток р. Дашнабад р. Шаргунь — совсем небольшая речка с площадью водосбора 56 км², средняя взвешенная высота которого равна 2263 м. Средний годовой расход р. Шаргунь приближенно может быть оценен 0,90 м³/сек., что дает средний модуль стока M_0=16 л/сек. км².

Твердый сток. Средний расход взвешенных наносов р. Туполанг у с. Зарчуб равен 15,6 кг/сек., что соответствует стоку 491 тыс. т. В среднем с 1 км² водосбора смывается 224 т почвогрунтов (без учета растворенных веществ и влекомых наносов). Средняя мутность воды у с. Зарчуб 0,305 кг/м³.

Река Каратаг (L=95 км; $F_в$=684 км²). В пределах гор (до с. Каратаг) долина реки V-образной формы; ширина ее по дну часто равна ширине реки; местами долина расширяется до 200—250 м.

Склоны долины крутые. В двух местах долина реки приобретает форму каньона шириной по дну 60—100 м. Пойма, как правило, отсутствует, появляясь только в местах расширений долины. Русло слабоизвилистое, неразветвленное.

На протяжении 8 км от с. Каратаг долина постепенно видоизменяется и из V-образной переходит в пойменную. Ширина ее у с. Каратаг 300 м; ниже она расширяется и у с. Алтынджиляу и от с. Заргар до с. Джанчека имеет ширину 3 км. Преобладающая ширина от с. Ак-Курган до устья 500—600 м. Пойма широкая, двухсторонняя (преобладающая ширина 400—600 м).

Выше с. Ак-Курган в пределах конуса выноса русло слабоизвилистое, умеренно разветвленное, неустойчивое, постоянно блуждает по пойме. Ниже с. Ак-Курган русло умеренно извилистое, слаборазветвленное.

Питание. Режим жидкого стока. Водосбор р. Каратаг, расположенный на южном склоне Гиссарского хребта, в высотном отношении почти не отличается от водосбора р. Туполанг. Средняя взвешенная высота его равна 2560 м; высоты свыше 4000 м занимают 2,4% общей площади водосбора, а высоты свыше 3500 м — 14,5%. В силу этого характер питания и внутригодовое распределение стока рек Каратаг и Туполанг аналогичны (см. табл. 80). Следует только отметить больший удельный вес стока июля-сентября р. Каратаг (32,2%) по сравнению с р. Туполанг (28,6%) и существенно большую его удельную водоносность (соответственно 33,3 и 23,6 л/сек. км²). Высокая удельная водоносность р. Каратаг свидетельствует о большем по сравнению с р. Туполанг увлажнении атмосферными осадками его водосбора, расположенного на пути воздушных масс, продвигающихся по долине Сурхандарьи. В результате снеговая линия в водосборе р. Каратаг лежит несколько ниже, чем в водосборе р. Туполанг, что и обусловливает повышенный сток июля — сентября.

Устойчивость средних годовых расходов воды рек Каратаг и Туполанг практически одинакова (для р. Каратаг коэффициент вариации средних годовых расходов $C_v=0{,}19$).

Каратаг отличается по сравнению с р. Туполанг несколько более зарегулированным стоком. Коэффициент внутригодовой неравномерности стока у нее равен 0,38, а сток за октябрь—февраль составляет 11,3% годового. Все же зарегулированность стока р. Каратаг остается невысокой, что отчасти связано с широким распространением в ее водосборе изверженных пород, занимающих 49,7% его площади.

За годы наблюдений средние годовые расходы изменялись в пределах 15,0 (1957 г.) — 33,0 м³/сек. (1934 г.). Максимальный расход был зафиксирован 9/IV 1949 г. и равнялся 239 м³/сек. Минимальный средний месячный расход равен 2,70 м³/сек. (ноябрь 1929 г.), а минимальный срочный — 2,50 м³/сек. (22/XI 1929 г.).

Площадь водосбора р. Ширкент, правого притока р. Каратаг, 346 км², средняя взвешенная высота равна 2384 м. Средний расход реки (1928—1956 гг.) при выходе ее из гор составляет 9,98 м³/сек. ($M_0=26{,}7$ л/сек. км²). Годовой максимум расходов в среднем приходится на май, а годовой минимум — на декабрь—январь.

Средний расход Акджарсая округленно равен 0,60 м³/сек. Площадь водосбора реки равна 37,9 км²; его средняя взвешенная высота $H_{ср}=1841$ м.

Твердый сток. Средний годовой сток взвешенных наносов р. Каратаг у с. Каратаг равен 6,28 кг/сек. (198 тыс. т в год), а средняя мутность воды 0,265 кг/м³. С 1 км² водосбора ежегодно выносится 290 т взвешенных наносов.

Гидрографическое описание р. Сурхандарьи (L=196 км; F=13 610 км²). Долина реки приурочена к широкой (около 30 км) межгорной депрессии, ограниченной южными отрогами Гиссарского хребта и горами Бабатаг.

Современная долина Сурхандарьи характеризуется ступенчатостью поперечного профиля. Количество террас (считая современную пойму) достигает пяти; местами некоторые террасы совершенно смыты. Наиболее ясно выражены три террасы.

Надпойменная терраса почти на всем протяжении заболочена, особенно в верхней части течения реки.

В верхнем течении (до колхоза «Пятилетка») русло реки извилистое и разветвленное (число протоков в межень достигает пяти). В одном русле река течет в местах сужения поймы.

В среднем течении (до с. Хаджа-Кишлак) русло реки умеренно извилистое и умеренно разветвленное. В межень река течет двумя-тремя протоками, разветвленные участки чередуются с участками, где река течет в одном русле.

В нижнем течении русло умеренно извилистое, разветвленное.

На всем своем протяжении русло Сурхандарьи отличается крайней изменчивостью как в поперечном профиле, так и в плане. Особенно сильно русло реки деформируется в нижнем течении; здесь наблюдается беспрерывное размывание и обрушение берегов, образование новых островов, протоков и т. п.

Питание. Режим жидкого стока. Сток Сурхандарьи в основном складывается из стока рек Туполанг и Каратаг, поэтому условия ее питания подробно не рассматриваются. Следует только отметить сильное изменение стока реки уже от места слияния рек Туполанг и Каратаг, так как последние, не говоря уж об их притоках, интенсивно разбираются на орошение тотчас же по выходе из гор, усиленно теряют поверхностный сток на питание грунтовых вод в пределах своих конусов выноса (до 50% расходов при выходе из гор) и, наоборот, подпитываются грунтовыми водами в нижних течениях.

Все это приводит к тому, что расходы воды Сурхандарьи в верхнем течении в мае—сентябре существенно ниже суммарного расхода рек, в той или иной степени участвующих в формировании стока реки в ее верхнем течении. Наоборот, расходы реки в октябре—апреле лишь несколько меньше суммарных расходов или даже выше их (табл. 81).

Данные таблицы показывают, что наиболее резкое уменьшение стока реки наблюдается в августе и сентябре, когда расходы воды небольшие, а потребление относительно велико. Продол-

жающийся процесс трансформации стока на протяжении реки виден при сопоставлении расходов учтенного поверхностного притока из гор в равнинную область бассейна с расходами Сурхандарьи у устья (у с. Мангузар).

Внутригодовое распределение стока Сурхандарьи на всем ее протяжении может быть охарактеризовано следующим образом: минимальные расходы воды наблюдаются в сентябре—октябре, затем следует повышение расходов до мая, когда наблюдаются наивысшие значения их; июньский сток ничтожно меньше майского, но уже с июля расходы воды резко падают.

В верхнем течении (с. Караултепе) средний расход воды Сурхандарьи составляет 70,2 м³/сек., а в нижнем (с. Мангузар) — 68,2 м³/сек. при колебаниях средних годовых расходов от 31,0 (1944 г.) до 112 м³/сек. (1934 г.). Незначительное уменьшение стока между селами Караултепе и Мангузар, несмотря на разбор воды на орошение между этими пунктами, объясняется главным образом поступлением в русла рек грунтовых вод, основная масса которых сосредоточена в верхнем течении Сурхандарьи. Так, районы нижнего течения рек Туполанг, Каратаг и Сангардак, а также верхнего течения Сурхандарьи являются районами избыточного увлажнения и выхода грунтовых вод на поверхность земли и в русла рек и каналов с Денау-Юрчинских и Кампыркульских болот. Сеть сбросов и коллекторов собирает и выносит в Сурхандарью значительное количество воды.

Очень приближенное представление о размерах выклиниваний грунтовых вод в равнинной части бассейна Сурхандарьи может дать табл. 82 (данные МВХ УзбССР).

В табл. 82 не учтены грунтовые воды, выклинивающиеся внутри ирригационных систем, повторно используемые на орошение и, следовательно, не достигающие русел рек, а также

Таблица 82

Средние расходы выклиниваний в бассейне Сурхандарьи в м³/сек.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Туполанг, Каратаг, Сангардак и Сурхандарья до с. Караултепе . .	6,2	5,9	6,4	8,2	10,2	10,8	7,1
Сурхандарья между с. Караултепе и с. Мангузар	16,7	16,7	16,7	16,7	16,0	15,1	15,8
Прочие источники дополнительных вод (родники, кяризы, сай)	6,1	5,4	8,1	7,6	8,3	8,2	5,8
Сумма . . .	29,0	28,0	31,2	32,5	34,5	34,4	28,7

	X	XI	XII	I	II	Год
Туполанг, Каратаг, Сангардак и Сурхандарья до с. Караултепе . . .	6,0	6,2	5,8	5,7	5,7	7,0
Сурхандарья между с. Караултепе и с. Мангузар	14,6	14,3	14,3	16,5	16,7	15,7
Прочие источники дополнительных вод (родники, кяризы, сай)	4,9	3,4	1,5	0,1	3,9	5,3
Сумма	25,5	22,0	21,6	22,3	26,3	28,0

выклинивания в русла некоторых рек (Ширкент, Дашнабад и др.). Несмотря на это, сток даже не всех дополнительных вод составляет 25% учтенного поверхностного притока из горной области бассейна.

Максимальные расходы воды Сурхандарьи могут достигать очень больших величин. Так, 29/IV 1931 г. у с. Мангузар был зарегистрирован расход 700 м³/сек. Наибольшее значение максимальных расходов, отмеченное у расположенного выше с. Караултепе, не превышает 560 м³/сек. (20/IV 1947 г.). Можно предполагать, что в 1931 г. расход реки в этом месте был не меньше 600 м³/сек.

Минимальные средние месячные расходы воды в верхнем течении реки опускаются до 12—13 м³/сек., а в нижнем течении — до 0,1 м³/сек. (сентябрь 1940 г.). В отдельные сутки ток воды на реке может и вовсе прекращаться, как это имело место, например, 24—26/VII 1937 г., или исчисляться десятками литров в секунду.

Сказанное говорит о сравнительно высокой степени использования стока реки на нужды орошения, и если в Аму-Дарью все же сбрасывается 61% учтенного поверхностного притока в долину Сурхандарьи (см. табл. 82), то это объясняется главным образом несоответствием внутригодового распределения стока реки графику потребления. Такого же приспособления хозяйства к режиму реки, как это имело место в свое время в маловодной Кашкадарьинской системе, здесь не было. Строящееся Южносурханское водохранилище позволит значительно увеличить использование вод Сурхандарьи и уменьшит сброс воды в Аму-Дарью.

Твердый сток. На р. Сурхандарье, так же как и на многих реках Средней Азии, наблюдается резкое увеличение стока взвешенных наносов и мутности воды по мере продвижения вниз по течению реки. Средний расход взвешенных наносов Сурхандарьи

у с. Караултепе составляет 62,8 кг/сек., а у с. Мангузар — 193 кг/сек., т. е. сток взвешенных наносов у последнего селения более чем в три раза превышает сток у с. Караултепе. Мутности воды соответственно равны 0,908 и 2,89 кг/м³. По мутности воды в нижнем течении Сурхандарья сравнительно мало уступает Аму-Дарье.

Притоки реки Сурхандарья

Как отмечалось выше, наиболее крупными правыми притоками Сурхандарьи являются реки Сангардак и Ходжаипак. Площадь водосбора первой из них 889 км²; средняя взвешенная высота равна 2286 м, а высоты более 2500 м занимают всего 5,4% общей площади (в водосборе р. Туполанг — 15,4%, р. Каратаг — 14,5%). В силу этого роль высокогорных снегов в питании р. Сангардак существенно меньше, чем в питании составляющих Сурхандарьи, что и определяет внутригодовое распределение ее стока: максимум расходов в мае (в среднем 44,2 м³/сек.), спад расходов до ноября, устойчивость расходов воды на протяжении октября—января (4,38—4,04 м³/сек.) и начало подъема расходов в феврале. Средний расход воды р. Сангардак (за 1928—1960 гг.) равен 15,1 м³/сек., средний модуль стока $M_0 = 17{,}0$ л/сек. км².

Река Ходжаипак, имеющая наименьшую высоту водосбора из всех рассмотренных выше рек, за исключением Акджарсая ($H_{ср} = 1968$ м), отличается сравнительно невысокой удельной и абсолютной водоносностью. При площади водосбора 794 км² ее средний расход воды определяется 6,39 м³/сек., а средний модуль стока — 8,0 л/сек. км².

Характер питания р. Ходжаипак обусловливает прохождение по ней весьма интенсивных селей. Наиболее интенсивный сель был отмечен 4/IV 1930 г. Сель, несущий до 400 м³/сек., начался в 14 час. и закончился, постепенно ослабевая, около полуночи. Приведенное значение расхода селя весьма приближенно, так как основано на глазомерных определениях.

Следует заметить, что вся предгорная зона, нижние и средние пояса гор и невысокие горы бассейна Сурхандарьи, так же как и других бассейнов Средней Азии, являются областью селевой деятельности.

Река Ширабад

Бассейн р. Ширабад, последнего притока Аму-Дарьи, расположен между бассейнами Сурхандарьи и Кашкадарьи. Длина реки 186 км, площадь водосбора 2950 км². Водосбор р. Ширабад отличается незначительной высотой. Его средняя взвешенная высота равна 1495 м, наибольшая — 3913 м, а наименьшая — 605 м. Ниже 1500 м располагается 55,5% площади водосбора, а ниже 2000 м — 81,3%. При такой высотной характеристике

водосбора в некоторых сухих районах Средней Азии можно уже наблюдать периодически действующие водотоки. Учитывая, однако, обильное увлажнение атмосферными осадками водосбора Сурхандарьи и прилегающего к нему водосбора р. Ширабад (с учетом, конечно, высоты водосборов), а также сравнительно большую площадь, не приходится удивляться, что р. Ширабад при выходе из гор имеет ток воды круглый год. Все же весьма незначительная высота водосбора обусловливает низкую удельную водоносность, которая исчисляется 2,55 л/сек. км². Тем не менее она превышает удельную водоносность водосборов рек Атрек, Мургаб и Теджен. По удельной водоносности водосбор р. Ширабад с учетом его высотных условий не выделяется из рек юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Не выделяется р. Ширабад и по изменчивости годового стока, которая, естественно, высокая (C_v=0,36). Зато внутригодовое распределение стока находится в вопиющем несоответствии с высотными условиями ее водосбора.

Действительно, исходя из высотных условий, а также из ориентации водосбора, наибольший средний месячный расход воды р. Ширабад должен был бы иметь место в апреле или даже в марте, сток за июль—сентябрь должен быть по крайней мере ниже 5% годового, а δ не превышать 0,05. Фактически же наибольший средний месячный расход р. Ширабад наблюдается в мае, причем июньский расход сравнительно мало отличается от майского (соответственно 18,3 и 20,6 м³/сек.), сток июля—сентября составляет 17,4% годового, а δ=0,28. Начало, конец и продолжительность половодья также резко выпадают из общих закономерностей. Достаточно сказать, что начало половодья р. Ширабад в среднем наблюдается 24/II, т. е. позже на 8 суток, чем р. Ходжаипак, одновременно с началом половодья на р. Сангардак и всего лишь на 5 суток раньше, чем на реках Туполанг и Каратаг, водосборы которых расположены выше водосбора р. Ширабад более чем на 1000 м. Зарегулированность стока р. Ширабад чрезвычайно высокая. Коэффициент внутригодовой неравномерности стока этой реки равен всего 0,32, т. е. существенно меньше, чем у рек Туполанг и Каратаг, не говоря уже о р. Ходжаипак. Таким образом, р. Ширабад является одной из интереснейших рек Средней Азии (в смысле отклонения от общих закономерностей). Объяснить перечисленные выше аномалии в режиме можно, по-видимому, наличием в ее водосборе котловин, заполненных обломочным материалом, чем вызывается запаздывание половодья и хорошее сезонное регулирование стока.

Средний многолетний расход воды р. Ширабад при выходе из гор и до разбора воды на орошение составляет 7,5 м³/сек. Ввиду маловодности р. Ширабад земли в нижней части ее течения подпитываются водой из Сурхандарьи.

Река Кашкадарья

(L=310 км; $F_в$=8780 км²)

Гидрографическое описание реки. Между западными оконечностями Зеравшанского и Гиссарского хребтов расположена обширная, но маловодная долина Кашкадарьи.

В верхнем течении река протекает по обширному плато, в которое она глубоко врезалась. Долина реки узкая, V-образная, местами несколько расширяется, местами переходит в теснины, сложенные из конгломератов и известняков. Выделяются расширения у сел Фароб и Нижний Муса-Базар, где ширина долины по дну достигает 250—300 м. Протяжение теснин различно: от 200 м (ниже с. Фароб) до 10 км (между реками Кассатарош и Яргак), ширина их по дну очень мала, высота крутых, зачастую отвесных склонов от 50 до 120 м. По выходе из теснины ниже устья р. Яргак долина расширяется до 100—200 м. Впервые появляется пойма, достигающая у с. Дуоба ширины 100 м. Отдельные участки первой террасы заняты садами и виноградниками. Русло умеренно извилистое. От с. Хазрети-Башир начинается водозабор в каналы. От с. Дуоба и до устья р. Гузардарья долина Кашкадарьи врезана в дно межгорной котловины. Преобладающая ширина ее до устья р. Аксу равна 150—200 м, ниже — 800—1500 м, к с. Чиракчи долина несколько сужается. Наибольшее сужение долины имеет место у с. Чимкурган (до 150 м). На всем протяжении участка имеется пойма, чаще у одного из берегов. У с. Дуоба, как уже отмечалось, ширина поймы до 100 м. Ниже впадения р. Аксу пойма имеет ширину несколько сот метров и развита преимущественно по левому берегу. Местами пойма заболочена. Русло умеренно извилистое, разветвленное. Русло реки от с. Чим и ниже сильно деформирующееся. На протяжении всего участка река интенсивно разбирается на орошение. Ниже устья Гузардарьи начинается Каршинский оазис с разветвленной сетью каналов. Русло реки извилистое. Берега крутые, местами отвесные, высотой 1—3 м. Ниже оазиса умеренно извилистое русло реки, носящее название Майманакдарья, постепенно теряется в Каршинской степи.

Выйдя из гор в широкую долину, р. Кашкадарья принимает слева ряд притоков, большинство из которых по водоносности превышает Кашкадарью. Первым ее притоком является маловодная речка Джиныдарья. В 18 км выше г. Чиракчи в Кашкадарью впадает самая водоносная река бассейна Аксу, а еще ниже — р. Танхаз. Вторая по водоносности река бассейна Кашкадарьи — р. Яккабаг — непосредственно до нее не доходит. Выйдя из гор, она разделяется на два почти равноценных рукава: в западном направлении отходит Карабаг, вправо — Кызылсу. Последняя впадает в р. Танхаз, и уже по ее руслу воды

р. Яккабаг доходят до Кашкадарьи. В низовьях Карабаг представляет собой ирригационный канал среднего размера.

Перечисленые притоки Кашкадарьи в пределах горной области являются типичными горными потоками, стремительно протекающими в узких с крутыми склонами долинах, во многих местах переходящих в каньоны и теснины часто с отвесными стенами. Незначительные расширения долин (до несколько сот метров) встречаются редко, поэтому места, удобные для устройства водохранилищ, на этих реках единичны, а объемы таких водохранилищ небольшие. Пойма обычно отсутствует.

Выйдя из гор, реки разбиваются на несколько рукавов и протекают в глубокой пойме (шириной до 300—400 м) с обрывистыми берегами, высота которых вниз по течению, как правило, уменьшается.

Последним левым притоком Кашкадарьи, доносящим до нее воду, является р. Гузар, образующаяся слиянием рек Каттауру и Кичикуру. Нижнее течение ее носит название Карасу.

Следует отметить также небольшую речку Лянгар, расположенную между реками Яккабаг и Гузар. Лянгар разбирается на орошение по выходе из гор и иссякает, далеко не доходя до Кашкадарьи.

Правобережные притоки Кашкадарьи, стекающие с южного склона невысокого хребта Каратепе, носят саевой характер. Они или совсем не доносят своих вод до Кашкадарьи, или сбрасывают в нее ничтожное количество воды, за исключением кратковременных периодов, когда по ним проходят сели. Наиболее крупными водотоками такого типа являются Аякчисай и Калкамасай (Кумдарья). Последняя совершенно не связана с Кашкадарьей.

В бассейне Кашкадарьи вступило в строй крупное Чимкурганское водохранилище. Предполагается строительство Пачкамарского водохранилища на р. Гузар.

Питание. Режим жидкого стока. Из рассмотренных притоков Кашкадарьи наибольшей высотой водосбора отличаются Яккабаг, Аксу и Танхаз. Средние взвешенные высоты водосборов соответственно равны 2702, 2444 и 2170 м.

Несмотря на большую среднюю взвешенную высоту водосбора, Яккабаг характеризуется существенно меньшим распространением значительных высот по сравнению с водосбором Аксу. В последней высоты более 4000 м занимают 2,2% всей площади водосбора, а высоты более 3500 м — 11,8%. В водосборе р. Яккабаг высоты более 4000 м занимают всего 0,2%, а высоты более 3500 м — 10,8%. Не удивительно поэтому, что в водосборе Аксу отмечается хотя и незначительное, но все же бóльшее оледенение, чем в водосборе р. Яккабаг. Наиболее крупными ледниками водосбора Аксу являются Батырбай и Северцева. Площадь первого ледника 1,3 км², а второго 1,38 км².

Общая площадь оледенения водосбора не превышает 1,5 км². В водосборах других рек оледенение отсутствует.

Отличаясь наиболее высоко расположенными водосборами, реки Аксу, Яккабаг и Танхаз, вполне естественно, характеризуются наиболее поздней концентрацией стока и наиболее высокой удельной водоносностью.

Максимальных значений средние месячные расходы воды у всех трех рек достигают в июне, минимальных — в декабре—январе. Сток за июль—сентябрь р. Аксу составляет 72% стока за март—июнь, р. Яккабаг — 46% и р. Танхаз — 39% (табл. 83). Средние модули стока у них соответственно равны 14,6; 13,4 и 10,3 л/сек. км². Средний годовой расход р. Аксу вместе с ее правым притоком Карасу равен 13,8 м³/сек.; р. Яккабаг с ее левым притоком Турнабулак — 8,08 м³/сек. и р. Танхаз — 4,30 м³/сек.

Эти три реки играют решающую роль в формировании режима Кашкадарьи в среднем течении, так как дают 78% поверхностного притока воды в верхнюю часть долины Кашкадарьи.

Водосборы Кашкадарьи и особенно Джинылдарьи отличаются незначительной высотой. Средняя взвешенная высота водосбора первой равна 1823 м, а второй — 1573 м. Наивысшая отметка водосбора Кашкадарьи не превышает 3157 м, водосбора Джинылдарьи — 3050 м. Высоты ниже 2000 м занимают в водосборе первой 67%, а в водосборе второй 79,5%.

По этой причине Кашкадарья относится к рекам снегового питания, очень близко приближаясь к рекам снегово-дождевого питания, а Джинылдарья близ устья (с. Паландар) является типичной представительницей рек снегово-дождевого питания. Минимальные расходы у них приходятся на конец лета—начало осени, а наибольшие расходы, как правило, имеют место в апреле.

Сток июля—сентября, почти исключительно обусловленный подземным питанием, ничтожен и составляет у Кашкадарьи 11,7% годового стока, а у Джинылдарьи — 4,4 и 15,1% (у с. Паландар и с. Джаус соответственно). Нужно иметь в виду, что режим р. Джинылдарьи как у с. Паландар, так и у с. Джаус изменен разбором воды на орошение, в особенности у первого селения.

Обе реки отличаются большой изменчивостью годового стока и особенно максимальных расходов, которые формируются при значительном участии ливней. В силу этого и паводки на этих реках, главным образом на Джинылдарье, носят селевой характер, и в отдельные годы реки в течение кратковременных периодов несут огромное количество воды.

Средний годовой расход Кашкадарьи и Джинылдарьи вместе взятых равен 6,89 м³/сек. Обращает на себя внимание высокое значение стока воды этих рек в октябре—феврале. Это является

Таблица 83

Характеристика стока притоков Кашкадарьи

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Площадь водосбора выше пункта в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Площади, занятые высотой, в % от площади водосбора		Период наблюдений, гг.	Средний расход в м³/сек.		
				>4000 м	>3500 м		III	IV	V
Кашкадарья — с. Варганзи	970	468	1823	—	—	1926—60	10,7	15,5	10,5
Джинындарья — с. Паландар	367	359	1573	—	—	1931—41	(2,62)	(4,80)	3,61
» с. Джаус		163	—	—	—	1941—60	1,99	3,77	3,07
Аксу — с. Хазырнова	1050	845	2444	2,2	11,8	1927—60	6,74	13,3	21,0
Танхаз — с. Атчиги (Каттагон)	459	417 (427)	2170	0,6	6,9	1926—60	1,91	5,21	11,6
Яккабаг — с. Татар	1060	504	2702	0,2	10,8	1930—60	2,27	7,78	17,5
Гузар — с. Яртепе	3220	3170	1532	—	0,1	1928—60	7,64	16,4	13,6

Река — пункт	Средний расход в м³/сек.									
	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год
Кашкадарья — с. Варганзи	5,29	3,09	2,41	2,17	2,13	2,31	2,81	3,42	5,22	5,46
Джинындарья — с. Паландар	1,27	(0,26)	(0,22)	(0,32)	(0,58)	(0,85)	(0,83)	(0,92)	(1,73)	(1,50)
» с. Джаус	1,40	0,95	0,82	0,83	0,84	0,88	0,87	0,86	0,99	1,43
Аксу — с. Хазырнова	31,9	27,5	15,9	9,07	5,83	4,70	4,10	3,74	4,20	12,3
Танхаз — с. Атчиги (Каттагон)	14,1	8,21	3,04	1,65	1,30	1,21	1,13	1,08	1,14	4,30
Яккабаг — с. Татар	22,3	14,2	5,59	2,91	2,12	1,86	1,63	1,29	1,45	6,74
Гузар — с. Яртепе	8,40	4,80	3,07	2,61	2,83	3,06	3,01	2,99	3,56	6,00

Река — пункт	Сток в % от годового			δ	Средний модуль стока в л/сек. км²	Крайние средние годовые расходы в м³/сек.	Коэффициент вариации годового стока (C_v)
	III—VI	VII—IX	X—II				
Кашкадарья — с. Варганзи . .	64,0	11,7	24,3	0,18	11,7	8,66—2,92	0,34
Джинындарья — с. Паландар	(68,3)	(4,4)	(27,3)	(0,065)	(4,2)	—	—
„ с. Джаус . .	59,6	15,1	25,3	0,25	4,0	—	—
Аксу — с. Хазырнова . . .	49,2	35,5	15,3	0,72	14,6	16,5—7,22	0,20
Танхаз — с. Атчиги (Каттагон)	63,6	25,0	11,4	0,39	10,3	6,79—2,11	0,25
Яккабаг — с. Татар	61,6	28,1	10,3	0,46	13,4	9,42—3,70	0,24
Гузар — с. Яртепе	64,0	14,6	21,4	0,23	1,89	11,3—2,27	0,39

Река — пункт	Максимальный расход		Минимальный средний месячный расход		Минимальный срочный расход	
	м³/сек.	дата	м³/сек.	месяц и год	м³/сек.	дата
Кашкадарья — с. Варганзи . .	98	8/III 1942 г.	0,86	X 1928 г.	0,60	1, 24—31/X 1928 г.
Джинындарья — с. Паландар	53,2	27/IV 1935 г.	0,02	VI—VIII 1936 г.	0,00	В ряде лет
„ с. Джаус . .	26,8	22/III 1953 г.	0,34	-VIII 1948 г.	0,29	5/II 1948 г.
Аксу — с. Хазырнова . . .	138	16/V 1953 г.	2,23	II 1944 г.	0,60	19, 20/XII 1929 г.
Танхаз — с. Атчиги (Каттагон)	82,5	19/V 1935 г.	0,62	II 1944 г.	0,35	4/I 1937 г.
Яккабаг — с. Татар	148	21/IV 1958 г.	0,91	I 1934 г.	0,35	31/I 1934 г.
Гузар — с. Яртепе	182	9/V 1952 г.	1,27	VIII 1947 г.	0,40	8/I 1928 г.

результатом, с одной стороны, значительного подземного питания, а с другой стороны, малых высот водосборов этих рек, в силу чего выпадение жидких осадков и подтаивание снега возможны на большой площади в течение почти всего этого периода.

По данным М. А. Шмита, суммарный расход группы родников в районе с. Хозрети-Башир в водосборе Кашкадарьи осенью 1928 г. составлял 2,0 м³/сек. Им же было прослежено, что летом того же года в 4—5 км выше с. Хозрети-Башир в русле р. Кашкадарья тока воды не было и та вода, которая по ее руслу поступала к с. Варганзи и далее, являлась исключительно родниковой.

Суммарные средние месячные расходы воды рек Кашкадарья, Джинындарья, Аксу с р. Карасу, Танхаз и Яккабаг с р. Турнабулак даны в табл. 84.

Расходы воды, приведенные в табл. 84, показывают, что в формировании режима Кашкадарьи в среднем ее течении (от выхода из гор до Каршинского оазиса) преобладающую роль играют реки Аксу, Яккабаг и Танхаз (наибольшие расходы в июне и т. д.).

Небольшая речка Лянгар имеет средний расход воды 0,9 м³/сек., максимальных значений расходы воды достигают в апреле—мае.

Река Гузар, впадающая в Кашкадарью непосредственно перед Каршинским оазисом, имеет водосбор, отличающийся незначительной высотой. Его средняя взвешенная высота равна 1532 м, причем высоты ниже 2000 м занимают в нем 79,4%. Малая высота водосбора определяет характер питания и внутригодового распределения стока реки, а также ничтожную удельную водоносность ее водосбора. Этому способствует, кроме того, менее благоприятное по сравнению с рассмотренными реками расположение водосбора р. Гузар по отношению к движению влажных воздушных масс. В результате средний модуль стока оказывается равным всего 1,89 л/сек. км². Основная масса стока р. Гузар образуется за счет таяния сезонных снегов, расположенных на невысоких горах, поэтому наибольших значений расходы достигают рано — обычно в апреле. Годовой минимум расходов наблюдается, как правило, в сентябре.

В формировании максимальных расходов реки значительное участие принимают ливни, в силу чего по ней проходят селевые паводки, на гребне которых расходы воды могут достигать нескольких сотен кубических метров в секунду (гидрометеорологической станцией они не зафиксированы).

Характер питания р. Гузар обусловливает и крайнее непостоянство ее годового стока; в этом отношении она превосходит все реки Кашкадарьинского бассейна, за исключением, разумеется, типичных саев.

Правобережные притоки Кашкадарьи стекают с южного склона невысокого хребта Каратепе. Здесь насчитывается до 18 сравнительно больших и множество мелких саев. Все они объединяются в четыре самостоятельные системы (с востока на запад): Шурабсая ($F=49{,}4$ км^2), Макрида ($F=47{,}5$ км^2), Аякчи ($F=125$ км^2) и Калкамы ($F=350$ км^2). Из всех названных саев более или менее изучен только режим двух последних. Средний расход их может быть приближенно оценен соответственно 1,1 и 2,30 м^3/сек. Средние месячные расходы у них достигают наибольших величин в марте, а наименьших — в августе—октябре.

Учтенный поверхностный сток из горной области бассейна Кашкадарьи составляет 43,4 м^3/сек., а суммарный приток поверхностных вод из горной области бассейна в равнинную без большой погрешности может быть оценен средним многолетним расходом 50 м^3/сек. Таким образом, весь поверхностный сток бассейна не превышает стока одной р. Туполанг (одна из составляющих Сурхандарьи).

С 1 км^2 горной области бассейна Кашкадарьи, которая занимает 8780 км^2, стекает не более 5,7 л/сек. км^2.

Весь сток, образованный горной областью бассейна, целиком рассеивается в атмосферу в пределах равнинной области, причем большая часть пригодных для использования земель из-за отсутствия воды не орошается. В бассейне Кашкадарьи разрыв между земельным фондом и водными ресурсами проявляется наиболее ярко, за исключением рек Туркмении.

Скудость водных ресурсов Кашкадарьинского бассейна и плохое соответствие внутригодового распределения стока потреблению воды сельскохозяйственными культурами, в первую очередь хлопчатником, побудили построить Чимкурганское водохранилище и Искиангарский канал, забирающий воду из Зеравшана. Однако коренным образом решить водную проблему можно только с подведением сюда аму-дарьинской воды.

В результате интенсивного разбора на орошение по выходе из гор не все реки бассейна Кашкадарьи, даже наиболее крупные из них, как Аксу, Яккабаг и Танхаз, имеют постоянный транзитный сток на всем протяжении; он иногда прерывается, и лишь на периферии конусов выноса этих рек их русла вновь наполняются водой за счет выклинивания грунтового потока.

Следует отметить, что родники и поступления подземных вод в русла рек сосредоточены в основном в треугольнике, основание которого примыкает к периферии конусов выноса рек Аксу, Танхаз и Яккабаг и примерно совпадает с меридианом г. Китаба, а вершина лежит у г. Чиракчи.

Восточнее меридиана г. Китаб на конусах выноса рек наблюдается интенсивная инфильтрация поверхностных вод. Потери поверхностного стока здесь весьма значительны. Аналогич-

ная картина, только меньшего масштаба, наблюдается на конусе выноса р. Гузар и других более мелких рек и саев.

Изменение режима и водоносности Кашкадарьи по ее длине (в пределах равнинной области бассейна) в современных условиях зависит не столько от физико-географических факторов, сколько от хозяйственной деятельности человека. Наличие на ней и всех ее притоках орошаемых площадей отнимает от Кашкадарьи огромные массы стока в вегетационный период и вместе с тем способствует питанию грунтовых вод, выклинивание которых повышает водоносность невегетационного периода. Сопоставление суммарных расходов рек Кашкадарья и Джинылдарья, Аксу, Танхаз и Яккабаг с расходами в створе Чиракчинской станции (табл. 84, 85), расположенной непосредственно после впадения в Кашкадарью перечисленных притоков, указывает на:

а) резкое уменьшение расходов воды в мае—октябре, когда сток в створе Чиракчинской станции составляет всего 50% суммарного стока перечисленных выше рек; особенно интенсивное уменьшение расходов реки имеет место в августе и сентябре. В эти месяцы расход воды у г. Чиракчи равен 25 и 29% суммарных расходов составляющих Кашкадарью рек;

б) увеличение стока реки у г. Чиракчи в ноябре—апреле по отношению к суммарному поверхностному притоку из горной области бассейна. В этот период сток реки у г. Чиракчи равен 132% последнего;

в) общее уменьшение стока Кашкадарьи у г. Чиракчи по сравнению с суммарным стоком собственно Кашкадарьи и ее притоков в размере 24% последнего.

Подобная трансформация режима жидкого стока наблюдается и на дальнейшем протяжении реки, что подтверждается расходами р. Майманакдарья (у г. Кассан), средний расход которой в мае—октябре более чем в два раза уступает расходу за ноябрь, а средний расход воды составляет всего 23% учтенного поверхностного притока в Китабо-Шахризябскую котловину (см. табл. 84 и 85).

В большинстве лет ток воды по Майманакдарье доходит только до с. Мубарек; во вторую половину лета русло реки в течение нескольких суток бывает сухим у самого г. Карши и даже несколько выше. В годы особо многоводные воды реки проникают в пустынные пространства до с. Караул-Базар и даже до окраины Бухарского оазиса в низовьях р. Зеравшан.

Если учесть, что сток Кашкадарьи используется и ниже Каршинского оазиса, то сброс воды может быть в среднем оценен в размере не свыше 6 м³/сек., или 12% общего поверхностного притока в равнинную область бассейна, что свидетельствует об исключительно полном использовании водных ресурсов

Таблица 84

Суммарные расходы рек Кашкадарья, Джинындарья, Аксу, Танхаз и Яккабаг при выходе в Китабо-Шахризябскую котловину

Средние расходы в м³/сек.													Сток в % от годового		
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–II
26,8	53,6	71,2	78,5	55,8	29,2	17,9	13,5	12,2	11,8	11,7	14,7	33,1	58,0	25,9	16,1

Таблица 85

Средние расходы воды Кашкадарьи в м³/сек.

Пункт	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	V–X	XI–IV
г. Чиракчи	39,3	61,2	49,9	38,4	22,3	7,40	5,06	9,96	14,0	16,7	17,3	22,2	25,3	22,2	28,5
г. Кассан	17,0	28,5	17,1	9,88	1,99	0,12	0,00	0,04	0,13	3,67	5,37	7,20	7,68	4,85	10,5

Таблица 86

Поступление грунтовых вод или потери воды (—) в руслах рек бассейна Кашкадарьи в м³/сек.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	V–X	XI–IV
Поступления воды в русла рек Кашкадарья, Аксу, Танхаз, Яккабаг и Гузар и потери воды	6,1	6,2	—4,3	—9,3	—6,9	—2,1	—1,5	—1,3	0,4	2,0	8,5	8,7	0,6	—4,2	5,3
Родники	3,3	3,3	2,9	2,7	2,5	2,3	2,3	2,4	2,6	2,8	3,0	3,1	2,8	2,5	3,0

бассейна, в особенности если учесть отсутствие регулирования стока [1].

Для суждения о количестве дополнительных вод, которые могут быть использованы в равнинной области бассейна, сверх учтенного притока поверхностных вод из горной области, а также о потерях в руслах основных рек рассматриваемого бассейна приведены данные Средазгипроводхлопка (табл. 86).

Согласно данным табл. 86, количество учтенных дополнительных вод составляет около 8% учтенного поверхностного притока из горной области бассейна (напоминаем, что учтенный поверхностный приток составляет 43,4 м³/сек.).

Река Зеравшан

Общая характеристика бассейна. Бассейн р. Зеравшан, расположенный между Туркестанским и Гиссарским хребтами и западными отрогами Туркестанского и Зеравшанского хребтов (хребты Чумкартау, Нуратау, Каратепе, Зирабулакские и Зиадинские высоты), разделяет два крупнейших речных бассейна Средней Азии — Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи.

Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты, в особенности на востоке, а Зеравшанский хребет между поперечными долинами Фандарьи и Кштута достигают весьма значительных высот. Отдельные вершины первых двух хребтов превышают отметки 5000 м, а Гиссарского почти достигают 5000 м. Поэтому на значительном протяжении гребни хребтов поднимаются выше снеговой линии, несут покров вечных снегов и имеют большое количество снежников и ледников. По предварительным данным М. Насырова, в водосборе Зеравшана насчитывается около 400 ледников (387). Больше половины их (198) располагается в водосборе р. Матча. Общая площадь оледенения достигает 476 км². Нужно иметь в виду, что часть ледников, возможно, в действительности является снежниками. Ледников с площадью $\geqslant 10$ км² всего три.

На западе высоты хребтов Туркестанского и Зеравшанского резко уменьшаются, а их отроги отличаются незначительной высотой. Так, хребты Нуратау и Каратепе только в наивысших точках выдаются за отметки 2000 м, а максимальная отметка Зерабулакских высот равна всего 1112 м. Благодаря этому все притоки Зеравшана западнее р. Магиан представляют собой или водотоки селевого характера, или типичные саи.

В далеком прошлом Зеравшан был притоком Аму-Дарьи, но

---

[1] Столь высокое использование стока воды достигалось в значительной степени наличием условно поливных земель, т. е. земель, которые поливаются при избытке воды.

с развитием орошения потерял с ней связь и, по существу, должен рассматриваться как самостоятельный речной бассейн.

В экономическом отношении долина Зеравшана является одним из важнейших хлопковых районов Узбекистана.

Верхнее течение р. Зеравшан (до впадения Фандарьи) часто называется Матча. Хотя по направлению р. Матча является прямым продолжением р. Зеравшан, для удобства будем рассматривать ее как одну из составляющих Зеравшана.

В 56 км ниже слияния рек Матча (правая) и Фандарья (левая) Зеравшан принимает слева довольно значительный приток р. Кшут, а в 94 км также слева — р. Магиан; остальные притоки Зеравшана от слияния рек Матча и Фандарья до устья р. Магиан представляют собой незначительные речки, многие из которых не доходят до Зеравшана или совсем, или большую часть года.

Западнее устья р. Магиан Зеравшан не принимает ни одного крупного притока, а западнее меридиана плотины им. 1-го Мая, где река выходит в широкую межгорную Зеравшанскую котловину, многочисленные речки и саи, стекающие с хребтов Нуратау и Каратепе, разбираясь на орошение, за редким исключением, не доходят до Зеравшана, а часть из них летом пересыхает вовсе.

В формировании стока Зеравшана они, по существу, не играют никакой роли, в питании грунтовых вод Зеравшанской котловины их роль также невелика. Наиболее крупные водотоки этого типа стекают со склонов хребта Нуратау. Из них заслуживают упоминания реки Карасу, Дарын (Турсун) и Актюбе, имеющие площади водосборов, превышающие 700 км², а первая — даже 1000 км². Площади водосборов остальных саев, даже наиболее крупных, исчисляются несколькими десятками квадратных километров и очень редко превышают 100 км².

В нижнем течении Зеравшана, где он выходит из пределов Зеравшанской котловины в обширные пустынные пространства Кызылкумов, отсутствуют даже не подходящие до реки периодически действующие водотоки.

Общий сток из горной области бассейна может быть оценен 190 м³/сек. Если этот расход отнести к 1 км² поверхности горной области, площадь которой без Зерабулакских и Зиадинских высот, отличающихся совершенно ничтожным поверхностным стоком, исчисляется 17 710 км², то мы получим средний модуль стока в размере 10,7 л/сек. км².

Не принимая ниже устья р. Магиан, по существу, ни одного притока, р. Зеравшан интенсивно разбирается на орошение сетью ирригационных каналов.

Небезынтересно отметить, что протяженность только магистральных каналов, забирающих воду из Зеравшана, составляет около 2500 км, причем крупнейшие из них имеют пропускную

способность, превышающую расходы многих рек Средней Азии, и приобрели облик естественных рек (меандры, террасы, острова и пр.).

Из числа этих каналов необходимо упомянуть каналы Даргом, Нарпай (Зеравшанская котловина), Шахруд и Вабкент (Бухарский оазис).

В результате разбора на орошение водоносность Зеравшана постепенно уменьшается, и у г. Каракуль, после последнего ирригационного веера, русло реки под названием Тайкыр заканчивается в соленом пересыхающем озере Денгиз-Куль. Русло Тайкыра в пределах Каракульского оазиса используется как ирригационный канал и за его пределами в течение ряда лет бывает сухим. Таким образом, за устье Зеравшана следует считать ирригационный веер у г. Каракуль.

В нижнем течении р. Зеравшан имеется большое количество озер. Питаются они в большинстве случаев за счет сброса воды из ирригационных каналов и рукавов Зеравшана и в меньшей степени за счет подземных вод. В некоторых из этих озер вода имеется только в течение некоторого периода года, часть же пересохла вовсе. Общее число озер в нижней части бассейна Зеравшана превосходит сорок. Наиболее крупными из них являются Денгиз-Куль, Саман-Куль, Кунджа-Куль, Ходжкоб и др.

Озера завершают рассеивание поверхностного и отчасти подземного стока, который выше расположенными площадями не был полностью возвращен в атмосферу. В результате ни одной капли поверхностного стока, образованного горной областью бассейна, не выходит за пределы его равнинной части[1]. Как показали гидрогеологические исследования, подземный отток за пределы бассейна весьма незначителен.

Река Матча (L=200 км; F=4650 км^2). Матча берет начало из крупнейшего ледника бассейна, известного под названием Зеравшанского. Ледник расположен в центре горного узла Коксу (Матча), где сходятся хребты Туркестанский, Зеравшанский и Алайский. Абсолютная отметка отдельных вершин этого горного узла достигает 4500—5000 м. Отметка истока реки (грота Зеравшанского ледника) 2775 м.

Самая верхняя часть долины р. Матча, представляющая собой продольную долину, заложенную между Туркестанским и Зеравшанским хребтами, является широким ледниковым трогом с ровным дном и относительно незначительным уклоном. Река течет здесь в низких берегах, часто перемещая среди наносов свое русло. Склоны долины в нижней их части падают крутыми обрывами. Террасы на протяжении примерно 15 км

---

[1] Если не считать небольшого количества зеравшанской воды, которая по каналу Искитюятартар подается в р. Санзар, относящуюся уже к бассейну Сыр-Дарьи.

от конца ледника почти совсем не развиты. Ниже, однако, река начинает постепенно врезаться в дно долины и течет в ущельеобразной долине, окаймленной местами конгломератными террасами, образующими вертикальные обрывы к реке.

Террасы значительно развиты только к западу от с. Дихляр, а западнее с. Яром начинается область наиболее полного развития террас, достигающих здесь наибольшей ширины (например, у с. Айни, у устья реки, терраса, на которой располагается село, достигает почти 1,5 км в ширину). Река течет среди этих террас на дне глубокого каньона с отвесными стенами. Это типичная горная река со стремительным и бурным течением. Местами, там где развиты более твердые породы, долина суживается, сжатая скалистыми выступами склонов. Террасы в таких местах часто совсем исчезают.

Согласно широтному простиранию хребтов, слагающих бассейн, последний сильно вытянут с востока на запад. При длине 185 км максимальная ширина бассейна не превышает 39 км. Подобная форма бассейна и характер орографии препятствуют образованию крупных притоков, но зато способствуют созданию большого числа мелких, круто падающих речек, число которых достигает 70. Длина притоков р. Матча лишь в редких случаях превышает 20 км.

Питание. Режим жидкого стока. Бассейн р. Матча относится к числу наиболее высоко расположенных бассейнов Средней Азии. Его средняя взвешенная высота составляет 3154 м, причем высоты более 3500 м занимают в нем 31,9% общей площади водосбора, а высоты более 4000 м — 15,6%. Более детальная высотная характеристика р. Матча дается на рис. 130, там же для сопоставления приведены гипсометрические кривые водосборов рек Фандарья и Зеравшан.

Распространение больших высот в водосборе р. Матча должно свидетельствовать о наличии значительного оледенения и развитии вечных снегов в ее бассейне. И действительно, здесь зарегистрировано 198 ледников, из которых два — ледник Зеравшанский и Рама, в особенности первый, относятся к наиболее значительным ледникам Средней Азии, а общая площадь оледенения составляет 375 км^2.

Длина Зеравшанского ледника равна 24,7 км, площадь только главного потока исчисляется 40,8 км^2. Длина ледника Рама около 20 км.

Интересно отметить, что оба ледника спускаются очень низко. Нижний конец языка Зеравшанского ледника имеет отметку 2775 м, а ледника Рама — 2822 м, что обусловливает интенсивное таяние обоих ледников и вследствие этого несколько повышенное ледниковое питание реки.

На южном склоне Туркестанского хребта, несмотря на большую крутизну склонов и южную экспозицию, препятствующих

образованию снежников и ледников, наличие оледенения достоверно установлено почти до меридиана 70° в. д. На северном склоне Зеравшанского хребта в силу северной его ориентации оледенение отмечено почти до 69° в. д. Сказанное выше свидетельствует о весьма значительном участии в питании реки высокогорных снегов и ледников.

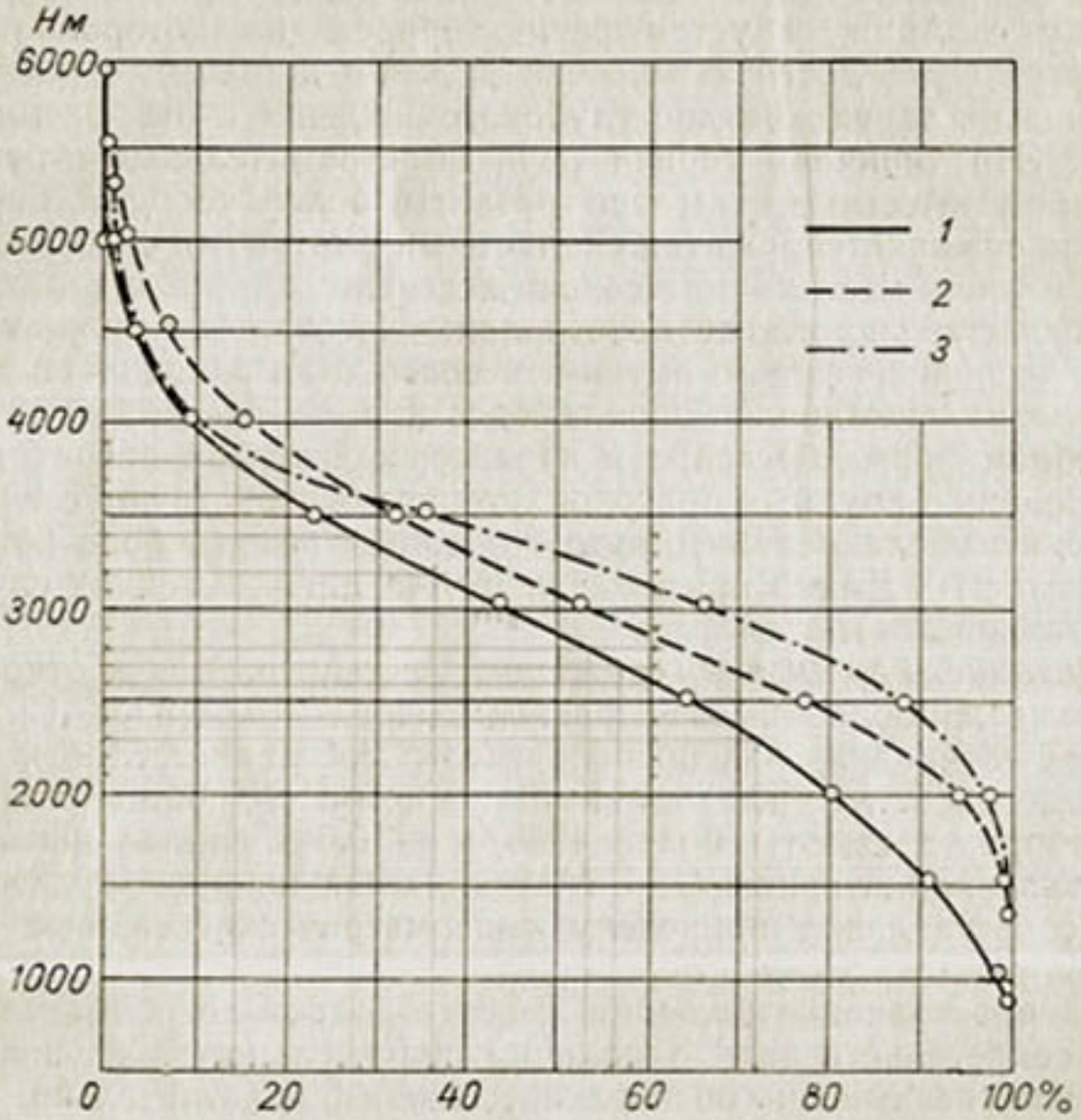


Рис. 130. Гипсометрические кривые бассейнов рек Зеравшан, Матча и Фандарья.

1 — Зеравшан — плотина им. 1-го Мая, *2* — Матча — устье, *3* — Фандарья — устье.

Ледниковое питание р. Матча составляет 22% ее годового стока (в июле—сентябре 37%, см. главу II первой части). Таким образом, р. Матча относится к разряду рек с наиболее высоким ледниковым питанием.

Благодаря описанному выше характеру питания ход расходов воды р. Матча в период интенсивного таяния запасов снега и льда следует ходу температур воздуха, причем начало подъема расходов воды наблюдается поздно и основная масса стока концентрируется в июле—сентябре, т. е. в период наиболее энер-

гичного таяния высокогорных снегов и ледников. Если обратиться к результатам наблюдений за режимом реки у устья (у с. Айни), то легко убедиться в справедливости сказанного (табл. 87).

Действительно, начало половодья на Зеравшане наблюдается только во второй-третьей декадах апреля; месячный максимум расходов воды наблюдается в июле, т. е. в месяце с наивысшей температурой воздуха, августовские расходы незначительно меньше июльских, сток за июль—сентябрь в 2,58 раза превышает сток за март—июнь, минимум расходов в среднем наступает в марте и т. д.

Интересно отметить, что по внутригодовому распределению стока Матча является более «ледниковой» рекой, чем, например, Вахш. Действительно, половодье на р. Матча наступает на месяц позже, чем на р. Вахш, а сток за июль—сентябрь составляет 61,6% годового стока, тогда как у р. Вахш — всего 49,3%. Объяснение такого явления надо искать прежде всего в значительно меньшей водности снежного покрова в нижних высотных поясах водосбора р. Матча по сравнению с водосбором р. Вахш.

Средний годовой расход реки у устья составляет 80,0 м³/сек., а средний модуль стока M_0=17,2 л/сек. км². Таким образом, р. Матча дает 49% стока р. Зеравшан ниже устья р. Магиан.

Описанный выше характер питания р. Матча, обусловивший ее внутригодовое распределение стока, определяет и относительную устойчивость ее годового стока. Средние годовые расходы воды колеблются в пределах 58,0 (1951 г.) — 108 м³/сек. (1941 г.); коэффициент вариации годового стока высокий (C_v= =0,14), если учесть характер питания реки (напомним, что у р. Вахш C_v=0,12÷0,13, у р. Зеравшан 0,12, а у р. Кафирниган 0,18) [1].

Значения средних месячных расходов имеют, понятно, более широкий диапазон, обусловленный главным образом различным термическим режимом периода таяния снега в отдельные годы (см. табл. 87).

Наибольшим колебаниям подвержены майские расходы. Это вполне закономерно, так как в годы с поздним наступлением высоких температур воздуха таяние снегов нижнего и среднего ярусов гор задерживается. В годы же с ранней и дружной весной таяние снегов идет интенсивно, и расходы воды в мае достигают высоких значений.

Внутригодовое распределение стока, в основном обусловленное режимом теплового баланса данного года, подвержено в отдельные годы весьма существенным изменениям.

---

[1] Он является отчасти результатом нехарактерности периода наблюдений за режимом р. Матча.

Таблица 87

Характеристика стока воды р. Матча у с. Айни

1932—1941, 1949—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	σ	Годовой сток в % от среднего многолетнего
Расход в м³/сек.																		
средний . . .	16,4	19,8	54,6	139	248	229	115	46,5	30,1	23,8	20,6	17,8	80,0					
наибольший . .	19,9	30,7	115	279	347	293	172	67,8	39,5	31,0	26,1	22,5	—					
наименьший . .	12,4	12,1	22,9	65,5	135	177	66,4	34,2	22,0	16,5	15,6	13,5	—					
Сток в % от годового																		
средний . . .	1,7	2,1	5,7	14,5	25,8	23,8	12,0	4,8	3,1	2,5	2,1	1,9	—	24,0	61,6	14,4	2,57	100
1933-34 г. . .	1,7	1,7	4,3	11,1	26,3	27,9	13,9	4,4	2,8	2,3	1,9	1,7	—	18,8	68,1	13,1	3,63	107
1941-42 г. . .	1,2	2,0	8,9	21,6	23,2	20,4	11,3	4,4	2,3	1,8	1,5	1,4	—	33,7	54,9	11,4	1,63	132

Таблица 87 показывает, что сток воды за март—июнь в некоторые годы может достигать 33,7% годового стока, в другие — падать до 18,8%. Отношение стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь изменяется от 1,63 до 3,63. Максимальный сток в годы с наиболее поздним сосредоточением стока передвигается на август, причем июньский сток в такие годы в 2,5 раза меньше августовского. В годы же с наиболее ранней концентрацией стока максимум месячного стока приходится на июль, а расходы июня незначительно меньше июльских и несколько больше августовских.

Наибольший максимальный расход р. Матча близ устья равен 479 м³/сек. и был зарегистрирован в июне 1941 г., следующий по величине расход воды прошел 28/VII 1956 г. и был равен 446 м³/сек. Таким образом, максимальный модуль стока водосбора реки $M_{макс}=103$ л/сек. км², в то время как средний модуль стока $M_0=17{,}2$ л/сек. км².

Наименьший средний месячный расход падает до 12,1 м³/сек.; кратковременно же расходы воды могут уменьшаться до 11 м³/сек. (апрель 1940 г.).

Твердый сток. Водосбор р. Матча характеризуется весьма интенсивным смывом, достигающим 943 т с 1 км² водосбора за год (не учитывая стока растворенных веществ и влекомых наносов). В этом отношении в бассейне Аму-Дарьи р. Матча уступает только р. Вахш (не считая, конечно, небольших рек). Столь интенсивный смыв в водосборе р. Матча в первую очередь объясняется широким распространением здесь силурийских метаморфических сланцев и песчаников, легко поддающихся выветриванию и денудации, очень крутыми склонами Туркестанского и Зеравшанского хребтов, между которыми располагается долина реки, значительным количеством выпадающих осадков и т. п.

Средний годовой расход взвешенных наносов р. Матча у устья составляет 139 кг/сек. (1936—1941; 1950—1960 гг.), а средний годовой сток равен 4390 тыс. т. Средняя мутность воды значительная (1,73 кг/м³), но существенно уступает мутности воды рек Вахш, Гузар (бассейн р. Кашкадарья) и Ширабад. За июль—сентябрь Матча проносит 89,5% годового стока взвешенных наносов, на март—июнь приходится 10,1%. Таким образом, на период октябрь—февраль остается всего 0,4%.

Как мы увидим ниже, р. Матча дает почти весь сток взвешенных наносов р. Зеравшан непосредственно ниже устья р. Магиан.

Река Фандарья ($L=24{,}5$ км; $F=3230$ км²). Образуется слиянием рек Ягноб и Искандердарья.

Река Ягноб, имеющая длину 120 км, вытекает из грота небольшого ледника, находящегося на высоте около 3650 м. Верховья р. Ягноб по очертаниям напоминают обширный цирк,

имеющий в поперечнике около 20 км. Эта часть бассейна, где реки, питающиеся снегами и ледниками, стекают по радиусу в русло р. Ягноб, играет весьма существенную роль в общем питании реки. Здесь же находятся два наиболее развитых центра оледенения.

Далее на запад находится наиболее узкая часть бассейна шириной в среднем около 8 км. Долина р. Ягноб, сильно суженная близ устья Ямансу, заметно расширяется, склоны ее становятся мягкими и довольно отлогими. В среднем течении (от с. Новобад до с. Хширтаб) долина большей частью узкая и нередко представляет собой глубокое ущелье. Здесь, так же как и в бассейне р. Матча, наблюдается однообразное расположение притоков, оси которых почти нормальны к общему направлению р. Ягноб.

В нижнем течении р. Ягноб благодаря более сложной орографии однообразие гидрографической сети нарушается. Однако крупных притоков Ягноб все же и здесь не имеет (только у трех из них площади бассейна превышают 100 км², но меньше 150 км²).

Река Искандердарья вытекает из небольшого живописного горного озера Искандеркуль. Озеро имеет длину 3,26 км, наибольшую ширину 2,9 км, площадь 3,392 км² и объем 172 млн. м³, высота уровня озера 2260 м.

Питается озеро в основном водами рек Сарытаг и Хазырмечь. Первая из них больше, она берет начало из ледников Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Хазырмечь стекает с северных склонов Гиссарского хребта несколькими ручьями, вытекающими из небольших висячих ледников.

Выйдя из озера, р. Искандердарья представляет собой на протяжении первых 350 м стремительный поток. На протяжении следующих 330 м река течет плавно и медленно по широкому плесу. Берега представляют собой обрывы, поднимающиеся над горизонтом воды в реке до 150 м, ширина ущелья вверху 350—400 м.

Далее опять наблюдается сужение русла, а от пункта, называемого «Одинокий камень», начинается бурный, почти каскадный участок течения реки, в конце которого река стремительно течет в узком корытообразном русле и, наконец, на расстоянии 1,26 км от истока падает водопадом с высоты более 40 м.

Долина Искандердарьи вначале сужена, ее ширина по дну не превышает 50 м. Склоны долины скалистые, отвесно опускаются к урезу воды. Ниже долина несколько расширяется, близ устья ширина ее наибольшая и составляет по дну 300—350 м. Сильно изрезанные склоны долины здесь крутые. Преобладающая форма долины Искандердарьи V-образная. Пойма на всем протяжении реки отсутствует. Река течет в одном слабоизвилистом порожистом русле.

Река Фандарья на всем протяжении течет почти строго меридионально, прорезая Зеравшанский хребет поперечной долиной V-образной формы. Долина поверху имеет ширину до 8 км и по дну 20—300 м. В нескольких местах долина переходит в каньоны и теснины с отвесными бортами высотой 35—300 м и шириной по дну 15—30 м.

Склоны долины преимущественно выпуклые, сильно рассеченные боковыми ущельями и оврагами, во многих местах покрытые осыпями, крутые, местами отвесные. Пойма отсутствует.

Русло реки умеренно извилистое и неразветвленное. Берега большей частью совпадают с подошвой склона. Течение бурное, встречаются перепады до 2 м.

Единственным крупным притоком Фандарьи является впадающая слева р. Пасруд, вытекающая из ледника Казнок.

Общая площадь бассейна Фандарьи составляет 3230 км², из которых на водосбор собственно Фандарьи приходится 606 км² (из них в свою очередь на бассейн р. Пасруд приходится 379 км²).

Площадь бассейна р. Ягноб равна 1650 км², площадь бассейна р. Искандердарья — 974 км².

Питание. Режим жидкого стока. Средняя взвешенная высота бассейна р. Ягноб равна 3248 м, причем высоты более 3500 м занимают в нем 32,1%, а высоты более 4000 м — 7,7% общей площади водосбора.

Для бассейна Искандердарьи соответственно имеем 3375 м, 44,5 и 13,3% и, наконец, для бассейна Фандарьи в целом 3259 м, 34,5 и 9,3% (см. рис. 130).

Приведенные величины показывают, что как водосборы рек Ягноб и Искандердарья, так и р. Фандарья в целом отличаются большой высотой, превосходящей среднюю взвешенную высоту водосбора р. Матча, хотя и уступают ему в распространении высот выше 4000 м. Поэтому оледенение в бассейне Фандарьи развито довольно широко. Так, по предварительным данным М. Насырова, в водосборе Фандарьи насчитывается 118 ледников общей площадью 58 км². Таким образом, если по числу ледников водосбор р. Фандарья уступает водосбору р. Матча сравнительно немного, то по площади оледенения он уступает водосбору р. Матча более чем в шесть раз.

Вследствие меньшего распространения высот более 4000 м в водосборе р. Ягноб по сравнению с водосбором р. Матча (7,7% против 15,6%) участие в ее питании высокогорных снегов и ледников значительно меньше. Ледниковое питание р. Ягноб приближенно можно оценить 3% среднего стока реки, тогда как ледниковое питание р. Матча составляет 22%.

Кроме того, следует иметь в виду, что исключительно низкое положение концов языков крупнейших ледников в бассейне р. Матча обусловливает интенсивное их таяние и повышенное

по сравнению с нормальным ледниковое питание реки. Значительно больше по сравнению с р. Ягноб должно быть питание за счет таяния высокогорных снегов и ледников в бассейне р. Искандердарья, где высоты более 4000 м занимают относительно почти такую же площадь, как и в бассейне р. Матча (13,8%). Естественно, что условия питания и внутригодовое распределение стока р. Фандарья будут занимать промежуточное положение между таковыми рек Ягноб и Искандердарья, так как сток с водосбора собственно Фандарьи имеет небольшой удельный вес в общем ее стоке (на долю р. Ягноб приходится 52%, на долю р. Искандердарья — 30% и на долю собственно р. Фандарья — 18%). Имея в виду, что сток р. Ягноб играет наибольшую роль в стоке Фандарьи, режим последней в большей мере отражает характер его режима, чем Искандердарьи.

Все сказанное выше наглядно видно из данных наблюдений за режимом этих рек на гидрометеорологических станциях (табл. 88).

Начало половодья на р. Ягноб приходится на середину апреля, расходы воды достигают наибольших величин в июне; средний июльский расход, правда, незначительно меньше июньского; дальше расходы воды резко падают, уменьшение их продолжается до февраля—марта.

У Искандердарьи годовой минимум расходов наблюдается в марте, начало половодья — в конце апреля, годовой максимум — в июле. За июль—сентябрь река проносит 55,8% годового стока, тогда как по р. Ягноб за то же время проходит только 46,4%. Отношение стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь р. Ягноб составляет 1,08, а р. Искандердарья — 1,73.

У Фандарьи средние расходы за июль незначительно превышают июньские, а отношение стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь составляет 1,30.

Все три реки отличаются слабой зарегулированностью стока. Коэффициент внутригодовой неравномерности стока р. Ягноб равен 0,44, р. Искандердарья — 0,45 и р. Фандарья — 0,44. Таким образом, по зарегулированности стока рассматриваемые реки чрезвычайно близки к р. Матча, у которой коэффициент внутригодовой неравномерности стока равен 0,43.

Средний за ряд лет расход р. Ягноб у с. Такфан составляет 32,3 $м^3$/сек., что дает средний модуль стока 22,3 л/сек. $км^2$, р. Искандердарья при выходе ее из озера Искандер-Куль — 18,9 $м^3$/сек., что дает средний модуль стока 24,2 л/сек. $км^2$, и, наконец, для всего бассейна Фандарьи соответственно имеем 62,2 $м^3$/сек. и 19,3 л/сек. $км^2$. Таким образом, по удельной водоносности рассматриваемые реки превосходят бассейн р. Матча.

Роль Фандарьи в формировании стока р. Зеравшан меньше, чем р. Матча (соответственно 38 и 49% стока р. Зеравшан ниже устья р. Магиан).

Таблица 88

Характеристика стока воды бассейна Фандарьи

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний расход воды в м³/сек.												Сток в % от годового		
				III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
Ягноб — с. Такфан	1450	3280	1934—60	5,69	10,7	47,6	102	98,9	54,3	26,7	13,7	9,09	7,92	5,95	5,46	32,3	42,9	46,4	10,7
Искандердарья — при выходе из озера	781	3538	1929—60	3,40	4,31	16,1	49,5	64,2	42,2	20,3	9,29	5,90	4,59	3,89	3,57	18,9	32,3	55,8	11,9
Фандарья — близ устья	3230	3251	1932—41, 1948—60	11,7	18,5	72,5	183	197	118	57,5	29,0	20,3	16,1	12,3	11,6	62,2	38,3	49,8	11,9

Таблица 89

Характеристика стока воды Фандарьи близ устья

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II	δ	Годовой сток в % от среднего многолетнего
Средние расходы в м³/сек.																	
наибольшие	17,7	31,4	151	300	333	188	84,6	38,0	26,5	21,1	18,3	17,1					
наименьшие	7,71	11,0	28,7	111	113	84,9	40,4	20,6	15,7	12,0	9,71	8,34					
Сток в % от годового																	
средний	1,6	2,5	9,7	24,5	26,3	15,8	7,7	3,9	2,7	2,2	1,6	1,5	38,3	49,8	11,9	1,30	100
1935-36 г.	1,8	2,2	7,5	15,1	34,9	19,8	7,9	3,5	2,0	2,1	1,6	1,6	26,6	62,6	10,8	2,35	108
1941-42 г.	1,2	2,6	16,2	32,2	19,9	12,2	6,2	3,1	2,1	1,7	1,3	1,3	52,2	38,3	9,5	0,73	125

По устойчивости годового стока в силу меньшего участия в ее питании высокогорных снегов и ледников р. Фандарья уступает р. Матча. Ее средние годовые расходы за время наблюдений колеблются в пределах 43,1 (1957 г.) — 85,4 м³/сек. (1962 г.), а коэффициент вариации годового стока очень высок — $C_v = 0{,}19$ [1].

Из составляющих Фандарьи наименьшей изменчивостью годового стока вполне закономерно отличается Искандердарья ($C_v = 0{,}14$); Ягноб характеризуется наибольшей изменчивостью годового стока ($C_v = 0{,}18$).

Крайние значения средних месячных расходов Фандарьи даются в табл. 89.

Так же как и у р. Матча, наибольшим колебанием у р. Фандарья подвержены майские расходы.

Как видно из табл. 89, внутригодовое распределение стока у р. Фандарья по отдельным годам изменяется очень сильно. В этом отношении р. Фандарья превосходит р. Матча. В отдельные годы максимум месячного стока может наблюдаться в июне и в июле, сток за март—июнь колеблется между 26,6 и 52,2% годового стока, т. е. изменяется вдвое. Сток за июль—сентябрь имеет диапазон 38,3—62,6%, а отношение стока за второй период к стоку за первый изменяется от 0,73 до 2,35.

Таким образом, в одни годы Фандарью следует относить к рекам ледниково-снегового питания, в другие — к рекам снегово-ледникового питания.

Наибольший зарегистрированный расход Фандарьи 532 м³/сек. наблюдался 6/VII 1958 г. Следовательно, максимальный модуль стока водосбора Фандарьи $M_{макс} = 165$ л/сек. км² значительно больший, чем в бассейне р. Матча. Следующий по величине расход был равен 405 м³/сек. (8/VII 1953 г.).

Минимальный средний месячный расход р. Фандарья составляет 9,40 м³/сек., на короткое время расходы воды могут падать до 6 м³/сек. (в марте 1948 г.).

Твердый сток. Средний расход взвешенных наносов р. Ягноб у с. Такфан исчисляется 9,79 кг/сек. (308 тыс. т за год), а средняя мутность воды равна 0,298 кг/м³.

Искандердарья при выходе из озера, по вполне понятным причинам, несет чистую воду (средняя мутность равна 0,016 кг/м³), поэтому ее сток взвешенных наносов ничтожен и выражается средним расходом 0,295 кг/сек., что дает 9300 т за год.

Таким образом, с 1 км² водосбора р. Ягноб выше с. Такфан в среднем за год выносится 212 т взвешенных наносов, а с 1 км² водосбора Искандердарьи — 11,9 т.

---

[1] Это значение коэффициента вариации завышено по тем же причинам, что и для р. Матча.

Средний расход взвешенных наносов р. Фандарья у устья равен 25,8 кг/сек., а мутность воды — 0,396 кг/м³ (1938—1941, 1951—1960 гг.). Таким образом, по стоку взвешенных наносов Фандарья более чем в пять раз уступает р. Матча, а по мутности воды — более чем в четыре раза. В среднем за год Фандарья выносит 815 тыс. т взвешенных наносов. Следовательно, с 1 км² водосбора Фандарьи ежегодно выносится 252 кг взвешенных наносов. Это в 3,74 раза меньше выноса из водосбора р. Матча.

Гидрографическое описание реки Зеравшан (L=781 км; $F_в$=12 300 км²) [1]

Участок от слияния рек Матча и Фандарья до с. Кзылджар

На этом участке река протекает по узкой V-образной долине, вначале сохраняющей тот же характер, что и описанная выше долина р. Матча.

Склоны долины большей частью выпуклые, сильно рассеченные боковыми ущельями и оврагами. Выше устья р. Кштутдак (правый) они крутые и обрывистые, ниже, до с. Кзылджар (Зульфан), склоны долины становятся значительно положе, обрывистые участки склонов встречаются редко.

Террасы хотя и развиты здесь значительно, но сплошного распространения не имеют. Они сохранились лишь там, где имеются расширения долины, которые сменяются ущельями в коренных породах. Наиболее отчетливо выражены обычно вторая и третья террасы; в некоторых же местах число террас доходит до семи. Относительная высота первых двух террас порядка 1,5—2 м, остальных — 10—20 м.

Ширина наиболее развитой (третьей или четвертой) террасы достигает местами 0,3—0,5 км. За редким исключением, коренные склоны долины или уступы террас опускаются к воде обрывами или очень круто. Ширина долины по дну колеблется в очень широких пределах — от 10—30 м до 7 км.

В верхней части участка (выше устья р. Кштутдак) склоны долины часто опускаются непосредственно к урезу воды, и ее ширина в таких местах равна ширине реки. Ниже впадения р. Кштутдак долина реки расширяется. Здесь часто поверхность террас является дном долины и ширина ее доходит до 7 км (например, в районе сел Гусар и Вашист). Река, врезанная в дно долины, протекает в теснине высотой 2—20 м.

Как уже указывалось, для долины Зеравшана на рассматриваемом участке характерно наличие расширений и сужений,

---

[1] Длина вычислена по рукаву Акдарья с включением длины р. Матча; за устье принят ирригационный веер у г. Каракуль. Площадь бассейна дана для пункта при выходе реки в Зеравшанскую котловину (плотина им. 1-го Мая).

т. е. четковидное строение. В местах сужений, приуроченных к распространению более твердых пород, река протекает через теснины с отвесными коренными бортами высотой 20—50 м. Выше таких теснин наблюдаются типичные озеровидные расширения, где река течет спокойно, дробясь на рукава и образуя пойму. Наиболее значительные расширения долины имеются в 1 км ниже с. Урмитан, в 1 км ниже с. Ярок, у сел Даштыкозы, Миндана и у уроч. Дупули.

В верхней части участка пойма отсутствует; ниже она имеется только в отдельных пунктах: в районе с. Даштыкозы, Вашист, Маргидар и Гусар, т. е. приурочена к участкам расширений долины.

В период прохождения гребня паводка почти вся пойма заливается водой.

Русло реки умеренно извилистое, неразветвленное. Исключение представляют участки расширений долины, где русло сильно разветвленное.

Участок от с. Кзылджар до Ак-Карадарьинского вододелителя

В начале участка до с. Чабот долина реки с севера ограничивается горами Чумкар-Тау, которые подходят непосредственно к пойме реки. Ширина долины по дну здесь равна 5—10 км. Ниже с. Чабот река выходит в обширную Зеравшанскую котловину. Террасы на этом участке хорошо развиты и непрерывно прослеживаются на всем дальнейшем протяжении р. Зеравшан.

Дно долины представляет собой пойму, состоящую из собственно поймы и пойменной террасы. Преобладающая ширина ее 1,7—2 км; наименьшая в районе сел Камар, Фармантепе и Чабот (около 1 км) и наибольшая в районе с. Кундузяк и ниже (до 4 км). Рельеф собственно поймы плоский, изрезанный неглубокими старыми руслами.

На многих участках пойма представляет собой обширные слабоволнистые пониженные по краям поля.

В период половодья пойма заливается. Пойменная терраса затапливается только на гребне половодья в пониженных местах. На ней встречаются топкие болота и, так же как и на некоторых островах, имеются населенные пункты.

Русло реки умеренно извилистое, сильно разветвленное, особенно в пределах конуса выноса реки. Река, не имея постоянного русла, растекается по пойме многочисленными рукавами, образуя громадное количество островов.

Несколько восточнее г. Самарканда (у Ак-Карадарьинского вододелителя) Зеравшан разделяется на два постоянных рукава: северный (Акдарья) и южный (Карадарья). Рукава образуют остров длиной до 100 км и до 15 км шириной, известный под названием Миankаля. Акдарья и Карадарья соединяются вновь в одно русло западнее г. Хатырчи.

Длина Акдарьи 131 км, а Карадарьи 127 км. Как Акдарья, так и Карадарья протекают по широкой пойме, состоящей из собственно поймы и пойменной террасы.

Собственно пойма имеет ширину от 0,1 до 1 км и представляет собой плоские поля, прорезанные рукавами реки (в нижнем течении Акдарьи пойма местами отсутствует).

В период паводка вся пойма, а также и пойменная терраса покрыты водой. Преобладающая ширина пойменной террасы 0,2—0,6 км, наибольшая у Акдарьи до 1,5—2 км и у Карадарьи до 3 км.

Русла Акдарьи и Карадарьи умеренно извилистые и умеренно разветвленные. Сильно разветвлены они только в верхнем течении.

Русла рукавов, в особенности в верхнем течении, неустойчивы. Берега русел, представляющие собой уступы пойменной и реже надпойменной террас, обрывистые или крутые, на отдельных коротких участках встречаются пологие берега.

Расходы воды Акдарьи и Карадарьи регулируются вододелителем. В настоящее время большие расходы пропускаются по Карадарье.

Участок от слияния Акдарьи и Карадарьи до бугра Абумуслим

Река протекает по широкой современной долине, вложенной в дно древней долины. Только между селами Армиджан и Ташрабат, при выходе реки из Зеравшанской котловины в обширные пустынные пространства Средней Азии (Бухарский и Каракульский оазисы), долина сужается до 4 км.

Так же как и на предыдущих участках, пойма реки состоит из собственно поймы и пойменной террасы. Первая в период высоких вод вся покрывается водой, за исключением островов, мелей и отмелей, которые то исчезают, то снова появляются то у одного, то у другого берега, реже — у обоих одновременно. Пойменная терраса заливается только при высоких уровнях и в пониженных участках, главным образом в прибрежной полосе.

Русло реки преимущественно умеренно извилистое и умеренно разветвленное. Сильно извилистые участки встречаются редко (у г. Кермине у с. Каракаш). Острова и протоки единичны, устойчивы; часто наблюдаются короткие участки, где река течет в одном русле. Русло довольно устойчивое. Берега реки представляют собой преимущественно обрывы пойменной террасы.

Участок от бугра Абумуслим до плотины в 3 км выше г. Каракуль

В пределах Бухарского оазиса ясно выраженной долины не имеется. Русло реки, окаймленное пойменной террасой, углублено относительно окружающей местности на 3—5 м, а в конце

участка — на 1,5—3 м и отграничивается от нее отчетливо выраженными уступами и обрывами надпойменной террасы. Ниже с. Свердловск надпойменная терраса становится незаметной; остается одна пойменная терраса, которая без ясно заметного излома поверхности переходит в прилегающую местность.

Собственно пойма развита слабо и при средних расходах (вторая половина сентября) вся покрыта водой, из которой выступают острова; ниже с. Рометан она развита еще слабее: даже при низких уровнях то у одного, то у другого берега обнажается плоское дно реки в виде низменных островков, мелей, отмелей шириной не более 30 м. Пойменная терраса одинаково развита по обоим берегам реки. Ширина ее постепенно увеличивается до 2 км и более. Только при очень высоких уровнях терраса заливается водой.

Ниже с. Рометан на отдельных сравнительно коротких участках по берегам возведены дамбы для защиты от затопления. Русло реки, как правило, сильно извилистое, слаборазветвленное или неразветвленное. Острова обычно одиночные, устойчивые. В верхней части участка русло деформируется слабо, ниже с. Рометан дно и берега подвержены размыву. Берега русла большей частью обрывистые.

В 3 км выше г. Каракуль р. Зеравшан разделяется на два рукава: Тайкыр (левый) и Сарыбазар (правый). Оба рукава в верхних своих частях представляют собой, по существу, ирригационные каналы, расходы воды которых регулируются плотиной выше г. Каракуль.

В районе с. Каттабаят Тайкыр перегорожен земляной плотиной и вся его вода разбирается на орошение. Ниже в русло сбрасывается вода из ирригационной сети и течение воды возобновляется. Сарыбазар вначале протекает в естественном русле. Река разбирается на орошение и ниже с. Катартепа превращается в типичный оросительный канал средних размеров.

Русло р. Сарыбазар прослеживается далеко за пределами культурного оазиса, вплоть до озера Чига-Куль, в которое она впадает.

Питание. Режим жидкого стока. Сток р. Зеравшан ниже устья р. Магиан на 87% образуется за счет стока рек Матча и Фандарья и почти на 10% за счет стока своих наиболее крупных притоков — рек Кштут и Магиан, также относящихся к рекам ледниково-снегового питания (см. ниже). Поэтому в питании р. Зеравшан весьма значительную роль играют высокогорные снега и ледники, и она является яркой представительницей рек ледниково-снегового питания.

Режим р. Зеравшан, не измененный хозяйственной деятельностью человека, изучается Дупулинской гидрометеорологической станцией ($F = 10\,240$ км^2), расположенной выше устья р. Магиан, и, таким образом, расходы Зеравшана в створе на-

званной станции, суммированные с расходами р. Магиан, дают представление о режиме р. Зеравшан при выходе ее из горной области бассейна ($F=11\,722$ км²). В табл. 90 даны средние расходы воды р. Зеравшан.

Зеравшану как реке ледниково-снегового питания свойственно позднее начало половодья и поздняя концентрация стока. Половодье начинается во второй декаде апреля, интенсивное нарастание расходов продолжается до июля включительно, когда проходит гребень половодья. Спад расходов начинается

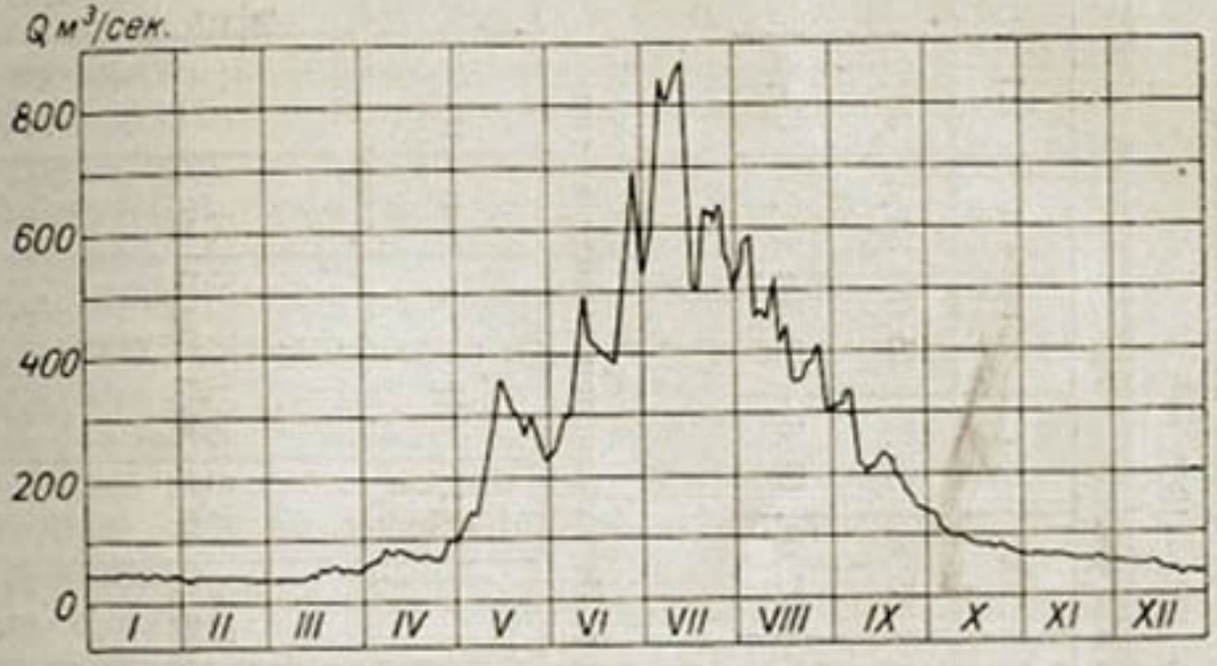


Рис. 131. Гидрограф р. Зеравшан у уроч. Дупули за 1942 г.

с августа и продолжается до марта включительно, когда наблюдаются годовые минимумы расходов воды.

Сток за июль—сентябрь составляет 182% стока за март—июнь и 55% годового стока, т. е. в течение трех месяцев проходит более половины годового объема воды (рис. 131).

Средний модуль стока р. Зеравшан для створа выше уроч. Дупули равен 15,1 л/сек. км², а для створа ниже устья р. Магиан — 14,0 л/сек. км².

Характер питания р. Зеравшан обусловливает устойчивость ее годового стока, который при выходе ее из гор укладывается в пределах 117 (1957 г.) — 212 м³/сек. (1941 г.), коэффициент же вариации средних годовых расходов $C_v=0{,}12$. Крайние значения средних месячных расходов воды приводятся в табл. 91.

Так же как у рек Матча и Фандарья, у Зеравшана наибольшим изменениям подвержены майские расходы. Представление об изменчивости внутригодового распределения стока р. Зеравшан при выходе ее из гор дает табл. 91. В отдельные годы соотношения стока за июль—сентябрь и март—июнь могут отличаться друг от друга в 2,7 раза. В годы с исключительно ран-

Таблица 90

Средние расходы воды р. Зеравшан и сток за отдельные сезоны
1914—1920, 1923—1960 гг.

Пункт	Расход в м³/сек.													Сток в % от годового		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
Уроч. Дупули . .	34,9	50,1	142	336	465	378	192	85,8	56,7	45,0	38,4	36,2	155	30,3	55,6	14,1
Ниже устья р. Магиан	38,7	55,1	150	352	487	394	202	92,0	61,8	49,3	41,9	39,6	164	30,3	55,2	14,5

Таблица 91

Характеристика стока воды р. Зеравшан при выходе из гор

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II	δ	Годовой сток в % от среднего многолетнего
Средние расходы в м³/сек.																	
наибольшие . .	59,4	102	310	593	692	658	310	124	73,2	58,0	51,0	51,8					
наименьшие . .	28,0	33,4	58,6	207	255	286	132	68,9	47,8	36,1	32,0	29,7					
Сток в % от годового																	
средний . . .	2,0	2,8	7,6	17,9	24,8	20,1	10,3	4,7	3,2	2,5	2,1	2,0	30,3	55,2	14,5	1,82	100
1924-25 г. . .	2,0	2,7	4,1	14,6	30,0	22,2	11,3	3,9	2,9	2,5	2,1	1,7	23,4	63,5	13,1	2,72	112,0
1941-42 г. . .	2,0	3,4	12,2	23,4	21,5	16,6	8,7	4,0	2,7	2,2	1,8	1,5	41,0	46,8	12,2	1,14	129,0

ним сосредоточением стока месяцем с максимальным стоком может стать июнь, а в некоторые годы с поздней концентрацией стока августовский сток может превышать июльский.

Интересно отметить, что годы с наибольшим и наименьшим относительным стоком за июль—сентябрь являются многоводными.

Сток р. Зеравшан зарегулирован слабо, хотя и несколько больше, чем рек Матча и Фандарья. У уроч. Дупули коэффициент внутригодовой неравномерности стока равен 0,41. Несколько большая зарегулированность стока р. Зеравшан по сравнению со стоком рек Матча и Фандарья является результатом, в частности, впадения ниже слияния только что названных рек притоков с более высоким стоком за осенне-зимний период. Так, высокой зарегулированностью стока отличаются реки Магиан и Кштут (см. ниже).

Наибольший максимальный расход у уроч. Дупули был отмечен 7/VII 1942 г. и равнялся 930 м³/сек., что дает максимальный модуль стока $M_{макс}$=90,7 л/сек. км². Минимальный средний месячный расход равен 26,9 м³/сек. (март 1945 г.), а минимальный срочный — 24,0 м³/сек. (31/I 1928 г.).

Ниже устья р. Магиан режим Зеравшана под воздействием разбора воды на орошение, поступления в русло реки сбросных и грунтовых вод, потерь на инфильтрацию и т. п. претерпевает резкие изменения. На участке от устья р. Магиан до плотины им. 1-го Мая (с. Раватходжа), где долина реки еще сравнительно неширока, аллювиальные отложения слабо развиты (в силу чего грунтовый поток маломощен), а разбор воды на орошение незначителен, изменения в режиме реки несущественны. Ниже плотины река выходит в широкую, выполненную рыхлыми отложениями Зеравшанскую котловину, в начале которой река отложила мощный конус выноса. Здесь наблюдается интенсивное питание грунтовых вод и потери поверхностного стока, особенно большие в период половодья. Одновременно в половодье происходит интенсивный разбор воды на орошение, что приводит к резкому сокращению стока реки.

По мере продвижения к периферии конуса выноса глубина залегания грунтовых вод уменьшается, и ниже с. Тугай они подходят к поверхности земли, выклиниваясь на значительных площадях. Это интенсивное выклинивание продолжается несколько ниже пункта, где река разделяется на два рукава — Акдарью и Карадарью.

Выклинивание грунтовых вод наиболее значительно в межень, поэтому в этот период происходит увеличение стока реки; одновременно продолжается уменьшение стока вегетационного периода, вызванное разбором воды на орошение.

От конца зоны интенсивного выклинивания подземных вод и до выхода реки из Зеравшанской котловины (с. Хазара) при

высоких уровнях в реке наблюдаются потери в ее русле, а в межень преобладают поступления в него грунтовых вод. Как процессы потерь, так и процессы выклинивания на этом участке вследствие изменившихся гидрологических условий выражены менее резко, чем в зоне конуса выноса и на периферии его.

Ниже, в Бухарском и Каракульском оазисах, геоморфологическое строение еще более резко меняет гидрологические процессы. Уменьшение уклонов местности и крупности аллювиальных отложений затрудняет как процессы инфильтрации, так и процессы выклинивания. С другой стороны, часто наблюдаемый наклон местности от реки благоприятствует растеканию грунтового потока и мешает поступлению грунтовых вод в реку. Поэтому в пределах Бухарского оазиса наблюдаются потери воды, наиболее значительные в половодье.

К сожалению, количество дополнительных вод в равнинной части бассейна р. Зеравшан уже давно не уточнялось. Приведенными в табл. 92 данными не исчерпывается общее количество дополнительных вод в равнинной части бассейна Зеравшана. В частности, в таблице отсутствуют сведения о внутрисистемных дополнительных водах.

Новые данные о дополнительных водах (Средазгипроводхлопок, 1963 г.) имеются только по участку от ст. Зиатдинской, расположенной выше с. Хазара, до г. Каракуль. Согласно этим данным (1950—1961 гг.), потери в русле р. Зеравшан на упомянутом участке составили в среднем 7,2 м³/сек.

Имеющиеся данные не позволяют, кроме того, разбить Зеравшан на однородные гидрологические участки, поэтому данные табл. 92 не отражают в полной мере картины, обрисованной выше. В самом деле, только участок реки от пункта ниже устья р. Магиан и до Ак-Карадарьинского вододелителя объединяет в себе три весьма различных участка:

1) с маломощным грунтовым потоком и незначительным водозабором (выше с. Раватходжа),

2) с интенсивным питанием грунтовых вод (конус выноса реки) [1],

3) с ярко выраженным выклиниванием грунтовых вод.

Этот последний участок, как уже указывалось, продолжается несколько дальше Ак-Карадарьинского вододелителя. Таким образом, русловой баланс на участке реки между устьем р. Магиан и Ак-Карадарьинским вододелителем отражает лишь алгебраическую сумму потерь и выклиниваний на совершенно различных в гидрологическом отношении участках. Как бы то ни было, но приведенные данные все же ярко свидетельствуют

[1] Впервые потери воды на конусе выноса Зеравшана были измерены Средазгипроводхлопком (инж. Н. П. Борисов) в 1948 г. Величины их для расходов реки в створе Раватходжа от 20 до 100 м³/сек. оказались равными 17—18%. Расходы менее 8 м³/сек. целиком фильтруются в русло.

Таблица 92

Средние расходы дополнительных вод и потерь в русле (—) р. Зеравшан в м³/сек. (по данным Средазгипроводхлопка)

Участки реки и источники дополнительных вод	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
Ниже устья р. Магиан — с. Хазара	22	22	—15	—57	—75	—28	2	6	12	16	20	22	—4,4
с. Хазара — г. Каракуль	—1	—2	—5	—10	—12	—11	—7	—2	—2	—2	—2	—1	—4,8
Итого в русле реки . .	21	20	—20	—67	—87	—39	—5	4	10	14	18	21	—9,2
Карасу (сбросы) . . .	6	10	16	17	20	20	19	15	10	7	6	4	12,5
Всего	27	30	—4	—50	—67	—19	14	19	20	21	24	25	3,3

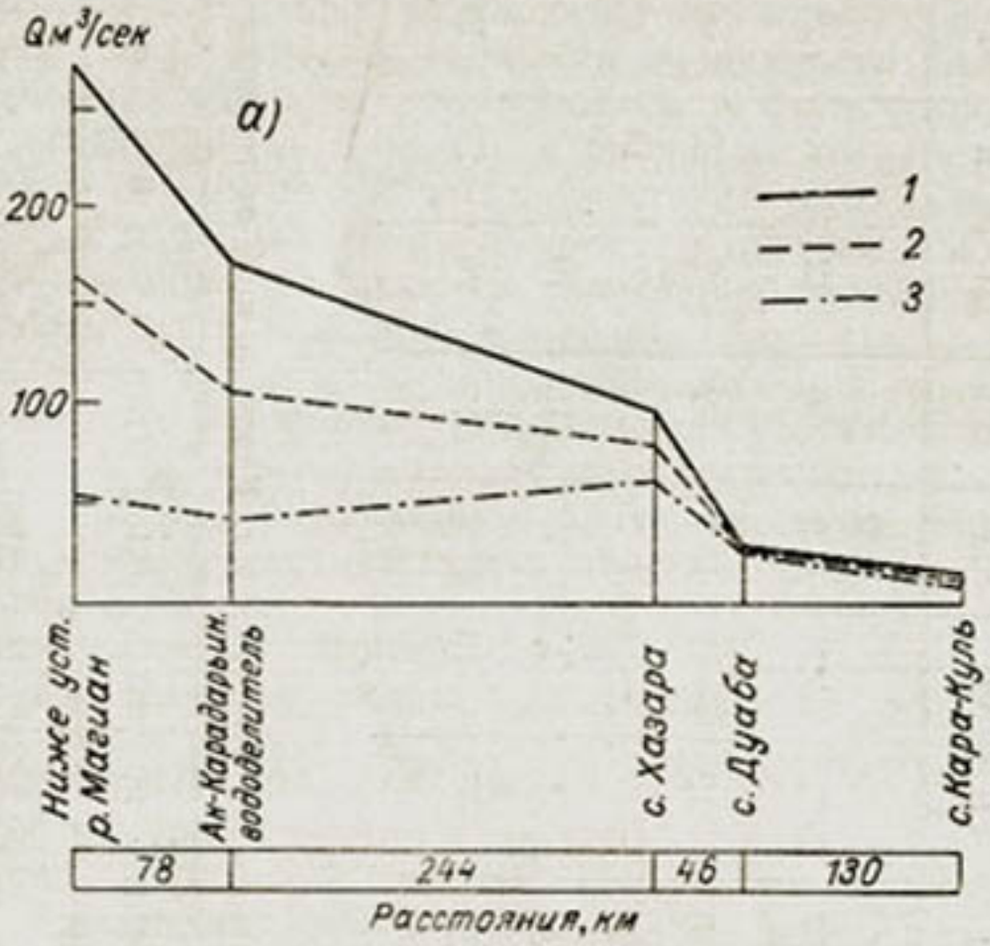
Таблица 93

Внутригодовое распределение стока воды р. Зеравшан у г. Каракуль в % от годового

Период наблюдений, гг.	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	IV—IX	X—III
До 1948	8,1	6,7	5,2	9,5	15,4	12,6	5,8	3,7	5,5	9,5	9,2	8,8	100	55,2	44,8
1950—61	3,7	4,6	5,2	13,7	18,5	17,5	8,9	3,8	2,7	5,4	8,7	7,3	100	68,4	31,6

о том, что суммарное подпитывание реки наиболее интенсивно при малых расходах воды в ней, в половодный же период доминируют потери.

Под воздействием рассмотренных выше факторов (разбора воды на орошение, потерь ее на инфильтрацию в речном русле,



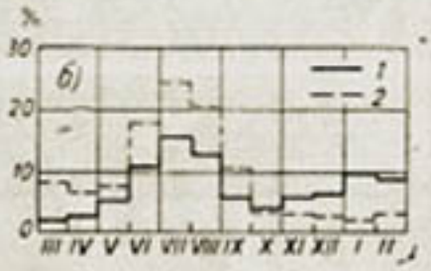


Рис. 132.

а — Изменение стока р. Зеравшан по ее длине. Средние расходы воды: *1* — за апрель—сентябрь, *2* — годовые *3* — за октябрь—март.

б — Внутригодовое распределение стока р. Зеравшан. *1* — у г. Каракуль, *2* — ниже устья р. Магиан.

поступлений в реку возвратных и сбросных ирригационных вод) режим Зеравшана до регулирования его стока при продвижении вниз по реке претерпевал следующие основные изменения:

1) средний расход воды резко уменьшался; если при выходе из гор он составлял 164 м³/сек., то у Ак-Карадарьинского вододелителя расход воды уменьшался до 107 м³/сек., при выходе из Зеравшанской котловины (с. Хазара) — до 78 м³/сек. и у г. Каракуль — до 12 м³/сек.;

2) особенно значительно уменьшался сток вегетационного периода; для указанных выше пунктов имеем соответственно следующие средние расходы: 272, 171, 95 и 14 м³/сек.;

3) сток невегетационного периода сначала незначительно

уменьшался, затем даже увеличивался, и у выхода Зеравшана из межгорной котловины (с. Хазара) средний расход воды этого периода составлял 62 м³/сек., а при выходе реки из гор — 53 м³/сек. и у Ак-Карадарьинского вододелителя — 43 м³/сек. У г. Каракуль средний расход невегетационного периода падал до 11 м³/сек. Сказанное выше наглядно видно из рис. 132 а;

4) внутригодовое распределение стока вследствие сглаживания разницы между расходами вегетационного и невегетационного периода претерпевало коренные изменения. У г. Каракуль половодье настолько сглаживалось, а расходы невегетационного периода настолько относительно возрастали, что на реке наблюдались как бы два максимума — в июле и декабре—январе при минимуме расходов в сентябре—ноябре (см. рис. 132 б).

Приведенные выше цифры указывают на высокую степень использования вод Зеравшана на орошение, так как бесполезный сброс воды вряд ли превышал 7 м³/сек. за год. Таким образом, в пределах долины Зеравшана использовалось около 96% стока реки при выходе ее из гор. Регулирование стока Зеравшана также привело к изменению внутригодового его распределения ниже Каттакурганского водохранилища. Увеличился сток июня—сентября и уменьшился сток ноября—апреля. Следовательно, регулирование стока способствовало некоторому приближению распределения стока внутри года снова к естественному режиму. Сказанное подтверждается, например, внутригодовым распределением стока р. Зеравшан у г. Каракуль (табл. 93). Сток за вегетационный период в результате регулирования был повышен с 55,2 до 68,4% годового стока, а сток за невегетационный период уменьшен с 44,8 до 31,6%, т. е. внутригодовое распределение стока приближено к потреблению сельскохозяйственными культурами. Так регулирование стока частично исправило последствия неизбежного перевода поверхностного стока в подземный, обусловленное как орошением, так и протеканием воды по руслу реки.

Твердый сток. Средний годовой расход взвешенных наносов р. Зеравшан у уроч. Дупули равен 137 кг/сек. (табл. 94), что дает 4310 тыс. т за год. Средняя мутность воды в том же пункте равна 0,88 кг/м³. Таким образом, с 1 км² водосбора р. Зеравшан в равнинную область бассейна ежегодно в среднем выносится 421 т взвешенных наносов. Если учесть, что средний расход взвешенных наносов р. Магиан составляет 3,66 кг/сек., то средний расход наносов р. Зеравшан непосредственно ниже устья р. Магиан определяется 141 кг/сек., а средний годовой сток — 4440 тыс. т.

Годовой ход расходов взвешенных наносов аналогичен таковому расходов воды. Следует только отметить более раннее повышение стока наносов, бóльшую его амплитуду и более резкое нарастание и спад по сравнению с расходами воды.

Заметим, что сток взвешенных наносов за октябрь—февраль равен всего 1% годового их стока.

Ледовые образования. В пределах горной области бассейна сплошных ледоставов не наблюдается и доминирующим ледовым образованием является шуга. Согласно наблюдениям в уроч. Дупули, самое раннее появление ледовых образований отмечено 27/XI (1950 г.), а самое позднее очищение реки от льда — 15/III (1919 г.). Наибольшая продолжительность ледовых образований 71 сутки, наименьшая 2 суток.

Все приведенные выше даты не учитывают заберегов. Наблюдения за ледовыми образованиями в пределах равнинной области бассейна носят чрезвычайно отрывочный характер и неполны. Это не позволяет дать детальную картину изменений в режиме ледовых образований по длине р. Зеравшан.

Судя по неполным и отрывочным данным, на р. Зеравшан и его рукавах (Акдарья и Карадарья) ледоставы отсутствуют и преобладающим ледовым образованием остается шуга.

При выходе реки из Зеравшанской котловины ледоставы имеют место, по-видимому, часто, но продолжительность их невелика (менее полумесяца).

В пределах Бухарского оазиса ледоставы, вероятно, наблюдаются почти ежегодно, но они часто носят прерывистый характер. Наибольшая продолжительность ледостава была отмечена зимой 1929-30 г., когда ледостав установился 1/XII, а очищение реки от ледового покрова произошло лишь 18/II. Таким образом, продолжительность ледостава превышала два с половиной месяца.

Притоки реки Зеравшан

Река Кштут. Образуется слиянием рек Вору и Артуч, из которых первая по площади водосбора и водоносности значительно превосходит вторую. В верхнем и частично в среднем течениях р. Вору горные хребты достигают значительных высот (отдельные вершины превышают 5000 м), благодаря чему в этой части бассейна имеет место довольно значительное оледенение.

После слияния рек Вору и Артуч р. Кштут протекает 10,6 км по узкой ущельеобразной долине и впадает в Зеравшан.

Площадь бассейна р. Кштут равна 843 км²; его средняя взвешенная высота 2904 м. Высоты более 4000 м занимают в нем 6,1% общей площади бассейна, а высоты свыше 3500 м — 22,2%.

Средний расход р. Кштут в створе, расположенном в 1,2 км ниже слияния рек Вору и Артуч (у с. Кштут $F=791$ км²), равен 7,26 м³/сек., а средний модуль стока $M_0=9{,}17$ л/сек. км².

По характеру питания р. Кштут относится к рекам ледниково-снегового типа с соответствующим внутригодовым распределением стока (табл. 95).

Таблица 94

Средние расходы взвешенных наносов р. Зеравшан у уроч. Дупули и сток их за отдельные сезоны

Расход в кг/сек.													Сток в % от годового		
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–II
4,11	15,8	96,3	286	663	465	93,2	8,37	2,98	2,26	2,17	2,18	137	24,5	74,5	1,0

Таблица 95

Средние расходы воды и сток за отдельные сезоны рек Кштут и Магиан

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Период наблюдений, гг.	Расходы в м³/сек.												Сток в % от годового		
			III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–II
Кштут — с. Кштут	792	1932—42, 1945—60	2,90	3,37	6,96	14,4	16,6	12,7	8,34	6,09	5,06	4,10	3,52	3,10	7,26	31,7	43,2	25,1
Магиан — с. Суджи	1100	1914—20, 1923—60	3,77	5,04	7,75	16,1	22,0	16,1	10,0	6,25	5,11	4,28	3,54	3,40	8,62	31,6	46,6	21,8

Река Магиан. Это — последний крупный приток р. Зеравшан, сбрасывающий в нее воду. Он начинается многими истоками на северном склоне Гиссарского хребта.

Самый длинный из этих потоков р. Дараи-Калон вытекает из небольших ледников главного водораздельного гребня. Ниже с. Гизана-Пойон Магиан принимает справа крупный приток Шинк, начинающийся двумя истоками из небольших каровых ледников северного склона Гиссарского хребта. Обе речки впадают в озеро Хазор-Чашма, самое верхнее из семи озер, расположенных цепочкой одно за другим по течению р. Шинк. Приняв р. Шинк, Магиан прорезает поперечным ущельем Зеравшанский хребет, выходит в долину р. Зеравшан и впадает в нее в 9 км выше г. Пенджикента.

Значительные высоты в водосборе р. Магиан, занимающем площадь 1100 км², имеют место только в его южной части, где горные хребты выдаются за отметки 4000 м (максимальная высота 4643 м, а высоты более 4000 м занимают 2,7% общей площади водосбора). Средняя взвешенная высота водосбора равна 2620 м.

Исходя из режима р. Магиан, можно уверенно предполагать, что водосбор в действительности имеет бóльшую высоту, и, следовательно, карты этого района, которыми пользовался автор, несколько неправильно отражают его рельеф. Согласно данным М. Насырова, в водосборе р. Магиан насчитывается 45 ледников. Площадь оледенения равна 29,7 км². Это лишний раз заставляет усомниться в точности высотной характеристики водосбора р. Магиан.

Средний расход р. Магиан равен 8,62 м³/сек., а средний модуль стока $M_0 = 7{,}84$ л/сек. км².. Таким образом, реки Кштут и Магиан отличаются невысокой удельной водоносностью, значительно уступая в этом отношении рекам Матча и Фандарья.

Магиан относится к рекам ледниково-снегового питания и имеет внутригодовое распределение стока, очень близкое к распределению стока р. Кштут (см. табл. 110)[5]

Следует отметить, что в октябре—феврале на обоих притоках р. Зеравшан сток высокий. Он существенно превышает сток этого периода всех рассмотренных выше рек и, следовательно, высоко зарегулирован. Действительно, коэффициент внутригодовой неравномерности стока рек Кштут и Магиан равен 0,29, тогда как для р. Матча он равен 0,43, Фандарьи — 0,44, Ягноб — 0,44 и т. д. Это является в первую очередь результатом особенностей геологического строения водосборов рек Кштут и Магиан (большое распространение известняков), обеспечивающего питание подземными водами.

Глава V

БАССЕЙН РЕКИ СЫР-ДАРЬЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА

Бассейн Сыр-Дарьи ограничен меридианами 61 и 78° восточной долготы и параллелями 39 и 46° северной широты. Так же как и в бассейне Аму-Дарьи, границы бассейна Сыр-Дарьи четко очерчиваются только в пределах горного рельефа, занимающего юго-восточную его часть; что же касается равнинной, северо-западной его части, то там вследствие неясно выраженного водораздела границы бассейна крайне неопределенны. Поэтому точно площадь бассейна Сыр-Дарьи может быть определена только до выхода реки из Ферганской котловины. Для этого пункта площадь бассейна Сыр-Дарьи, по данным водного кадастра, равна 142 200 км². Площадь горной области бассейна составляет 150 100 км². В пределах юго-восточной части бассейна его естественными границами служат: на юге и востоке хребты Акшийряк, Борколдой, Атбаши, Алайский, Туркестанский и являющийся его продолжением хребет Нурата; на севере хребты Терскей-Алатау, Киргизский, Таласский Алатау и Каратау. Наибольшей высотой из перечисленных хребтов отличаются Алайский и Туркестанский, отдельные вершины которых в верховьях рек Сох и Исфара (между 70—72° в. д.) возвышаются над уровнем моря почти на 6000 м. На высоте 4000—5000 м лежат гребни хребтов Атбаши, Борколдой, Акшийряк и Терскей-Алатау. Несколько ниже хребты Киргизской и Таласский Алатау с его крупнейшими отрогами Чаткальским и Пскемским хребтами (3500—4500 м). Наиболее низкими являются хребты Каратау и Нурата, далеко выдающиеся в равнинные пространства Средней Азии. Их наиболее высокие вершины едва превышают отметки 2000 м.

Как видно из изложенного, почти всюду гребни основных хребтов, слагающих горную область бассейна, значительно выдаются за снеговую линию, положение которой здесь определяется отметками 3300—4400 м. Благодаря этому вечные снега и оледенение в водосборе Сыр-Дарьи занимают сравнительно большое пространство, хотя и значительно меньшее, чем в бассейне Аму-Дарьи, несмотря на более северное положение рассматриваемого бассейна. В соответствии с высотами хребтов наибольшее количество ледников сосредоточено в верховьях р. Нарын — главной составляющей Сыр-Дарьи (хребты Акшийряк, Борколдой, Атбаши, Терскей-Алатау, Джетымбель), и на северном склоне Алайского и Туркестанского хребтов. В бассейне р. Нарын зарегистрировано около 750 ледников [1], а на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов — более

500 [5]. На юго-западном склоне Ферганского хребта отмечено более 100 ледников. Совершенно незначительно оледенение на юго-восточном склоне Чаткальского хребта, где, по данным И. А. Ильина [5], имеется всего 13 ледников.

В бассейне р. Чирчик (южный склон Таласского Алатау и юго-западные его отроги) имеется более 200 ледников, но размеры их небольшие вследствие несколько пониженных отметок хребта и южной экспозиции склона Таласского Алатау. Еще меньше оледенение в бассейне р. Арысь (северный склон Таласского Алатау). Хребты Нурата и Каратау благодаря малой высоте совершенно лишены вечных снегов и оледенения. В водосборах рек Нарын, Карадарья, Ангрен, Чирчик и других широко распространены, хотя, быть может, и несколько меньше, чем в водосборе Аму-Дарьи, снежники как сезонные, так многолетние и вечные. Снежники даже в июле могут спускаться до высот 2000 м. Мощность снежников достигает двух-трех десятков метров, а возможно и более [5]. В питании рек бассейна Сыр-Дарьи они играют существенную роль. К северу от бассейна Сыр-Дарьи роль снежников в питании рек резко снижается главным образом из-за неблагоприятного для образования снежников внутригодового распределения атмосферных осадков (малое количество их в холодный период года, а также за отдельные снегопады).

Характер питания и режим рек находятся в полном соответствии с высотами хребтов и связанным с ними развитием вечных снегов, снежников и оледенения. Реки ледниково-снегового питания встречаются только в верховьях р. Нарын (Большой и Малый Нарын и верхнее течение самой р. Нарын) и на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов (реки Аксу, Ходжабакирган, Исфара, Сох, Шахимардан, Исфайрам, Араван и Акбура). Все же наиболее крупные реки бассейна Сыр-Дарьи и большинство более мелких притоков относятся к рекам снегово-ледникового питания, которые составляют основной фон на карте типов питания. К рекам указанного типа относятся составляющие Сыр-Дарью реки Нарын и Карадарья, наиболее водоносный приток Сыр-Дарьи р. Чирчик, наиболее крупные правые притоки Сыр-Дарьи в пределах Ферганской котловины, многие притоки рек Нарын, Карадарья, Чирчик и т. д. Этим бассейн Сыр-Дарьи резко отличается от соседних с ним бассейнов Аму-Дарьи на юге и рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль на севере, где преобладают реки ледниково-снегового питания. Второй особенностью бассейна Сыр-Дарьи является его значительно меньшая абсолютная водоносность по сравнению с бассейном Аму-Дарьи. По подсчетам автора, общий сток с водосборной площади бассейна Сыр-Дарьи округленно равен 1200 м³/сек., тогда как в бассейне Аму-Дарьи с гор стекает 2500 м³/сек. воды.

По удельной водоносности бассейн Сыр-Дарьи также уступает бассейну Аму-Дарьи, но существенно превосходит бассейны рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль. Так, средний модуль образования стока в бассейне Сыр-Дарьи равен 8,0 л/сек. км², в бассейне Аму-Дарьи — 11 л/сек. км² и в бассейне рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль — 6,2 л/сек. км².

Наконец, необходимо отметить значительно меньший смыв с поверхности водосбора и меньшую мутность воды рек бассейна Сыр-Дарьи по сравнению с реками бассейна Аму-Дарьи.

Действительно, средний вынос взвешенных наносов с 1 км² водосборов рек Вахш и Пяндж ($F = 110\,960$ км²) составляет 1120 т за год, в то время как средний вынос с поверхности водосборов рек Нарын и Карадарья ($F = 69\,960$ км²) равен 357 т/км² за год, т. е. в 3,1 раза меньший. В отношении количества и распределения осадков на протяжении года бассейн Сыр-Дарьи в общем сходен с бассейном Аму-Дарьи. Можно отметить только несколько меньшую увлажняемость первого атмосферными осадками вследствие особенностей синоптических процессов (см. главу I первой части) и слегка повышенное количество осадков летом в равнинной части бассейна. Во внутренних частях горной области бассейна Сыр-Дарьи, так же как и в бассейне Аму-Дарьи, преобладают летние осадки.

Река Сыр-Дарья образуется слиянием рек Нарын и Карадарья в восточной части Ферганской долины на широте 41° и долготе 72°. По своей протяженности (2137 км) Сыр-Дарья является наиболее крупной рекой Средней Азии, по водоносности она уступает только Аму-Дарье. В пределах Ферганской долины река имеет западо-юго-западное направление, а по выходе из нее течет в общем в северо-западном направлении по обширным равнинным пространствам до Аральского моря, в которое она впадает на широте 46° и долготе 61°.

Наибольшее число притоков сосредоточено в пределах Ферганской долины. Здесь крупнейшими притоками Сыр-Дарьи являются: справа Падшаата, Кассансай, Гавасай, Чаадаксай и слева Исфайрам, Шахимардан, Сох, Исфара, Ходжабакирган и Аксу. Почти ни один из них не доносит свою воду до главной реки вследствие разбора на орошение. Ниже выхода из Ферганской котловины р. Сыр-Дарья, за исключением двух сравнительно крупных рек Зааминсай и Санзар, далеко до нее не доходящих, слева притоков не имеет. Справа же в нее впадает Ангрен, далее наиболее крупный и водоносный приток Чирчик, а затем Келес и Арысь.

Кроме перечисленных рек, Сыр-Дарья имеет множество мелких притоков, которые, так же как и большинство крупных, разбираются на орошение и свою воду до Сыр-Дарьи не доносят. В частности, с хребта Каратау, который тянется вдоль правого берега Сыр-Дарьи на протяжении нескольких сот километров,

в сторону Сыр-Дарьи направляется множество последних мелких ее притоков, до нее не доходящих.

Сравнительная характеристика рек Нарын и Карадарья, а также наиболее крупных притоков Сыр-Дарьи приводится на диаграмме (рис. 133).

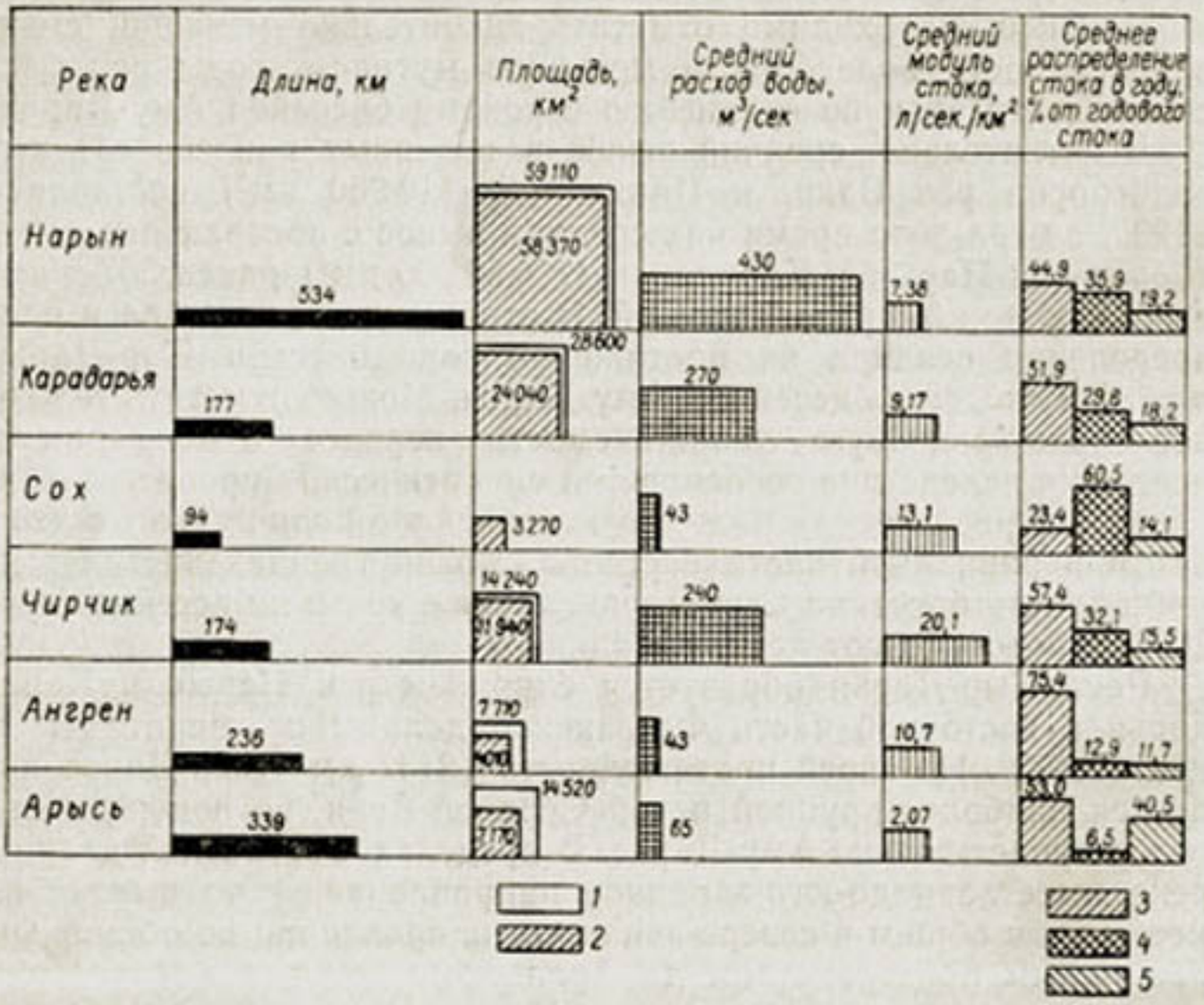


Рис. 133. Сравнительная диаграмма крупнейших рек бассейна Сыр-Дарьи.
1 — площадь бассейна, *2* — площадь водосбора, *3* — сток за март—июнь, *4* — сток за июль—сентябрь, *5* — сток за октябрь—февраль.

Бассейн р. Сыр-Дарья в настоящее время занимает ведущее положение в орошаемом сельском хозяйстве и гидроэнергетике республик Средней Азии. В нем сосредоточены главные хлопководческие районы Узбекистана, значительные орошаемые площади Казахстана и хотя и небольшие, но весьма продуктивные орошаемые площади Таджикистана и Киргизии. В бассейне Сыр-Дарьи расположены и наиболее крупные гидростанции Средней Азии — Фархадская и Кайраккумская ГЭС, Чирчикские ГЭС, Учкурганская ГЭС и др. В 1960 г. в бассейне орошалось около 2 млн. га земель, свободный же пригодный для орошения фонд земель составляет более 3 млн. га. Таким образом, в бассейне Сыр-Дарьи может быть орошено более 5 млн. га. В то же

время ежегодно в среднем Сыр-Дарья сбрасывает в Аральское море $13{,}2 \times 10^9$ м³ неиспользованного стока, или 35% общих поверхностных водных ресурсов, поступающих с гор в равнинную область бассейна. Наличие свободного стока в бассейне, значительных площадей земель, пригодных для орошения и хозяйственного использования, и огромных запасов водной энергии предопределяет перспективность развития ирригации и гидроэнергетики в рассматриваемом бассейне.

Величественный план дальнейшего развития народного хозяйства СССР, нашедший отражение в решениях XXII съезда КПСС, предусматривает, в частности, освоение новых орошаемых земель в бассейне Сыр-Дарьи. Главные мероприятия, которые создадут условия для освоения новых земель, заключаются в регулировании стока Сыр-Дарьи и ее главных притоков, поскольку режим их не вполне соответствует потреблению воды сельскохозяйственными культурами. Проблема сезонного регулирования стока решается в бассейне Сыр-Дарьи в основном Кайраккумским, строящимся Чардаринским, проектируемым Кампырраватским на р. Карадарья и строящимся на р. Чирчик Чарвакским водохранилищами. Для многолетнего регулирования стока на р. Нарын будет построено Токтогульское водохранилище емкостью 17 млрд. м³.

В дальнейшем предстоит сооружение высокогорных водохранилищ — Тогузтарауского на р. Нарын (10 км³) и Верхне-Чаткальского на р. Чаткал (5 км³) — для многолетнего регулирования стока с гидроэнергетическими целями и с последующим перерегулированием в низовых водохранилищах для ирригационного использования. Водохранилища позволят наиболее полно и целесообразно использовать речной сток бассейна, сбрасываемый ныне в Аральское море.

Кроме создания водохранилищ, должны быть выполнены подготовительные работы для освоения орошаемых земель.

Река Нарын

Общая характеристика бассейна. Бассейн р. Нарын расположен среди высоких горных хребтов, из которых северная группа принадлежит к системе Терскей-Алатау (собственно Терскей-Алатау, его южные дуги — хребты Каракокты, Караджорго, Киргизский хребет, Таласский Алатау и др.), а южная — к системе пограничной горной цепи Кокшаалтау (Борколдой, Атбаши и др.). По мере движения на восток горные складки скучиваются и, наконец, смыкаются между собой сложным по своей тектонике горным поднятием, известным под названием Акшийряк. К западу, наоборот, хребты веерообразно расходятся, образуя ряд широких продольных долин, замыкаемых на западе Ферганским хребтом. Высота над уровнем моря как

окраинных, перечисленных выше, так и внутренних хребтов (Джетымбель, Нарынтау, Сусамыртау и др.), за небольшим исключением, превышает 4000 м, причем отдельные вершины их довольно часто выдаются за 4500 м. Однако высоты более 4500 м занимают ничтожную площадь (менее 2% площади водосбора), наивысшая отметка 5108 м. Несмотря на значительную высоту хребтов, водосбор р. Нарын не отличается, как это можно было бы ожидать, большим распространением вечных снегов и оледенения. Сравнительно небольшое их развитие, особенно в западной части водосбора, где хребты несколько понижены, объясняется прежде всего климатическими условиями водосбора и в первую очередь условиями увлажнения атмосферными осадками.

Располагаясь в глубине горной системы и будучи отгороженным от соседних бассейнов высокими хребтами, водосбор р. Нарын получает мало осадков. Среднее их количество может быть весьма приближенно оценено 600—650 мм. Чрезвычайно важно также, что максимум осадков на подавляющей части водосбора наблюдается летом (в истоках р. Нарын почти 60% годовой суммы осадков), зимние же осадки крайне незначительны (от 5 до 15%). Только в крайней северо-западной более открытой части водосбора условия увлажнения атмосферными осадками существенно улучшаются, а распределение их в году становится более равномерным с постепенной передвижкой максимума на зимне-весенний период по мере приближения к Ферганской долине. В силу этого водоносность правых притоков в этой части водосбора р. Нарын повышенная и бóльшая на западе (при равенстве высотных условий). Так, например, средний модуль стока р. Узунахмат равен 15,9 л/сек. км^2, в то время как средний модуль стока всего водосбора р. Нарын равен 7,38 л/сек.км^2.

Малое количество осадков, выпадающих в водосборе р. Нарын, и их концентрация летом служат главной причиной того, что снеговая линия здесь находится высоко (с учетом широтного расположения водосбора). В восточной части бассейна она достигает высоты 4000—4250 м, вследствие этого здесь относительно слабо развиты вечные снега и оледенение[1]. Наиболее значительное оледенение наблюдается в восточной части бассейна, на хребтах Терскей-Алатау и Акшийряк. Площадь оледенения здесь равна 213 км^2, 26 ледников Акшийряка питают р. Нарын. Здесь же расположен и крупнейший ледник бассейна — ледник Петрова, являющийся, по существу, истоком р. Нарын. Другим крупным очагом оледенения является хребет Терскей-Алатау, где суммарная площадь ледников составляет 246 км^2. Общее число ледников в водосборе около 750, а общая

[1] В северо-западной, более увлажняемой части водосбора р. Нарын снеговая линия опускается до высот 3600—3700 м.

площадь оледенения несколько превышает 1000 км² (1073 км²) [1]. Отсюда большинство рек бассейна, так же как и сама р. Нарын при выходе из гор, относится к рекам снегово-ледникового питания, и лишь в восточной части бассейна имеются реки ледниково-снегового питания.

Река Нарын образуется слиянием Большого и Малого Нарына в 44 км к востоку от г. Нарын.

На 21 км ниже г. Нарын р. Нарын принимает справа сначала р. Онарча, затем менее значительную р. Джергитал и, наконец, р. Кокджерты, вытекающую из крупнейшего озера бассейна, носящего название Сонкёль. Вскоре после устья р. Кокджерты в Нарын впадает слева один из трех наиболее крупных его притоков р. Атбаши. До устья р. Алабуга (левая), следующего крупнейшего притока, Нарын принимает с обеих сторон ряд сравнительно небольших рек. Выйдя в межгорную котловину Тогузтарау, Нарын слева принимает довольно значительную р. Кокирим, а еще через 32 км справа — свой самый крупный приток р. Кёкёмерен. Следующим крупным притоком р. Нарын является р. Узунахмат, впадающая в нее справа, затем Карасу (левая) и Карасу (правая). Ниже устья Карасу (правой) р. Нарын выходит из гор в Ферганскую долину, в пределах которой ее воды частично разбираются на орошение и где она, сливаясь с Карадарьей, образует Сыр-Дарью. Площадь бассейна р. Нарын составляет 59 110 км², из которых 58 370 км², или 98,8%, приходится на долю водосбора.

Река Большой Нарын (L=188 км; F=5850 км²)

Гидрографическое описание реки. Истоками р. Большой Нарын являются реки Арабель и Кумтар. Первая из них собирает воды с южного склона Терскей-Алатау и с северных и восточных склонов хребта Джетымбель, протекает к востоку по сырту (высокогорной долине) с ничтожным падением, делится на рукава и образует небольшие и неглубокие озера. Приняв слева р. Кашкасу, Арабель, обогнув хребет Джетымбель, поворачивает резко на юго-запад и течет параллельно р. Кумтар.

Вторая, главная по водоносности составляющая р. Кумтар вытекает из ледника Петрова. Этот ледник, находящийся на хребте Акшийряк, представляет собой мощный ледяной поток длиной 16,8 км и шириной 2,23 км, питающийся обширными фирновыми полями. Площадь языка ледника равна 20,8 км², высота конца ледника 3786 м над ур. м. [8]. Общая площадь оледенения 73,9 км² [1]. Река дробится на множество протоков и только в 3 км ниже конечных морен сосредотачивает свои воды в одно русло. За грядой Джоуджерек Арабель соединяется с р. Кумтар, и далее объединенный водоток носит уже название Тарагай, меняющееся ниже на Яакташ. Благодаря ледниковому происхождению сырты Кумтара и Арабеля — настоящий озер-

ный край, где озера рассеяны во всех направлениях, но самые большие скопления встречаются у южного склона Терскей-Алатау в верховьях р. Арабель [8].

Долина р. Тарагай — Яакташ вначале стеснена горами и имеет характер ущелья, но затем расширяется, и дно ее представляет собой волнистую песчаную поверхность с мелкими озерками. Русло реки разветвляется на многочисленные рукава, растекающиеся по широкой и ровной поверхности. Река Карасай начинается из ледников хребта Акшийряк и протекает по широкой древнеледниковой долине с ровным дном. Приняв слева р. Эгизтюр, река разветвляется на многочисленные рукава, впадая в Яакташ несколькими руслами. Течение реки медленное, во многих местах вода впитывается в песок и река кажется пересохшей. После слияния рек Карасай и Яакташ река получает название Большой Нарын.

Долина р. Большой Нарын от слияния рек Яакташ и Карасай до впадения р. Каракол (левая) корытообразная, ниже V-образная. У истока дно долины заболочено; ниже по течению русло реки быстро врезается в дно долины, и уже у впадения р. Улан дно долины возвышается над меженным уровнем воды в реке. Террасированные склоны долины вначале имеют сравнительно небольшую крутизну. После устья р. Каракол склоны долины сближаются, крутизна увеличивается; террасы сохранились небольшими участками, склоны сильно расчленены. Ниже устья р. Улан крутизна склонов еще больше увеличивается, местами склоны долины отвесные. На склонах много осыпей и скальных обнажений. Террасы сохранились только в немногих местах. Иногда осыпи опускаются прямо в реку, создавая пороги. Склоны долины сильно рассечены боковыми притоками, которые в устьевых частях протекают в узких, глубоко врезанных долинах, образуя конусы выноса, сильно сужающие дно долины и русло реки.

Русло реки выше впадения р. Улан умеренно извилистое, разветвленное (особенно сильно на участке между реками Чонкарумды и Чолоктурук). Ниже устья р. Улан русло реки умеренно извилистое, неразветвленное, имеется большое число порогов и стремнин. Русло в половодье сильно деформируется. Пойма на всем протяжении р. Большой Нарын, по существу, отсутствует: при низкой воде между берегами и урезом воды образуются узкие (до 2—5 м) полосы отложений.

Берега русла легко размываются. Высота их вниз по течению увеличивается, берега, как правило, обрывистые, только там, где река делится на рукава, они более низкие и пологие, а при впадении притоков менее крутые. Река используется для сплава леса.

Питание. Режим жидкого стока. Основными элементами рельефа водосбора р. Большой Нарын являются три продоль-

ных, широтно ориентированных хребта (Терскей-Алатау, Джетымбель и Борколдой), один поперечный (Акшийряк) и сырты, разделяющие эти массивы. Отдельные вершины Терскей-Алатау достигают 4500—4800 м над ур. м., Джетымбеля — 4500—4900 м, Борколдоя — 4500—5100 м и Акшийряка — 4900—5100 м. Высоты более 3500 м занимают 69,2% площади водосбора, а высоты,

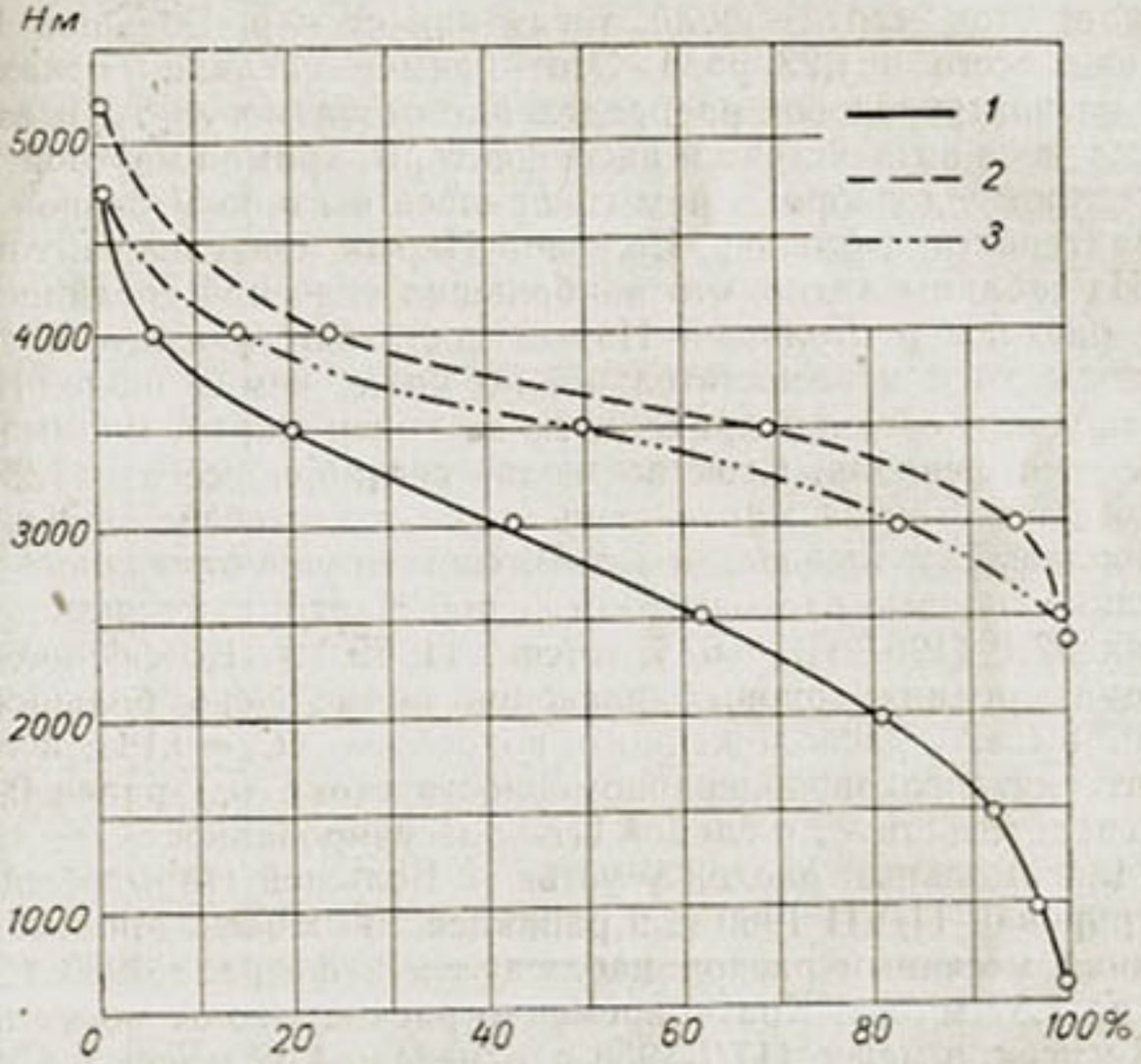


Рис. 134. Гипсометрические кривые водосборов.
1 — р. Нарын — г. Учкурган, *2* — р. Большой Нарын — устье, *3* — р. Малый Нарын — устье.

превышающие 4000 м, — 23,8%; средняя взвешенная высота водосбора $H_{ср}$ = 3770 м (рис. 134). Несмотря на столь большую высоту водосбора, развитие в нем вечных снегов и оледенения сравнительно невелико. Этот факт, как уже отмечалось, в первую очередь объясняется малым количеством выпадающих здесь осадков, обусловливающим большую высоту снеговой линии. Так, например, на южном склоне хребта Терскей-Алатау снеговая линия располагается на высоте 4000—4200 м, на хребте Акшийряк она достигает отметок 4350 м и т. д. Кроме того, малое развитие оледенения и вечных снегов объясняется незначительной распространенностью высот более 4500 м, которые здесь занимают около 10% общей площади водосбора, и выше 5000 м,

на которые приходится около 2%. Напомним, что в водосборе р. Вахш высоты более 5000 м занимают 7,8%. Вследствие этого хотя р. Большой Нарын и относится к рекам ледниково-снегового питания, сток за июль—сентябрь у нее сравнительно мало превышает сток за март—июнь. Действительно, средняя высота водосбора р. Вахш на 337 м ниже, чем водосбора р. Большой Нарын. Однако сток р. Вахш в июле—сентябре в 1,34 раза превышает сток марта—июля, тогда как сток р. Большой Нарын больше всего в 1,22 раза. Этот пример наглядно показывает, что на внутригодовое распределение стока могут оказывать существенное воздействие и иные факторы, кроме высотной характеристики водосбора, о чем говорилось в главе V первой части. Характеристика стока р. Большой Нарын приведена в табл. 96.

Из таблицы видно, что наибольших значений средние месячные расходы р. Большой Нарын достигают в июле, в августе расходы хотя и незначительно, но ниже, чем в июле. Начало половодья в среднем приходится на конец марта, минимальный сток — на февраль. Сток за июль—сентябрь всего в 1,22 раза превышает сток за март—июнь, т. е. существенно меньше, чем р. Зеравшан, и меньше, чем р. Вахш, что уже отмечалось выше. Средние годовые расходы р. Большой Нарын изменяются в пределах 32,1 (1957 г.) — 67,7 м³/сек. (1952 г.). Коэффициент вариации средних годовых расходов воды очень большой для столь высоко расположенного водосбора (C_v=0,18). Коэффициент внутригодовой неравномерности стока (φ) равен 0,37 [9], что свидетельствует о слабой его зарегулированности.

Максимальный расход у устья р. Большой Нарын был зарегистрирован 11/VII 1960 г. и равнялся 396 м³/сек. Минимальный средний месячный расход наблюдался в феврале 1953 г. и составил 7,37 м³/сек. Кратковременно расходы воды могут падать до 5 м³/сек. и менее (17/I 1958 г. отмечено 4,62 м³/сек.). Средний годовой расход составляет 48,1 м³/сек., что дает средний модуль стока M_0=8,23 л/сек. км². Таким образом, удельная водоносность водосбора р. Большой Нарын, учитывая его очень большую среднюю высоту, крайне мала и уступает удельной водоносности р. Малый Нарын, несмотря на меньшую среднюю высоту его водосбора.

Ледовые образования. Сплошного ледостава на реке не наблюдается, имеются только ледяные перемычки большой протяженности. В устьевом участке наибольшая зарегистрированная продолжительность ледостава 165 суток (1954-55 г.), а наибольшая продолжительность шугоходов 97 суток (1953-54 г.). Самое раннее появление ледовых образований отмечено 17/X 1944 г., самое позднее очищение реки от льда — 6/V 1950 г. Наибольшая продолжительность ледовых образований, включая забереги, 193 суток (1959-60 г.), наименьшая 155 суток (1947-48 г.).

Таблица 96

Характеристика стока воды рек Большой и Малый Нарын

1940—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	δ
Большой Нарын у устья																	
Средний расход в м³/сек. . .	16,1	28,4	71,5	103	121	102	44,6	25,2	20,6	17,2	13,8	13,4	48,1	—	—	—	—
Средний сток в % от годового .	2,8	4,9	12,4	17,8	21,0	17,7	7,7	4,4	3,6	3,0	2,4	2,3	100	37,9	46,4	15,7	1,27
Малый Нарын у устья																	
Средний расход в м³/сек. . .	9,28	18,0	50,1	96,9	128	104	44,3	21,9	14,6	11,7	9,25	8,22	43,0	—	—	—	—
Средний сток в % от годового .	1,8	3,5	9,7	18,8	24,7	20,2	8,6	4,2	2,8	2,3	1,8	1,6	100	33,8	53,5	12,7	1,58

Река Малый Нарын (L=150 км; F=3900 км²)

Гидрографическое описание реки. Река Бурхан, главная составляющая р. Малый Нарын, начинается многочисленными потоками, вытекающими из ледников северного склона хребта Джетымбель. После слияния с р. Арчалы (левая) название р. Бурхан меняется на Балгарт, а ниже устья р. Джаланаш (левая) река приобретает название Малый Нарын.

Склоны долины р. Бурхан — Балгарт очень крутые, сильно рассеченные оврагами и долинами впадающих рек. Пойма отсутствует. Русло умеренно извилистое, неразветвленное.

Долина р. Малый Нарын до впадения р. Сарыкунгей сохраняет V-образную форму.

Склоны долины очень крутые. Пойма отсутствует, при низких горизонтах образуется неширокий (1—2 м) приплесок. От устья р. Сарыкунгей Малый Нарын круто поворачивает на юг и, прорезав глубоким Капчигайским ущельем хребет Джетымбель, выходит в долину р. Большой Нарын. Выйдя из Капчигайского ущелья (после впадения р. Джалджакси), Малый Нарын до своего устья протекает в V-образной долине.

До впадения р. Калмагашу II пойма отсутствует (в межень имеется только узкий, до 2—3 м, приплесок); на протяжении последних 11 км по левому берегу тянется неширокая пойма.

На участке от устья р. Сарыкунгей и до устья река протекает в одном умеренно извилистом русле.

Питание. Режим жидкого стока. Высота водосбора р. Малый Нарын уступает высоте водосбора р. Большой Нарын. Так, его средняя взвешенная высота на 276 м ниже высоты водосбора р. Большой Нарын (соответственно 3494 и 3770 м), высоты более 4000 м занимают только 14% площади его водосбора, а свыше 3500 м — около 50% (см. рис. 134).

Меньшая высота водосбора р. Малый Нарын обусловливает и меньшее развитие здесь оледенения, площадь которого исчисляется 128 км², или 3,3% общей площади водосбора. Здесь зарегистрировано 69 ледников.

Несмотря на меньшую среднюю высоту водосбора, Малый Нарын по сравнению с р. Большой Нарын отличается несколько более поздним началом половодья и вообще более поздней концентрацией стока. Так, сток за июль—сентябрь р. Малый Нарын на 58% больше стока за март—июнь, в то время как у р. Большой Нарын он только на 22% превышал сток за последний период. Это следует в первую очередь отнести за счет большего развития в бассейне р. Малый Нарын высокогорных снегов и снежников вследствие его лучшей увлажняемости атмосферными осадками. Об этом можно судить по средним значениям модулей стока, который у рек Малый и Большой Нарын равен соответственно 11,0 и 8,23 л/сек. км².

Характеристики стока р. Малый Нарын приводятся в табл. 96.

Как видно из таблицы, по абсолютной водоносности р. Малый Нарын мало уступает р. Большой Нарын, вместе с ним дает 21—22% всего стока р. Нарын при выходе ее из гор и на 3,6 м³/сек. превышает сток р. Нарын в створе станции у г. Нарына (см. ниже).

К перечисленным выше особенностям режима р. Малый Нарын следует еще добавить меньший по сравнению с р. Большой Нарын сток за октябрь—март (12,7% против 15,7%) и вообще меньшие расходы в межень, что косвенно свидетельствует о меньшем подземном питании. Об этом же говорит и бóльшая зарегулированность стока р. Большой Нарын (коэффициент внутригодовой неравномерности стока р. Большой Нарын равен 0,37, а Малый Нарын — 0,41). Изменчивость годового стока этих рек примерно одинаковая (C_v соответственно равен 0,17 и 0,18). Средние годовые расходы воды р. Малый Нарын укладываются в пределы 29,4 (1957 г.) — 54,8 м³/сек. (1942 г.).

Наибольший из максимальных расходов воды 407 м³/сек. наблюдался 3/VI 1959 г., наименьший средний месячный расход 4,11 м³/сек. — в марте 1952 г.; 28/I 1955 г. был зафиксирован расход 3,07 м³/сек.

Ледовые образования. Близ устья наибольшая продолжительность ледовых образований равна 243 суткам (1959-60 г.), ледостава — 146 суткам (1958-59 г.), а шуги — 78 суткам (1957-58 г.). Наименьшая продолжительность ледовых явлений равна 168 суткам (1948-49 г.). Наиболее раннее появление ледовых образований отмечено 19/X 1959 г., наиболее позднее очищение реки от льда — 30/VI 1953 г. и 1955 г. Типичными ледовыми образованиями, так же как и на р. Большой Нарын, являются забереги, шуга и ледяные перемычки.

Гидрографическое описание реки Нарын
(L=534 км; $F_в$=58 370 км²)

От слияния рек Большой и Малый Нарын до устья р. Чонкендук (правая) река протекает в просторной долине. Особенно широка долина р. Нарын между устьями рек Шаро (правая) и Какыркурган (L=43 км). Ниже устья р. Какыркурган долина несколько сужается (рис. 135). От устья р. Чонкендук и до впадения р. Ахала (правая) Нарын протекает в узкой долине. Затем Нарын выходит в широкую террасированную котловину, известную под названием Тогузторау. Террасированные высокие склоны долины от истока и до устья р. Какыркурган довольно крутые, местами обрывистые и расчлененные глубокими оврагами и долинами боковых притоков. На участке между устьями рек Какыркурган и Ахала террасы отсутствуют, склоны долины крутые.

От г. Нарын в долине реки появляется двухсторонняя пойма. Между устьями рек Чонкендук и Ахала поймы нет, но в пределах котловины Тогузторау снова появляется широкая пойма. Выше устья р. Шаро Нарын протекает в одном слабоизвилистом и устойчивом русле. На участке между реками Шаро и Чонкендук русло р. Нарын умеренно извилистое, разветвленное. От устья р. Чонкендук и до устья р. Ахала русло р. Нарын неразветвленное, умеренно извилистое. Ниже р. Ахала (в пределах кот-

Рис. 135. Река Нарын.

ловины Тогузторау) река опять разделяется на рукава. Пройдя котловину Тогузторау, Нарын круто поворачивает на север, а ниже устья р. Кёкёмерен (правая) имеет западное направление. На протяжении около 80 км Нарын протекает в узком ущелье, которое лишь на коротком расстоянии у устья р. Кёкёмерен несколько расширяется. В районе устья этой реки Нарын течет в углубленном русле с вертикальными стенками террасы, высота которой 10—12 м, а затем опять уходит в труднопроходимое ущелье. На 60-м км ниже устья р. Кёкёмерен Нарын вступает в широкую (5—10 км) террасированную Кетменьтюбинскую долину длиной около 40 км. Здесь река опять разбивается на рукава и имеет широкую пойму. По мере продвижения на запад долина к устью р. Узунахмат переходит в скалистое ущелье, которое тянется почти до г. Учкурган, близ

которого Нарын вступает в Ферганскую долину. Ниже г. Учкурган Нарын протекает по своему конусу выноса, разбиваясь на рукава и образуя пойму шириной до 3,5 км.

Питание. Режим жидкого стока. Образуясь слиянием рек ледниково-снегового питания, Нарын в верхней части своего течения имеет режим, свойственный рекам этого типа. Сказанное наглядно показывают данные табл. 97, в которой даны результаты наблюдений за режимом реки в створе Нарынской станции ($F=10\,610$ км^2), расположенной у г. Нарын в 44 км ниже слияния рек Большой и Малый Нарын.

Данные табл. 97 показывают, что распределение стока внутри года в верхнем течении р. Нарын аналогично распределению стока рек Большой и Малый Нарын. Это свидетельствует об однотипности условий питания всех трех рек, что вполне понятно, так как бассейны рек Большой и Малый Нарын занимают 91,8% площади водосбора р. Нарын в створе Нарынской станции. Обращает на себя внимание резкая изменчивость распределения стока в отдельные годы. Так, в 1944-45 г. сток за март—июнь составлял всего 28,0% годового стока, а в 1941-42 г. сток за этот период почти достигал 50% (48,7%). Сток за июль—сентябрь в упомянутые годы был соответственно равен 57,0 и 37,3% годового стока.

В отдельные годы (например, 1939) расходы воды в реке в июне падают, а в июле снова возрастают. Такая же картина наблюдается и на реках Большой и Малый Нарын. Средний расход р. Нарын равен 87,5 м^3/сек., что дает средний модуль стока $M_0=8{,}24$ л/сек. км^2. Средние годовые расходы р. Нарын в рассматриваемом створе изменяются в пределах 61,7 (1937 г.) — 114 м^3/сек. (1952 г.); коэффициент вариации их равен 0,17. Наибольший расход воды был зарегистрирован 20/V 1936 г. и равнялся 772 м^3/сек. ($M_{макс}=73{,}7$ л/сек. км^2). Минимальный средний месячный расход составлял 10,2 м^3/сек. (январь 1938 г.); кратковременно расходы воды снижаются до 6 м^3/сек. и менее (22/I 1938 г. было отмечено 5,90 м^3/сек.). По зарегулированности стока р. Нарын у г. Нарын (рис. 136) близка к р. Большой Нарын (коэффициенты внутригодовой неравномерности стока у обеих рек одинаковы и равны 0,37). При значительных размерах и протяженности водосбора р. Нарын условия питания, а следовательно, и режим реки существенно изменяются по мере продвижения вниз. Изменение условий питания можно видеть хотя бы по изменениям высотных характеристик водосбора (табл. 98).

Уменьшение площадей, занятых высотами более 4000 м и 3500 м, приводит к уменьшению роли высокогорных снегов и ледников в общем питании реки по мере продвижения вниз по течению. Это же обстоятельство немедленно сказывается на внутригодовом распределении стока, что легко увидеть из табл. 99.

Таблица 97

Характеристика стока воды р. Нарын у г. Нарын

1931—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	δ
Расход в м³/сек.																	
средний	25,3	44,0	118	189	233	199	85,1	45,1	33,5	28,5	24,4	23,8	87,5	—	—	—	—
наибольший	33,6	76,3	213	373	388	279	155	68,1	40,7	34,2	30,7	33,0	114	—	—	—	—
наименьший	18,2	21,1	50,9	54,4	144	113	50,7	32,1	22,7	14,2	10,2	19,0	61,7	—	—	—	—
Сток в % от годового																	
средний	2,4	4,2	11,3	18,0	22,2	19,0	8,1	4,3	3,2	2,7	2,3	2,3	100	35,9	49,3	14,8	1,37
многоводный 1944-45 г.	2,0	3,1	8,4	14,5	24,6	23,0	9,4	4,3	3,1	2,7	2,5	2,4	100	28,0	57,0	15,0	2,01
маловодный 1941-42 г.	2,3	5,4	18,1	22,9	14,4	16,6	6,3	3,8	2,8	2,6	2,3	2,5	100	48,7	37,3	14,0	0,76

Таблица 98

Станция, участок	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Площадь, занятая высотами, в %	
			⩾4000 м	⩾3500 м
Нарынская	10 610	3603	18,6	57,4
Дупкурская (устье р. Кокирим)	34 440	3032	8,1	27,4
Сарыкамышская (устье р. Кёкёмерен)	44 640	2958	6,3	23,4
Учкурганская	57 590	2775	5,2	19,7
Сарыкамыш — Учкурган . .	12 950	1978	0,4	3,6

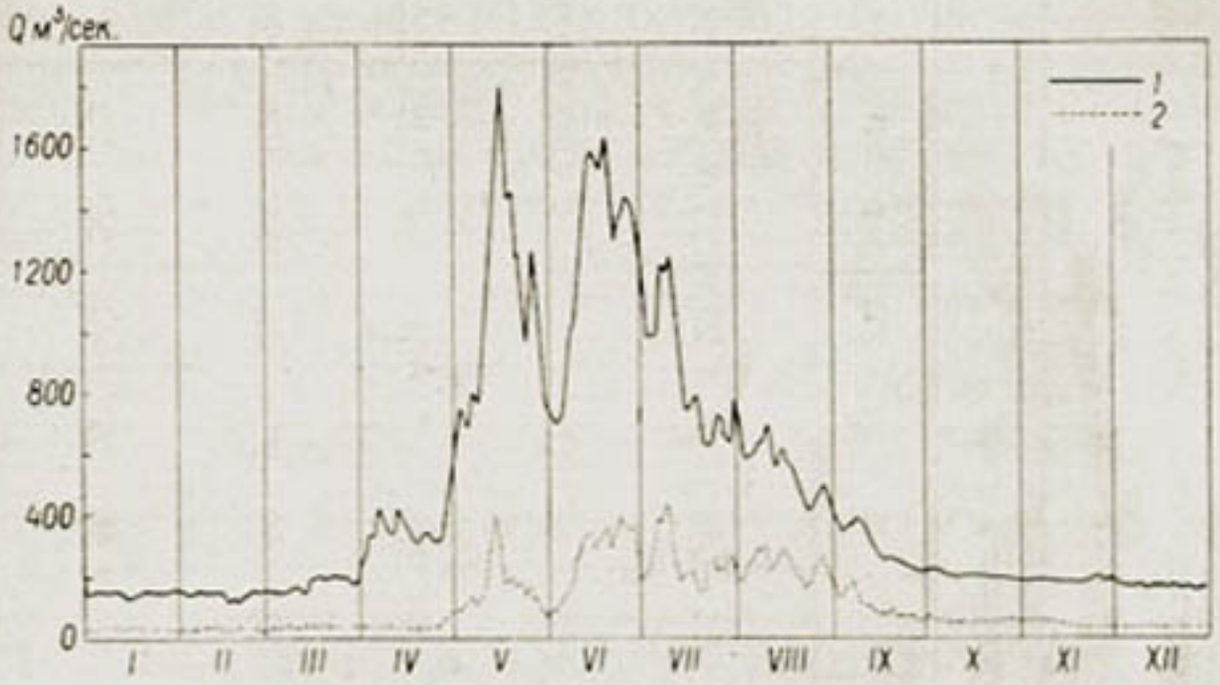


Рис. 136. Гидрографы р. Нарын за 1942 г.
1 — у г. Учкурган, *2* — у г. Нарын.

На основании данных табл. 99 можно констатировать все более и более раннюю концентрацию стока при продвижении вниз по реке. В самом деле, в створе Нарынской станции наибольший средний месячный расход наблюдается в июле, в августе расходы ничтожно уступают июльским, сток за июль—сентябрь значительно превышает сток за март—июнь и т. д. В створе Дупкурской станции наибольший средний месячный расход передвигается на июнь, июльские расходы немногим уступают июньским, но существенно выше майских, сток за июль—сентябрь несколько ниже стока за март—июнь. В створе Сарыкамышской станции, расположенной ниже устья р. Кёкёмерен, наибольший средний месячный расход также приходится на июнь, но июльский сток уже существенно уступает июньскому, а разрыв между стоком за март—июнь и июль—сентябрь продолжает увеличиваться. При выходе р. Нарын в Ферганскую долину (створ Учкурганской станции) июльский и майский сток

Таблица 99

Характеристика стока воды р. Нарын

1941—1944 гг.

Станция, участок	Средний расход в м³/сек.													Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового			f
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год		III—VI	VII—IX	X—II	
Нарынская . . .	25,6	41,4	148	204	235	225	95,8	48,1	34,0	29,6	25,0	24,4	94,6	8,92	36,8	49,0	14,2	1,33
Дупкурская . .	98,0	134	347	445	435	359	183	127	111	95,5	85,5	87,9	209	6,07	40,8	38,9	20,3	0,96
Сарыкамышская .	140	206	565	763	675	505	269	183	157	136	134	132	322	7,21	43,3	37,5	19,2	0,87
Учкурганская . .	198	328	835	1020	823	585	333	229	207	176	158	154	420	7,29	47,2	34,5	18,3	0,73
Сарыкамыш — Учкурган . .	58	122	270	257	148	80	64	46	50	40	24	22	98	7,57	59,9	24,7	15,4	0,41

выравнивается, а сток за март—июнь на 37% превышает сток за июль—сентябрь. На участке между Сарыкамышской и Учкурганской станциями наибольший сток передвигается на май, а сток за июль—сентябрь составляет всего 41% стока за март—июнь. Таким образом, несколько выше Дупкурской станции Нарын из реки ледниково-снегового питания превращается в реку снегово-ледникового питания, причем роль вечных снегов и ледников в общем питании реки уменьшается, а роль сезонных снегов повышается. Приведенные данные наглядно показывают, как изменяются условия питания реки в пределах горной области, вызванные главным образом изменением высотной характеристки водосбора, и как эти изменения в условиях питания сказываются на ее режиме.

При анализе режима р. Нарын[1] обращает на себя внимание еще одно обстоятельство — уменьшение удельной водоносности в средней части водосбора. Так, у г. Нарын средний за 1941—1944 гг. модуль стока составлял 8,92 л/сек. км², в створе Дупкурской станции он уменьшался до 6,07 л/сек. км², а между Нарынской и Дупкурской станциями — до 4,79 л/сек. км², затем он снова возрастал сначала до 7,21 л/сек. км² в створе Сарыкамышской станции, а затем до 7,29 л/сек. км² при выходе реки из гор и, наконец, на участке Сарыкамыш—Учкурган составлял 7,57 л/сек. км². Таким образом, обычная картина распределения стока горных рек Средней Азии (возрастание средних модулей стока при продвижении вверх по реке) здесь резко нарушается. Объясняется это тем, что средняя часть бассейна р. Нарын находится в глубине гор и отгорожена от влажных воздушных масс рядом хребтов, поэтому количество осадков здесь меньше, чем в нижней более открытой части водосбора, и меньше, чем в самой высокой его части, выдающейся над окраинными хребтами. Этот пример лишний раз свидетельствует о том, что доступность водосбора влажным воздушным массам играет огромную роль в его водоносности.

Нужно сказать, что удельная водоносность водосбора р. Нарын очень низка, если учесть его высотную характеристику и ориентацию по отношению к воздушным массам, несущим в Среднюю Азию осадки. Это, помимо его недоступности для них, объясняется еще преобладанием на большей части водосбора (за исключением самой нижней части) летних осадков, как уже отмечалось при общей характеристике бассейна.

Средний за период 1910—1918, 1925—1960 гг. расход р. Нарын при выходе из гор (Учкурганская станция) равен 427 м³/сек., что дает средний модуль стока 7,40 л/сек. км². Средние годовые

---

[1] Напомним, что средний многолетний модуль стока водосбора р. Большой Нарын равнялся 8,23 л/сек. км², а водосбора р. Малый Нарын — 11,0 л/сек. км².

расходы воды колеблются в пределах 575 (1959 г.) — 267 м³/сек. (1917 г.), а их коэффициент вариации равен 0,16[1]. Основные характеристики стока даны в табл. 100.

Изменение распределения стока на протяжении года здесь менее значительно, чем в верхнем течении реки (у г. Нарын), но все же в отдельные годы р. Нарын должна быть отнесена к рекам ледниково-снегового питания ($\delta \geqslant 1{,}0$), тогда как обычно она является представительницей рек снегово-ледникового питания. Наибольший максимальный расход за годы наблюдений равнялся 2430 м³/сек. (16/VI 1934 г.); максимальные расходы, превышающие 2000 м³/сек., были зарегистрированы в шести годах из 45.

Наименьший средний месячный расход зафиксирован в январе 1918 г. (100 м³/сек.), однако в течение коротких отрезков времени расходы могут снижаться почти до 60 м³/сек. В русле р. Нарын после выхода из гор и до широты с. Уйчи, т. е. на конусе выноса, наблюдаются интенсивные потери поверхностного стока. Ниже, до слияния с р. Карадарья, происходит выклинивание грунтовых вод. Количественно эти процессы из-за отсутствия данных не могут быть оценены.

Твердый сток. Средний расход взвешенных наносов р. Нарын в створе Учкурганской станции (без Большого Ферганского канала) составляет 500 кг/сек., следовательно, за год река проносит 15 800 тыс. т взвешенных наносов. Средняя мутность воды равна 1,26 кг/м³. Если эту мутность распространить на створ, расположенный выше Большого Ферганского канала (БФК), то расход взвешенных наносов р. Нарын при выходе из гор будет равен 53,6 кг/сек., а годовой сток — 16 900 тыс. т и средний смыв с 1 км² водосбора — 290 т за год. Высокий смыв с поверхности водосбора, если учесть небольшую удельную водоносность, объясняется развитием здесь неогеновой соленосной (конгломераты, мергелистые глины) и палеогеновой красноцветной (мергелистые глины, песчаные и мелкогалечные конгломераты) континентальных толщ, легко поддающихся размыву. Наибольших значений расходы взвешенных наносов достигают в июне, т. е. тогда же, когда проходят максимальные расходы воды, наименьших — в декабре—январе. Только за два месяца (май—июнь) Нарын проносит 54% годового стока взвешенных наносов, тогда как за период межени (октябрь—февраль) проходит менее 1,5% (табл. 101).

В табл. 101 и 102 помещены данные, относящиеся к створу Учкурганской станции без учета забора воды БФК.

---

[1] Средний расход р. Нарын за 1910—1962 гг., полученный Средазгидропроектом путем восстановления расходов воды, составляет 432 м³/сек. Наибольший средний годовой расход воды имел место в 1921 г. и был равен 770 м³/сек.

Таблица 100

Характеристика стока воды р. Нарын у ст. Учкурганской

1910—1918, 1925—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	δ
Расход в м³/сек.																	
средний	217	335	725	1022	871	613	352	252	216	180	175	163	427	—	—	—	—
наибольший	263	691	1113	1720	1402	1130	574	374	296	238	259	207	575	—	—	—	—
наименьший	155	191	667	310	418	426	253	173	142	113	100	117	267	—	—	—	—
Сток воды в % от годового																	
средний	4,3	6,5	14,1	20,0	17,0	12,0	6,9	4,9	4,2	3,5	3,4	3,2	100	44,9	35,9	19,2	0,80
1954-55 г.	3,6	6,8	10,0	16,8	18,4	16,6	8,5	5,5	4,4	3,4	3,0	3,0	100	37,2	43,5	19,3	1,17
1941-42 г.	3,9	7,7	20,0	21,8	12,3	10,5	5,9	4,4	4,1	3,5	3,0	2,9	100	53,4	28,7	17,9	0,54

Таблица 101

Характеристика стока взвешенных наносов р. Нарын в створе Учкурганской станции

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II
Средний расход в кг/сек.	75,4	571	1390	1850	1350	586	88,6	25,2	22,3	12,2	12,7	15,7	500	—	—	—
Средний сток в % от годового	1,25	9,5	23,2	30,8	22,5	9,8	1,48	0,42	0,37	0,21	0,21	0,26	100	64,75	33,78	1,47

Предельное содержание наносов различных фракций и средний многолетний фракционный их состав приводятся в табл. 102.

Таблица 102

Содержание наносов в воде р. Нарын у ст. Учкурганской в % по весу

	Диаметр частиц в мм			
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
Среднее	2	20	22	56
Наибольшее	4,0	48,5	37,0	95,9
Наименьшее	0,0	1,5	2,4	26,5

В верховьях р. Нарын (створ Нарынской станции) смыв значительно менее интенсивен и составляет 125 т/км² в год. Пониженная интенсивность смыва в верховьях объясняется особенностями литологического состава пород (преобладают палеозойские кристаллические сланцы, массивные, часто метаморфизированные известняки и изверженные породы, соленосная и красноцветная толщи почти не имеют распространения), широким распространением здесь сыртов, сравнительно небольшой относительной высотой хребтов, изобилием моренных озер, играющих роль естественных отстойников. Поэтому сток взвешенных наносов в створе Нарынской станции невелик и составляет всего 1330 тыс. т (средний расход 42,2 кг/сек.), а мутность воды равна 0,485 кг/м³. Наибольший месячный сток взвешенных наносов в соответствии с ходом расходов воды приходится на июль (в среднем за 17 лет 199 кг/сек.), наименьший — на февраль (0,387 кг/сек.).

Ледовые образования. На р. Нарын на участке Учкурганской станции представлены плывущими формами и заберегами. Средняя продолжительность шугоходов равна 48 дням, наибольшая — 88 дням и наименьшая — 7 дням.

Средняя продолжительность ледохода равна 3 дням, наибольшая — 18 и наименьшая — 0 дней. Самое раннее появление ледовых образований отмечено 12/XI, самое позднее окончание — 31/III. В пределах горной области также распространены почти исключительно плывущие ледовые образования (главным образом шуга), продолжительность которых значительна, особенно в верхнем течении, а начало наблюдается рано (табл. 103). Ледоставы носят локальный характер, хотя могут распространяться на значительную длину. Ледоставы и ледяные перемычки часто образуются в одних и тех же местах. Согласно данным авиаразведок, которые производились УГМС УзбССР в 1960—

Таблица 103

Сведения о ледовых явлениях на р. Нарын

Станция	Появление и исчезновение ледовых образований		Ледоставы и ледяные перемычки		Продолжительность ледовых образований, сутки								
					шугоход			ледоход			забереги		
	самое раннее начало	самый поздний конец	самое раннее начало	самый поздний конец	наибольшая	наименьшая	средняя	наибольшая	наименьшая	средняя	наибольшая	наименьшая	средняя
Нарынская	18/X	18/IV	Наблюдались 1 раз		121	65	97	6	0	0	147	0	114
Дупкурская	3/XI	20/III	Не наблюдались		115	38	84	29	0	4	112	27	76
Сарыкамышская . . .	4/XI	25/III			108	0	71	11	0	2	103	0	61
Кетменьтюбинская . .	12/XI	31/III	Наблюдались 3 раза		114	15	58	33	0	7	114	0	47

Таблица 104

Характеристика стока воды р. Атбаши близ устья

1935, 1936, 1939—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II
Средний расход в м³/сек.	23,3	26,7	45,2	47,2	46,7	43,8	34,1	30,2	28,1	27,1	22,9	22,0	33,1	—	—	—
Сток в % от годового	5,9	6,7	11,4	11,9	11,7	11,0	8,6	7,6	7,1	6,8	5,8	5,5	100	35,9	31,3	32,8

Таблица 105

Средние расходы воды р. Алабуга в м³/сек.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	s
1960 г.	21,1	21,3	15,9	23,4	43,3	81,2	71,4	41,9	22,2	15,7	14,6	15,0	32,2	0,83
1961 г.	13,4	12,8	11,5	16,6	49,1	56,4	48,5	38,7	29,7	15,9	11,9	10,6	26,3	0,88

1963 гг. на р. Нарын ниже Кетменьтюбинской котловины, ледоставы и ледяные перемычки зафиксированы три раза на 69, 77, 84, 94, 99, 128, 134 и 161-м км от устья. Если ледоставы в горной области бассейна не имеют большого распространения, то заторно-зажорные явления в некоторых местах бывают значительными. Во всяком случае, они отмечены на р. Нарын и на некоторых ее притоках (Сусамыр, Кёкёмерен, Кокджерты и др.).

На Верхней Учкурганской станции, открытой Средазгидропроектом в 10 км выше Учкурганской станции УГМС УзбССР, в течение пяти лет учитывался сток шуги. В среднем за этот период годовой сток шуги составил 18,6 млн. м³. Наименьший сток наблюдался зимой 1953-54 г. (10,6 млн. м³), наибольший — зимой 1956-57 г. (29,6 млн. м³).

Зимой 1960-61 г. на р. Нарын на станции Карасуйской, открытой Средазгидропроектом в 0,9 км ниже устья р. Карасу (левая), сток шуги составил 35,5 млн. т. Объемный вес шуги в искусственно уплотненном состоянии может быть принят 0,68 г/см³, т. е. близким к объемному весу шуги, установленному на Сыр-Дарье на участке Запорожской станции (0,62 г/см³). Тогда сток шуги в объемном выражении составит 52 млн. м³. Интересно отметить, что зимой 1961-62 г. сток шуги на Карасуйской станции составил всего 14 млн. т, а зимой 1962-63 г. — 10,2 млн. т.

Притоки реки Нарын

Среди многочисленных притоков резко выделяются по своей водоносности и размерам водосбора три реки (сверху вниз): Атбаши, Алабуга (левая) и Кёкёмерен (правая), занимающие вместе почти 37% общей водосборной площади р. Нарын. Ниже даем характеристику этих рек.

Река Атбаши (L=178 км; F=5690 км²). Исток р. Атбаши (рис. 137) лежит на высоте 4542 м и представляет собой ряд ручьев, питающихся снежниками и ледниками. В верхнем течении, где река носит название Джангджир, долина узкая. От устья р. Ичкекоманда долина расширяется. Ниже впадения слева наиболее крупного притока Каракоюн ширина долины по дну снова уменьшается, а через 23 км река прорывает горы Каратау чрезвычайно узкой теснiной. Вырвавшись из теснины, река через 1 км впадает в Нарын. Склоны долины в пределах ее расширенной части террасированы. Выше р. Ичкекоманда поймы нет, ниже появляется двухсторонняя пойма; особенно сильно развита пойма у с. Атбаши. В 12 км выше с. Атбаши вся вода инфильтруется в ложе, и на протяжении 6 км русло реки сухое. Ниже устья р. Каракоюн и до входа в теснину имеется двухсторонняя пойма; русло реки умеренно извилистое, неразветвленное. После выхода реки из теснины снова появляется пойма.

По высоте водосбор р. Атбаши занимает первое место среди трех крупнейших притоков р. Нарын (рис. 138). Его средняя взвешенная высота составляет 3056 м, высоты более 4000 м занимают 7,2% общей площади водосбора, а высоты более

Рис. 137. Река Атбаши.

3500 м — 26,9%. Таким образом, по высотной характеристике водосбора р. Атбаши вполне могла бы относиться к рекам ледниково-снегового питания. Однако, согласно наблюдениям (табл. 104), она является представительницей рек снегово-ледникового питания ($\delta = 0{,}87$). Это объясняется прежде всего чрезвычайно слабым увлажнением бассейна атмосферными осадками, что подтверждается величиной среднего модуля стока, равного 5,82 л/сек. км^2.

Средний расход р. Атбаши у устья составляет 33,1 м³/сек. Особенностью режима является высокое подземное питание, в силу чего ее месячный сток не падает ниже 5—6% годового стока, а коэффициент внутригодовой неравномерности стока крайне низок и равен всего 0,13. Большое подземное питание р. Атбаши является главным образом результатом интенсивной

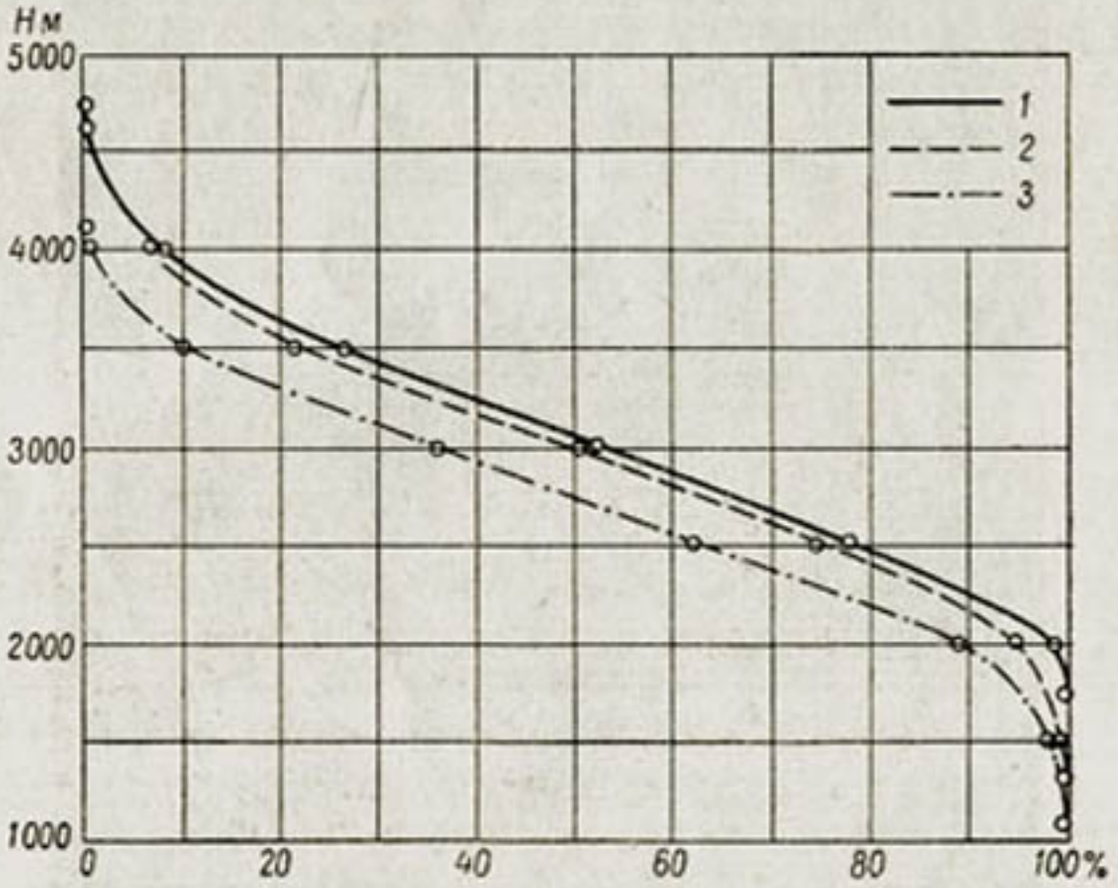


Рис. 138. Гипсометрические кривые водосборов крупнейших притоков р. Нарын.

1 — р. Атбаши, *2* — р. Алабуга, *3* — р. Кёкёмерен.

инфильтрации поверхностного стока в рыхлые отложения расширенной части долины, о чем говорилось выше. Об этом свидетельствует тот факт, что в верхнем течении у с. Ичкекоманда ($F=1540$ км²) зарегулированность стока Атбаши невысокая (коэффициент внутригодовой неравномерности стока равен 0,34). Отметим, что у с. Ичкекоманда средний за 1938—1942, 1944, 1945, 1947—1960 гг. расход воды составляет 18,7 м³/сек., а модуль стока — 12,1 л/сек. км².

Река Алабуга ($L=193$ км; $F=5790$ км²). Река Алабуга, называемая в верхнем течении Арпа, берет начало на северных склонах Ферганского хребта из многочисленных горных потоков, питающихся снегами и небольшими ледниками.

Как притоки, так и сама р. Арпа прорезали себе глубокие русла в галечниковых отложениях, заполняющих древнюю озерную котловину. Ниже река прорывает хребет Джамандаван ущельем, после чего снова вступает в котловину, где на склонах ее прослеживаются три террасы (рис. 139).

По высотным показателям водосбор р. Алабуга чрезвычайно близок водосбору р. Атбаши, совершенно незначительно уступая ему. В самом деле, средняя взвешенная высота водосбора р. Алабуга равна 3016 м. Высоты более 4000 м занимают в нем 6,8% площади, а высоты более 3500 м — 21,0% (см. рис. 138). Режим р. Алабуга начал изучаться с конца 1959 г. В табл. 105 приведены данные о расходах воды в створе, расположенном в 54 км выше устья ($F = 3710$ км^2).

Рис. 139. Река Алабуга.

Как видно из табл. 68, по внутригодовому распределению стока р. Алабуга близка к р. Атбаши. Разница заключается только в меньшей зарегулированности стока, если рассматривать последнюю в нижнем течении. Средний за два года модуль стока равен 7,9 л/сек. км^2. Однако близ устья, где средний за два года расход воды должен быть равен 33—34 м^3/сек., модуль стока составит 5,7—5,9 л/сек. км^2, т. е. близок к модулю стока водсбора Атбаши. Это и должно быть, так как по высотным условиям и доступности влажным воздушным массам оба водосбора близки друг к другу.

Наибольший расход в 1960 г. был зарегистрирован 8/VII и равнялся 124 м^3/сек., а в 1961 г. он прошел 4—7/VI и составил 78,9 м^3/сек. Наименьший расход в 1960 г. был равен 14,0 м^3/сек. (29/XI), а в 1961 г. — 9,70 м^3/сек. (10, 18/XII).

Река Кёкёмерен (L=197 км; F=9800 км²). Самый крупный по площади водосбора и водоносности приток Кёкёмерен в верхней части течения известен под названием Сусамыр. Сусамыр питается на южных склонах Киргизского хребта и северных склонах Сусамырского.

От истока и до впадения р. Утмек долина р. Сусамыр представляет собой узкий (до 2,5 км поверху) трог, в дно которого врезана современная долина реки с крутыми вогнутыми склонами и дном шириной 10—80 м. Ниже устья р. Утмек долина расширяется и достигает наибольшей ширины поверху (до 9 км) в районе впадения притоков Мустер и Курунды. Склоны долины крутые, террасированные; ширина долины по дну достигает 200 м. От устья р. Тюзашу и до устья р. Тепкорумды долина снова суживается до 2 км поверху и до 40 м понизу. Склоны на этом участке крутые, террасированные. Ниже и до впадения в Сусамыр крупнейшего притока Западный Каракол (левый) река протекает в широкой (до 1800 м по дну в середине участка) долине, сужающейся при приближении к Западному Караколу до 300—400 м. По склону и по дну долины на всем ее протяжении выклиниваются подземные воды, дно долины в районе впадения р. Западный Каракол заболочено. Русло р. Сусамыр выше р. Утмек неразветвленное. На участке между реками Утмек и Тюзашу в русле изредка встречаются острова. Берега русла крутые, легко размываются. От впадения р. Тюзашу река приобретает порожистый характер. В районе устья р. Западный Каракол русло сильно разветвленное, разбивается на сложную систему протоков разнообразной ширины, глубины и длины. После впадения р. Западный Каракол река под названием Кёкёмерен входит в узкую долину, дно которой имеет ширину около 130 м, склоны крутые, а через 8 км — в узкое ущелье с вертикальными стенами высотой 50—60 м. Пройдя в ущелье 20 км, река вступает в долину шириной по дну 250 м, на ее склонах прослеживаются остатки террас. Ниже, у впадения р. Кызилой долина суживается. В 15 км выше устья р. Табылгаты и до впадения названной реки Кёкёмерен протекает в долине с крутыми склонами, сложенными конгломератами и сильно рассеченными временными потоками. Плоское дно долины, имеющее ширину 250—1000 м, возвышается над меженным уровнем на 2—3 м.

От устья р. Табылгаты и до впадения в Нарын (L=34 км) долина Кёкёмерена узкая; дно, имеющее ширину 20—80 м, часто целиком занято руслом реки. Склоны долины, сложенные конгломератами, очень крутые, в нижних частях слаботеррасированные (рис. 140).

Русло реки от устья р. Западный Каракол и до впадения в Нарын по преимуществу умеренно извилистое, неразветвлен-

ное (разветвлено русло только на участке между устьями рек Кичикул и Табылгаты). Берега реки высотой 1—3 м.

Рис. 140. Река Кёкёмерен.

От устья р. Табылгаты до впадения в Нарын русло реки узким каньоном врезано на 10—15 м в дно долины.

По высотным показателям бассейн р. Кёкёмерен значительно уступает рассмотренным выше притокам р. Нарын (см. рис. 138).

Его средняя взвешенная высота 2737 м; высоты более 4000 м занимают только 0,3% площади водосбора (против 7,2% у р. Атбаши и 6,8% у р. Алабуги), а более 3500 м — 10,3%. Пониженные высоты водосбора обусловливают меньшее питание за счет высокогорных снегов и ледников и вследствие этого — более раннюю концентрацию стока у р. Кёкёмерен по сравнению с реками Атбаши и Алабуга. Вполне закономерно, что по мере продвижения вниз по течению наблюдается все более и более ранняя концентрация стока. Это можно видеть на примере 1939 г., за который имеются данные по ряду гидрометеорологических станций (табл. 106).

Сравнительно продолжительные наблюдения за режимом р. Кёкёмерен, позволяющие вывести средние показатели, имеются только в створах Аральских станций, а также на р. Сусамыр в 6 км выше устья р. Западный Каракол ($F=2410$ км^2). Эти данные приведены в табл. 107.

Как видно из сопоставления данных табл. 106 и 107, 1939 г. был годом маловодным. На основании имеющихся материалов средний расход р. Кёкёмерен у устья может быть оценен приближенно 100 м^3/сек.

По данным Средазгидропроекта, средний за 1933—1957 гг. расход воды р. Кёкёмерен равен 98,8 м^3/сек.

Средний модуль стока округленно составляет 10 л/сек. км^2. Таким образом, по удельной водоносности Кёкёмерен значительно превосходит реки Атбаши и Алабуга, что вполне понятно, так как водосбор находится в более доступной влажным воздушным массам части бассейна р. Нарын.

Наибольший из максимальных расходов был зарегистрирован на р. Кёкёмерен ниже устья р. Джумгол 15, 16/VII 1958 г. и равнялся 594 м^3/сек.

Прочие притоки р. Нарын. Из других сравнительно крупных притоков р. Нарын, сток которых в той или иной мере изучался, можно упомянуть реки Онарча, Кокджерты, Кокирим, Чичкан, Узунахмат, Карасу левобережная и Карасу правобережная.

Река Онарча собирает свои воды с северного склона хребтов Нура и Байдулы, на которых имеются снеговые поля. Площадь бассейна реки 1450 км^2, средняя его высота 2924 м.

Река Кокджерты вытекает из крупного озера Сонкёль. В 5 км от озера река прорезает гряду и спокойное вначале течение принимает характер горной реки, стремящейся бурными каскадами по узкому каменистому ущелью. Площадь бассейна реки 1990 км^2, средняя его высота 3196 м.

Река Кокирим имеет площадь водосбора 1690 км^2. Средний расход воды у устья округленно равен 23 м^3/сек.

Река Чичкан (Улучичкан) имеет площадь бассейна 1150 км^2, ее средний за 13 лет расход воды равен округленно 20 м^3/сек.

Характеристика стока воды р. Сусамыр-Кёкёмереи

1939 г.

Станция	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Средний расход в м³/сек.												Сток в % от годового		δ
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год	III—VI	VII—IX	
Каракольская	4227	2962	16,0	15,8	15,7	22,7	115	117	94,3	59,9	38,3	27,1	20,1	16,4	46,5	48,4	34,5	0,71
Аральская (1,8 км выше устья р. Джумгол)	5213	2938	16,6	16,8	13,8	19,2	126	119	103	62,5	38,1	31,4	25,3	17,5	49,1	47,3	34,5	0,73
Аральская (0,5 км ниже устья р. Джумгол)	7970	2842	29,2	26,9	28,9	30,2	164	134	115	73,6	46,4	37,0	31,6	28,1	62,1	47,9	31,6	0,66
Сарыкамышская (устье)	9794	2737	35,0	37,3	37,8	33,8	234	183	145	91,5	60,6	47,9	41,8	35,0	82,3	50,0	30,1	0,60

Таблица 107

Характеристика стока р. Сусамыр—Кёкёмерен

Станция	Период наблюдений, гг.	Средние расходы в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек.км²	Средний расход воды в м³/сек.												Сток в % от годового			Cv
				III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II	
1,8 км выше устья р. Джумгол	1933—60	68,8	13,2	21,1	34,4	118	199	163	95,5	55,6	38,7	29,8	24,2	23,2	22,9	45,2	38,0	16,8	0,84
0,5 км ниже устья р. Джумгол	1913—15, 1933—60	79,1	9,9	29,4	43,7	127	219	179	106	62,0	47,5	38,7	34,1	32,3	30,0	44,2	36,6	19,2	0,83
6 км выше устья р. Западный Каракол . . .	1934—60 (с перерывами)	40,0	16,6	10,6	19,8	70,8	125	105	52,2	27,0	19,0	14,6	12,5	11,8	11,1	47,1	38,5	14,4	0,82

Таблица 108

Характеристика стока притоков р. Нарын

Река — пункт	Период наблюдений, гг.	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Средний годовой расход воды в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового			Cv
						III—VI	VII—IX	X—II	
Онарча — ниже устья р. Опук	1936—38, 1940—60	1360	3025	10,3	7,58	49,1	34,2	16,7	0,70
Кокджерты — с. Актала . .	1934—60	1990	3196	5,28	2,65	46,8	34,1	19,1	0,73
Узунахмат — устье р. Устасу	1930—60	1830	—	29,1	15,9	48,5	34,5	17,0	0,70

Река Узунахмат собирает свои воды со склонов Таласского Алатау и хребта Узунахмат. Площадь бассейна реки 2130 км².

Река Карасу левобережная имеет площадь бассейна 1340 км², его средняя высота 2370 м.

Средний за четыре года (1958, 1959, 1961, 1962) расход воды в 0,12 км ниже устья р. Каракол ($F=1070$ км²) равен 11 м³/сек.

Река Карасу правобережная — площадь бассейна реки 2842 км², его средняя высота 1994 м, средний за 13 лет расход воды округленно равен 41 м³/сек.

В табл. 108 приведены некоторые данные по режиму наиболее изученных рек.

Река Карадарья

Общая характеристика бассейна. Бассейн Карадарьи занимает восточную часть Ферганской котловины. Сток реки формируется на юго-западном склоне Ферганского хребта и северном склоне Алайского. Первый хребет повышается к юго-востоку. Если на севере его отметки не превышают 4000 м, опускаясь до 1500 м, то на юге, у стыка с Алайским хребтом, отметки его вершин приближаются к 5000 м, а перевалы часто лежат на высоте более 4000 м. Только здесь область вечных снегов получает сравнительно большое развитие, так же как и оледенение.

Высота гребня Алайского хребта почти всюду превышает 4500 м, часто достигая 5000 м и более. Несколько ниже гребень хребта в водосборе р. Куршаб (левого притока Карадарьи), где наивысшая вершина имеет отметку 4697 м. В водосборе р. Тар наивысшая отметка равна 5306 м, в водосборе р. Акбура — около 5600 м и т. д. Этим определяется характер питания и внутригодового распределения стока рек бассейна Карадарьи. Все ее притоки и составляющие, формирующие свой сток на Ферганском хребте, относятся к рекам снегово-ледникового питания, причем на северо-западе роль вечных снегов и ледников в питании рек совершенно ничтожна, в силу чего паводки проходят рано (гребень в мае), а сток за июль — сентябрь невелик (18—20% годового стока). К рекам такого типа относятся Яссы, Кугарт, Карауигур и Майлису. Только в бассейне р. Каракульджа в связи с повышением гребня хребта и довольно существенным развитием вечных снегов и оледенения сток за июль — сентябрь возрастает до 38,4% годового, а в водосборе р. Тар, частично питающейся на Алайском хребте, — до 37,6%.

Притоки Карадарьи, стекающие с северного склона Алайского хребта, благодаря большой его высоте являются по преимуществу реками ледниково-снегового питания с поздним сосредоточением стока. Только р. Куршаб, формирующая сток

в пониженной части хребта, относится к рекам снегово-ледникового питания.

Карадарья образуется слиянием рек Тар и Каракульджа, из которых наиболее крупной является первая. От истока и до выхода в Ферганскую долину (Кампырраватское ущелье) Карадарья принимает два крупных притока: на 39-м км от истока справа р. Яссы и на 40-м км слева р. Куршаб. По существу, сток этих притоков и сток рек Тар и Каракульджа и формирует расходы воды Карадарьи, так как ниже расположенные притоки Кугарт и Караунгур с Майлису (правая), Акбура и Араван (левые) или своих вод до Карадарьи не доносят совсем (Акбура, Араван), или сбрасывают после разбора на орошение только остатки стока главным образом в период прохождения половодий и паводков. Все притоки Карадарьи будут описаны совместно с притоками Сыр-Дарьи в пределах Ферганской долины.

По выходе из гор Карадарья интенсивно разбирается на орошение сетью ирригационных каналов, из которых наиболее крупными являются Большой Ферганский, Шаарихансай, Андижансай (левый) и Пахтаабад.

Более доступный влажным воздушным массам водосбор Карадарьи выше Кампырраватского ущелья отличается повышенной удельной водоносностью, превышая в этом отношении водосбор р. Нарын более чем в 1,3 раза (сток с 1 км² водосбора равен 9,87 л/сек. км² против 7,40 л/сек. км² р. Нарын). Имея меньшую высоту водосбора по сравнению с водосбором р. Нарын, Карадарья в июле—сентябре несет меньшее количество воды, чем Нарын (соответственно 29,8 и 35,9% годового стока).

Интенсивность смыва с поверхности водосбора Карадарьи более чем вдвое превышает интенсивность смыва с водосбора р. Нарын. С 1 км² ее водосбора выше Кампырраватского ущелья в Ферганскую долину ежегодно выносится 652 т взвешенных наносов, тогда как Нарын выносит всего 290 т/км² в год.

Каракульджа ($L = 119$ км; $F = 1210$ км²). По водоносности, длине и в особенности площади водосбора Каракульджа значительно уступает р. Тар. За исток может быть принят ручей Каракол, вытекающий из одноименного ледника. В верхнем и среднем течениях (до устья р. Кокджар нижней) река является бурным потоком, протекающим среди валунов и галечников, заполняющих дно горной долины. Русло реки умеренно извилистое, слаборазветвленное. Ниже устья р. Кокджар долина, имеющая ящикообразную форму, постепенно расширяется. Река, сильно меандрируя и ветвясь на протоки, течет между обрывистыми уступами надпойменной террасы. Течение, сохраняя черты, присущие горному потоку, становится в общем спокойнее.

Каракульджа отличается чрезвычайно узким и длинным водосбором. Длина его равна 107 км, ширина в наиболее расширенной части доходит до 24 км, а в верховьях сужается до 7 км. Гид-

рографическая сеть бассейна вследствие его узости отличается простотой: главный, почти прямолинейный ствол Каракульджи и множество мелких, очень коротких, круто падающих притоков, которые, врезаясь в склоны хребтов, сильно их расчленяют.

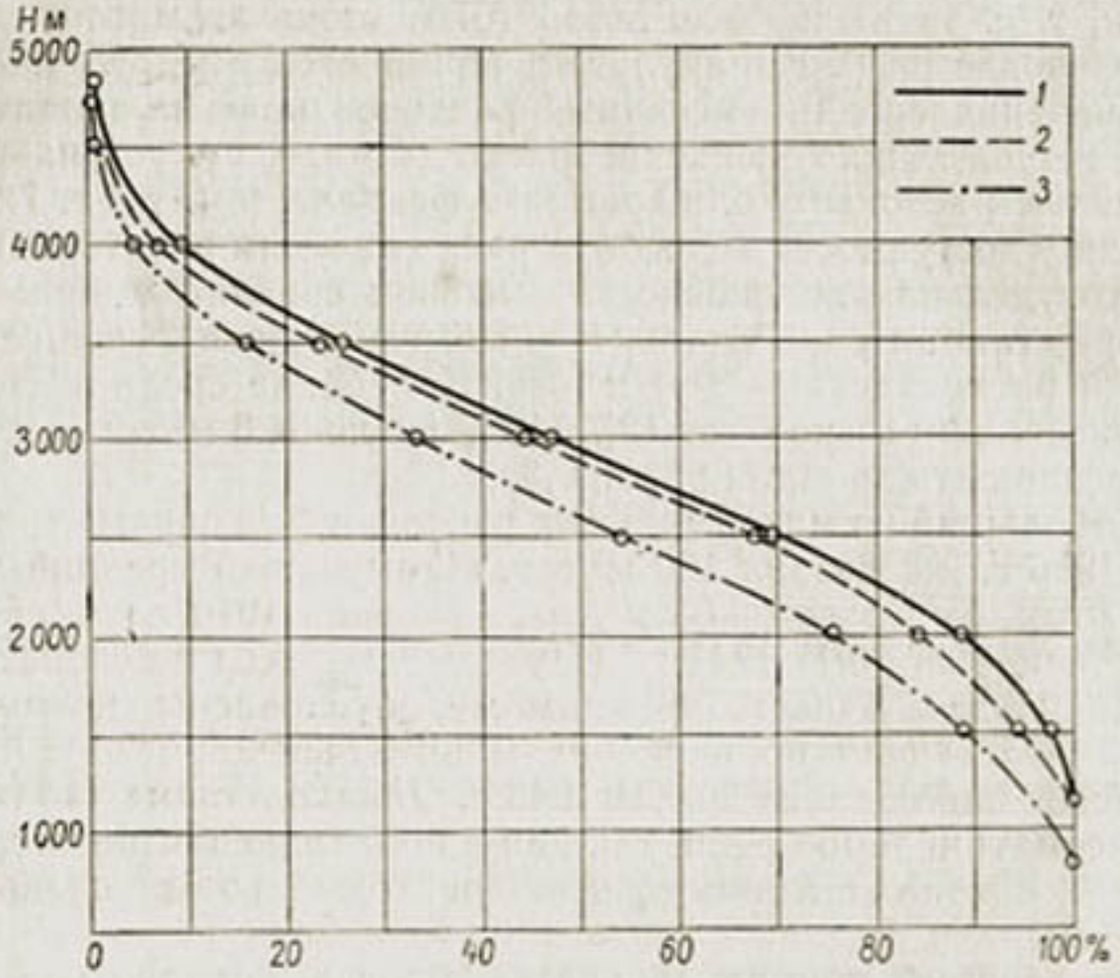


Рис. 141. Гипсометрические кривые водосборов р. Карадарья и ее составляющих.

1 — р. Тар, *2* — р. Каракульджа, *3* — р. Карадарья.

Питание. Режим жидкого стока. В высотном отношении бассейн р. Каракульджа характеризуется следующими данными: средняя взвешенная высота 2864 м, высоты более 3500 м занимают 23,8% общей площади водосбора, а высоты свыше 4000 м — 6,5% (рис. 141).

Значительные высоты верховьев бассейна и глубокая расчлененность его склонов долинами боковых притоков создают сравнительно благоприятные условия для аккумуляции осадков и образования снежников, ледников и вечных снегов. И действительно, экспедицией УГМС УзбССР под руководством И. А. Ильина в 1936—1937 гг. было обнаружено в глубоких долинах рек значительное количество снежников, которые погребают под собой речное русло. Мощность снежников достигает нескольких десятков метров (до 50 м), и некоторые из них не успевают растаять за лето. В верхней части бассейна зарегистрирован 31 ледник общей площадью 39 км^2. Высота нижней границы лед-

ников 3400—4000 м, а средняя высота снеговой линии 4160 м [5]. Таким образом, около 5% площади водосбора р. Каракульджа располагается выше снеговой линии. Поэтому здесь сравнительно высока роль в питании реки вечных снегов и ледников, и вследствие этого наблюдается довольно значительный сток за период их таяния, т. е. за июль — сентябрь (67% стока за март — июнь).

Половодье на р. Каракульджа начинается в марте, наибольшие значения средних месячных расходов воды приходится на май — июнь, однако июльские расходы мало им уступают, минимальные расходы наблюдаются в феврале (см. табл. 72).

В силу доступности водосбора реки влажным воздушным массам его удельная водоносность высокая: средний модуль стока в створе станции у с. Акташ (F = 890 км²) равен 24,6 л/сек. км², средний расход реки — 21,9 м³/сек. Колебание средних годовых расходов значительно — от 12,7 (1939 г.) до 34,6 м³/сек. (1952 г.), а коэффициент вариации равен 0,30.

Наибольший из максимальных расходов был зарегистрирован 5/VII 1956 г. и составил 160 м³/сек. Наименьший средний месячный расход был равен 3,65 м³/сек. (февраль 1940 г.), а срочный 0,00 м³/сек. (25, 26/II 1941 г.). Нулевые расходы не свойственны р. Каракульджа и были, по-видимому, обусловлены снежным завалом. Следующий по величине минимальный расход, равный 1,0 м³/сек., наблюдался 20/XII 1943 г. Однако и он не характерен для рассматриваемой реки, так как в подавляющем большинстве случаев срочные минимальные расходы воды превышают 2,0 м³/сек.

Приведенный пример свидетельствует о том, что колебания срочных минимальных и даже средних суточных расходов воды обусловлены случайными причинами и не могут рассчитываться для неизученных створов.

Характеристики жидкого стока р. Каракульджа приводятся в табл. 109.

Средний многолетний расход реки у устья (F = 1210 км²) может быть оценен 24 м³/сек., что составляет 20% стока Карадарьи в створе Кампырраватской станции.

Река Тар (L = 192 км; F = 4530 км²). Река Тар формирует свой сток на юго-западном склоне Ферганского и северном склоне Алайского хребтов, сходящихся в районе ее истоков. Река начинается небольшим ручьем на высоте около 4000 м над ур. м. под названием Кугарт. От впадения р. Эшигарт (левая) и до устья р. Терек (правая) река носит название Алайку, ниже до устья р. Карабель (правая) — Ойтал (или Суечи) и только от устья р. Карабель приобретает название Тар.

Река Тар протекает по дну сравнительно узкой горной долины, которая расширяется в некоторых местах. Первое значительное расширение долины наблюдается на участке от устья р. Эшигарт до с. Кызылджар, второе — в ур. Ойтал и третье —

Таблица 109

Характеристика стока воды составляющих Карадарьи

1938—1945, 1947—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	δ
р. Каракульджа у с. Акташ (F=890 км², $H_{ср}$=3162 м)																	
Средний расход в м³/сек.	6,59	21,3	45,3	54,6	53,3	32,3	15,3	9,22	7,05	6,35	5,83	5,47	21,9	—	—	—	—
Средний сток в % от годового	2,5	8,1	17,3	20,8	20,3	12,3	5,8	3,5	2,7	2,4	2,2	2,1	100	48,7	38,4	12,9	0,79
р. Тар у с. Чолма (F=3925 км², $H_{ср}$=3013 м)																	
Средний расход в м³/сек.	14,1	37,6	91,7	122	108	66,4	34,4	21,8	17,9	14,9	13,6	12,7	46,3	—	—	—	—
Средний сток в % от годового	2,5	6,8	16,5	22,0	19,4	12,0	6,2	3,9	3,2	2,7	2,5	2,3	100	47,8	37,6	14,6	0,79

в районе устья. В указанных местах долина реки просторная, большей частью заселена. Помимо перечисленных мест, имеются расширения долины и на других сравнительно коротких участках. Наоборот, в ряде мест долина реки очень узкая по дну (например, ниже с. Кзылджар, ниже устья р. Гондук и т. д.). Склоны прилегающих к реке гор на участке от истока и до устья р. Гондук круто опускаются ко дну речной долины, а местами имеют вид очень крутых или вертикальных стен (например, между реками Терек и Гондук). Исключением является район ниже впадения р. Эшигарт до устья р. Чичирганак (правая) по правому берегу. Здесь река течет среди сглаженных гор средней высоты. Ниже устья р. Гондук крутизна спускающихся к реке склонов большая. Во многих местах, особенно в районе устья, они более пологие, и наоборот, в начале участка склоны часто крутые и даже отвесные. На всем протяжении реки местность по обеим ее сторонам сильно рассечена долинами, ущельями и оврагами притоков реки.

Река Тар протекает преимущественно в одном русле; только в местах расширений долины, растекаясь по широкому руслу, она разделяется на рукава.

Занимая крайнюю юго-восточную часть Ферганской котловины и располагаясь как бы в глубине горных поднятий, бассейн р. Тар почти всюду закрыт хребтами соседних бассейнов. Река протекает по территории, которая в прошлом была подвержена значительным тектоническим процессам и процессам выветривания и смыва, поэтому рельеф бассейна является весьма сложным. Здесь широко распространены глубокие, часто очень узкие и длинные долины, идущие в самых разнообразных направлениях, отделенные друг от друга высокими скалистыми гребнями. В соответствии с орографией и речная сеть приобретает причудливый характер, представляя собой сильно разветвленную систему притоков. От истока до устья Тар принимает не менее 70 притоков, из которых восемь имеют площади водосбора более 200 км^2, наиболее крупными из них являются Терек и Гондук, впадающие в Тар справа. Их площади водосборов соответственно равны 382 и 366 км^2.

Питание. Режим жидкого стока. Средняя взвешенная высота бассейна р. Тар 2932 м, причем высоты более 3500 м занимают 25,1% площади, а высоты более 4000 м — 8,9%. Наиболее высоко приподнятые участки расположены в верховьях рек Терек и Гондук и на противоположной стороне в верховьях притоков от р. Каиндыбулак до р. Чонказык. Наивысшая отметка, по данным упомянутой выше экспедиции УГМС УзбССР, в бассейне р. Терек достигает 5306 м.

Сравнивая высотные характеристики бассейнов рек Тар и Каракульджи (см. рис. 141), можно убедиться в том, что они аналогичны. Примерно аналогична и расчлененность обоих водосборов,

поэтому условия питания должны быть сходными. Действительно, в бассейне р. Тар был выявлен 81 ледник, а общая площадь оледенения оценена И. А. Ильиным [5] 57,7 км². Таким образом, внутригодовое распределение стока р. Тар должно быть близко к таковому р. Каракульджа, что в действительности и имеет место (см. табл. 109). По удельной водоносности, однако, водосбор р. Тар, значительно менее доступный в восточной части влажным воздушным массам, вдвое уступает водосбору р. Каракульджа (соответственно 11,8 и 24,6 л/сек. км²), но превосходит его по абсолютной водоносности.

Средние годовые расходы р. Тар колеблются в пределах 27,7 (1947 г.) — 72,9 м³/сек. (1952 г.), $C_v = 0{,}30$. Наибольший из максимальных расходов отмечен 11/VI 1953 г. в размере 377 м³/сек. Наименьший средний месячный расход в январе 1940 г. составил 8,19 м³/сек., а срочный 14/II 1939 г., 13/I 1940 г. и 21/XII 1943 г. падал до 6,0 м³/сек.

Близ устья ($F = 4530$ км²) средний многолетний расход воды р. Тар составляет около 49 м³/сек. Таким образом, сток р. Тар равен 40% стока Карадарьи в Кампырраватском створе. На реки Каракульджа и Тар вместе приходится 60% стока Карадарьи.

Гидрографическое описание реки Карадарья ($L = 177$ км; $F = 28\,630$ км²). Описание Карадарьи удобнее вести по отдельным участкам.

Участок от слияния рек Тар и Каракульджа до Кампырраватского ущелья

На протяжении рассматриваемого участка река протекает по террасированной ящикообразной долине, ширина которой колеблется от 0,5 до 4—5 км. У слияния рек Тар и Каракульджа, у с. Узген и в районе устья р. Яссы ширина долины равна 1,5—2 км, а в районе колхозов Белачик и им. Ленина — 3—5 км. У с. Кампыррават долина резко суживается по дну до 460 м, образуя нечто вроде горловины с высотой склонов до 90 м, сложенных твердыми породами. Почти на всем протяжении участка склоны долины сравнительно пологие и невысокие. Как правило, левый склон выше и круче, а правый местами очень пологий. Только ниже устья р. Яссы склоны крутые, сложенные твердыми горными породами. До с. Узген река протекает ближе к левому склону долины и местами подмывает его. На всем протяжении реки имеется пойма, обычно двухсторонняя. Поверхность поймы, как правило, прорезана большим числом рукавов, сухих и заполненных водой, старых русел, промоин и т. д. Русло реки умеренно извилистое, но сильно разветвленное. Берега, острова, протоки и мели постоянно деформируются, изменяются.

Участок от Кампырраватского ущелья до Куйганъярской плотины

Пройдя Кампырраватское ущелье, Карадарья вступает в пределы Ферганской долины. Здесь она протекает по пойменной ящикообразной долине, на склонах которой с перерывами прослеживаются террасы. Ширина долины сильно колеблется от 0,2 до 7 км. Ниже с. Ханабад она утрачивает ясные границы, так как склоны ее незаметно сливаются с прилегающей местностью. Между селениями Чангырташ и Каирма долина, прорезая твердые породы, на протяжении около 3 км резко суживается до 175 м. На меридиане с. Аим река, вступая в полосу адыров, протекает по долине шириной 5—7 км, а у с. Тешикташ — около 1,5 км. Ниже этого пункта Карадарья выходит на широкую плоскую равнину. Склонами долины здесь являются уступы террас, которые во многих местах размыты и незаметно переходят в прилегающую местность. В сужениях (между селами Чангырташ и Каирма и у с. Тешикташ) склоны долины крутые. На всем протяжении участка имеет место двухсторонняя, хорошо выраженная пойма, ее средняя ширина 800—900 м, наибольшая до 2,2 км (у с. Янгиабад). Поверхность поймы сильно изрезана старыми руслами, протоками и т. п. При прохождении паводков река выходит из берегов, разливаясь по пойме. В нижней части участка, между селами Шувакзар и Куйганъяр, пойма частично заболочена. Русло реки, так же как и в верхнем участке, умеренно извилистое и сильно разветвленное. Только в местах сужения долины река течет в одном-двух руслах. Дно русла весьма неустойчивое, так же как и многочисленные низменные острова.

Участок от Куйганъярской плотины до устья

На этом участке долина реки пойменная, ящикообразная, ограниченная крутыми или отвесными склонами, являющимися в то же время уступами террас. Только на отдельных участках долина неясно выражена, так как склоны ее размыты, очень пологи и сливаются с прилегающей местностью. Преобладающая ширина долины 0,6—0,8 км, наименьшая 0,2 км (у с. Насретдинабад), наибольшая около 2 км (в начале участка). Пойма имеется почти на всем протяжении участка; между селами Куйганъяр и Насретдинабад она преимущественно двухсторонняя, а ниже односторонняя (то с правой, то с левой стороны реки). Преобладающая ширина поймы 0,4—0,6 км, наименьшая 0,2 км (у с. Насретдинабад), наибольшая до 2 км (в начале участка). Часто встречаются заболоченные участки. Русло реки до с. Таджик умеренно извилистое и умеренно разветвленное; между селами Таджик и Алям слабоизвилистое и неразветвленное; ниже до устья умеренно разветвленное и, как правило, сильно извилистое. Острова обычно низменные, небольшие по размерам. Во многих местах берега реки сильно размываются.

Место слияния рек Карадарья и Нарын не вполне определенно. Впервые ее воды соединяются с водами р. Нарын по рукаву северо-западнее с. Ортакурган (2 км). Ниже этого пункта большая часть стока Карадарьи на протяжении более 20 км направляется по руслу, параллельному руслу р. Нарын, причем во многих местах они соединяются протоками. Окончательное смешение вод рек Нарын и Карадарья происходит только у с. Чардара, где воды обеих рек собираются в одно сравнительно узкое русло. При исчислении длины Карадарьи за ее устье принято место первого соединения вод.

Питание. Режим жидкого стока. Сток р. Карадарья при выходе ее в Ферганскую долину (Кампырраватское ущелье) слагается: на 18% из стока р. Каракульджа, на 37% из стока р. Тар, на 26% из стока р. Яссы и на 19% из стока р. Куршаб. Питание р. Куршаб, стекающей с северного склона Алайского хребта, аналогично составляющим Карадарьи, распределение стока по фазовооднородным периодам также аналогично. Река Яссы, сток которой формируется на юго-западном склоне Ферганского хребта, в этом месте, отличающемся меньшей высотой, чем Алайский хребет в пределах водосбора р. Куршаб, характеризуется ранним прохождением паводка. Поэтому в питании р. Карадарья в районе Кампырраватского ущелья ($F=12\,370$ км^2) высокогорные снега принимают меньшее участие, чем в питании составляющих ее рек. Отсюда следует, что удельный вес снегового половодья в общем стоке р. Карадарья больше, чем у рек Каракульджа и Тар, и, следовательно, концентрация стока более ранняя. Такое внутригодовое распределение стока Карадарьи вполне соответствует высотным характеристикам ее водосбора: средняя взвешенная высота его равна 2599 м, высоты более 3500 м занимают 15,9%, а выше 4000 м — 4,8% общей площади водосбора (см. рис. 141). Напомним, что соответствующие высоты в бассейнах рек Тар и Каракульджа занимали соответственно 25,1; 23,8% и 8,9; 6,5%.

Средний расход р. Карадарья за время наблюдений на Кампырраватской станции (рис. 142) равен 122 м^3/сек. (табл. 110). Этому расходу соответствует модуль стока $M_0=9{,}87$ л/сек. км^2. Таким образом, удельная водоносность водосбора Карадарьи более чем в 1,3 раза выше водосбора р. Нарын. Это вполне закономерно, так как первый доступнее влажным воздушным массам (только часть водосборов рек Тар и Куршаб находится в неблагоприятных условиях увлажнения).

Средние годовые расходы р. Карадарья отличаются значительно большей изменчивостью по сравнению с расходами р. Нарын. Наибольший средний годовой расход в 1936 г. составлял 207 м^3/сек., наименьший в 1927 г. равнялся 69,6 м^3/сек. Коэффициент вариации средних годовых расходов равен 0,28, т. е. несколько меньше, чем рек Тар и Каракульджа. Такое несоответствие значений C_v условиям питания Карадарьи и ее

составляющих объясняется разными периодами наблюдений на этих реках.

Наибольших значений средние месячные расходы Карадарьи в соответствии с питанием чаще всего достигают в июне, спад расходов продолжается до февраля включительно, в марте начинается снеговое половодье, за время которого по Карадарье проходит в среднем 51,9% годового стока. За июль—сентябрь проходит 29,8%, т. е. только 57% стока за период снегового

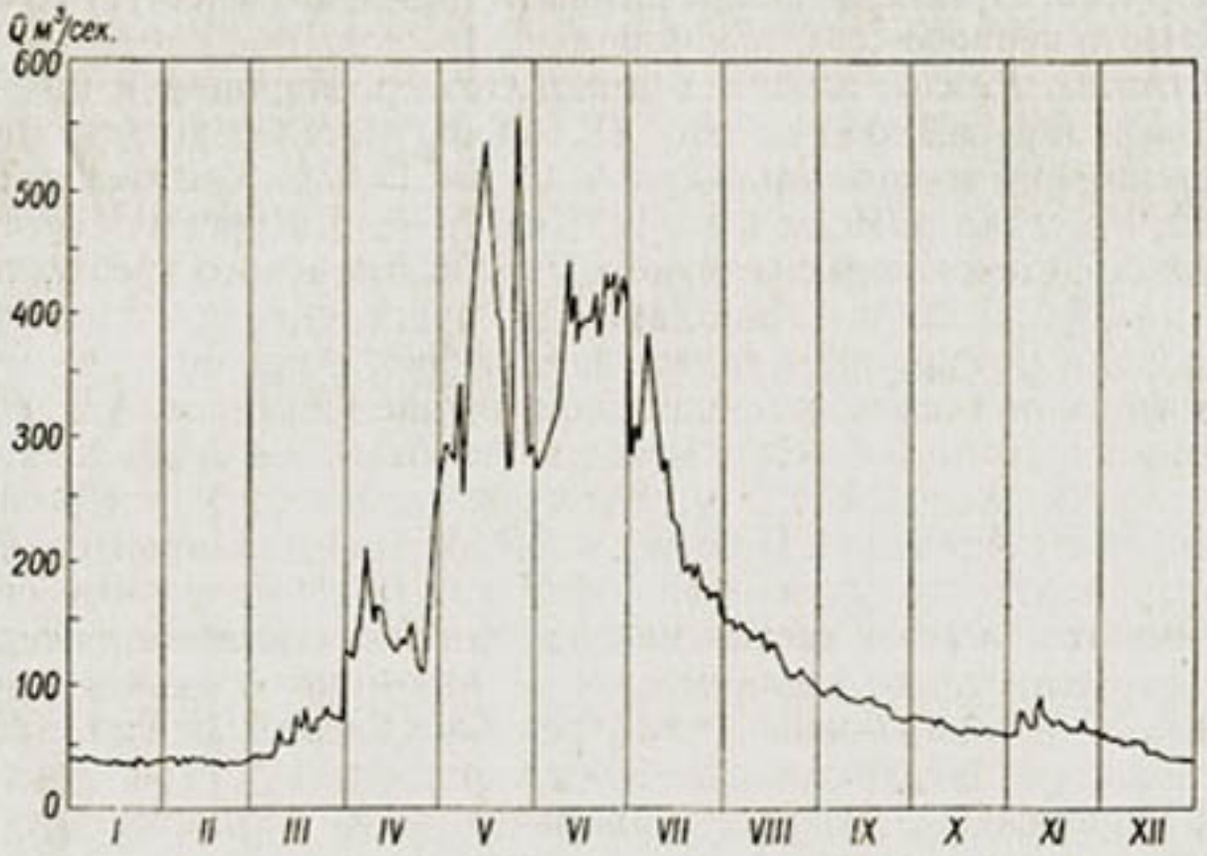


Рис. 142. Гидрограф р. Карадарья у с. Кампыррават за 1942 г.

половодья (март—июнь). За меженный период (октябрь—февраль) Карадарья проносит 18,2% годового стока. В отдельные годы внутригодовое распределение стока Карадарьи подвержено значительным изменениям. Так, в 1926-27 г., характеризовавшемся наиболее поздним прохождением половодья, сток июля—сентября достигал 92% стока за март—июнь. Наоборот, в 1941-42 г. наблюдалась наиболее ранняя концентрация стока, и сток за первый период составлял всего 36% стока за март—июнь (табл. 111).

Наибольший из максимальных расходов Карадарьи, сформированный при значительном участии жидких осадков, равен 1080 м³/сек ($M_{макс}$=87,3 л/сек. км²), он был зарегистрирован 20/V 1936 г. Наименьший средний месячный расход отмечен в феврале 1940 г. и составлял 28,9 м³/сек. ($M_{мин}$=2,34 л/сек. км²). Минимальный срочный расход равен 26,3 м³/сек. (22, 23/I 1934 г.).

Таблица 110

Средние расходы воды Карадарьи у с. Кампыррават
1914—1917, 1922—1960 гг.

	Расход в м³/сек.													Средний модуль стока в л/сек. км²
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	
Средний	56,9	137	266	303	224	134	81,5	68,7	60,1	49,5	43,7	43,3	122	9,87
Наибольший . .	86,7	266	676	647	404	245	131	104	107	75,3	59,6	57,5	207	16,7
Наименьший . .	31,9	46,4	113	59,7	79,6	78,9	53,7	44,1	36,5	30,1	30,9	28,9	69,6	5,63

Таблица 111

Сток воды Карадарьи в % от годового

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II	Год	г
Средний	3,9	9,3	18,1	20,6	15,3	9,1	5,5	4,7	4,1	3,4	3,0	3,0	51,9	29,8	18,2	100	0,57
1926-27 г.	3,7	4,4	12,4	20,2	18,8	11,4	7,4	5,6	4,5	4,3	3,8	3,5	40,7	37,6	21,7	75,3	0,92
1941-42 г.	4,7	12,9	25,4	19,5	10,2	7,4	4,8	3,6	3,3	2,9	2,7	2,6	62,5	22,4	15,1	94,3	0,36

Таблица 112

Поступление грунтовых и сбросных вод в русло Карадарьи в м³/сек.

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II
111	129	129	96	86	86	96	141	125	100	94	104	108	113	116	89

Выйдя из Кампырраватского ущелья, Карадарья пересекает в широтном направлении район наиболее интенсивно орошаемых массивов Ферганской долины. Режим реки в пределах Ферганской долины претерпевает весьма значительные изменения: с одной стороны, она разбирается на орошение и теряет воду на инфильтрацию в русле, а с другой стороны, подпитывается грунтовыми и сбросными водами. Забор воды на орошение земель из Карадарьи, если пренебречь мелкими отводами, сосредоточено в трех узлах:

1) Кампырраватском, где забирают воду такие крупные каналы, как Шаарихансай и Андижансай;

2) Тешикташском, питающим канал Пахтаабад (правый), Улугнар (левый) и др.;

3) Куйганъярском, где забирают воду Большой Ферганский канал (левый) и канал Сиза (правый).

Ниже Куйганъярского узла забор воды из Карадарьи не производится и русло ее служит для транзита и приема сбросных и выклинивающихся вод.

На Карадарье имеет место чередование участков погружения поверхностного стока с участками выклинивания грунтовых вод. На участке от Кампырраватского ущелья примерно до устья р. Кугарт (правая), где река протекает по своему конусу выноса, наблюдаются интенсивные потери поверхностного стока и питание подземного[1]. Ниже, до Тешикташа, где река сдавливается подходящими с обеих сторон адырами, происходит подпор подземных вод и выход их в русло реки. От Тешикташа до меридиана с. Байкичик снова наблюдаются потери поверхностного стока, и лишь ниже до устья реки она снова дренирует грунтовые воды. Помимо руслового выклинивания, грунтовые воды выклиниваются также и в прилегающих к реке районах. Выклинивающиеся грунтовые, а также сбросные ирригационные воды собираются в сравнительно крупные водотоки и поступают в Карадарью более или менее сосредоточенными потоками. Так, на правом берегу они собираются в низовьях рек Кугарт и Ташпшенсай (Караунгур), а на левом — в большие коллекторы Карагунос и Бовагазы[2]. Наконец, в пределах Ферганской долины в русло Карадарьи поступают в половодье воды ее правых притоков (Кугарт и Караунгур). Это имеет место главным образом в апреле — июне, когда не вся вода притоков разбирается на орошение.

---

[1] Согласно результатам работ по определению составляющих водного баланса, проводившихся Средазгипроводхлопком с конца 1949 г., на этом участке потери невелики (до 2,6 м³/сек.) и сменяются поступлением воды в русло, в целом же за ноябрь 1949 г. — декабрь 1950 г. баланс оказался нулевым.

[2] Средний за 1927—1934 гг. сброс Ташпшенсая в Карадарью равнялся 23,3 м³/сек., а р. Карагунос за 1929—1949 гг. — 12,2 м³/сек.

Общее поступление грунтовых и сбросных вод в русло Карадарьи на участке от Кампырраватской до Балыкчинской станции (расположенной в 12 км от устья реки) составляет в среднем за год 108 м³/сек. (табл. 112). Не удивительно поэтому, что, несмотря на интенсивный разбор воды на орошение, вследствие

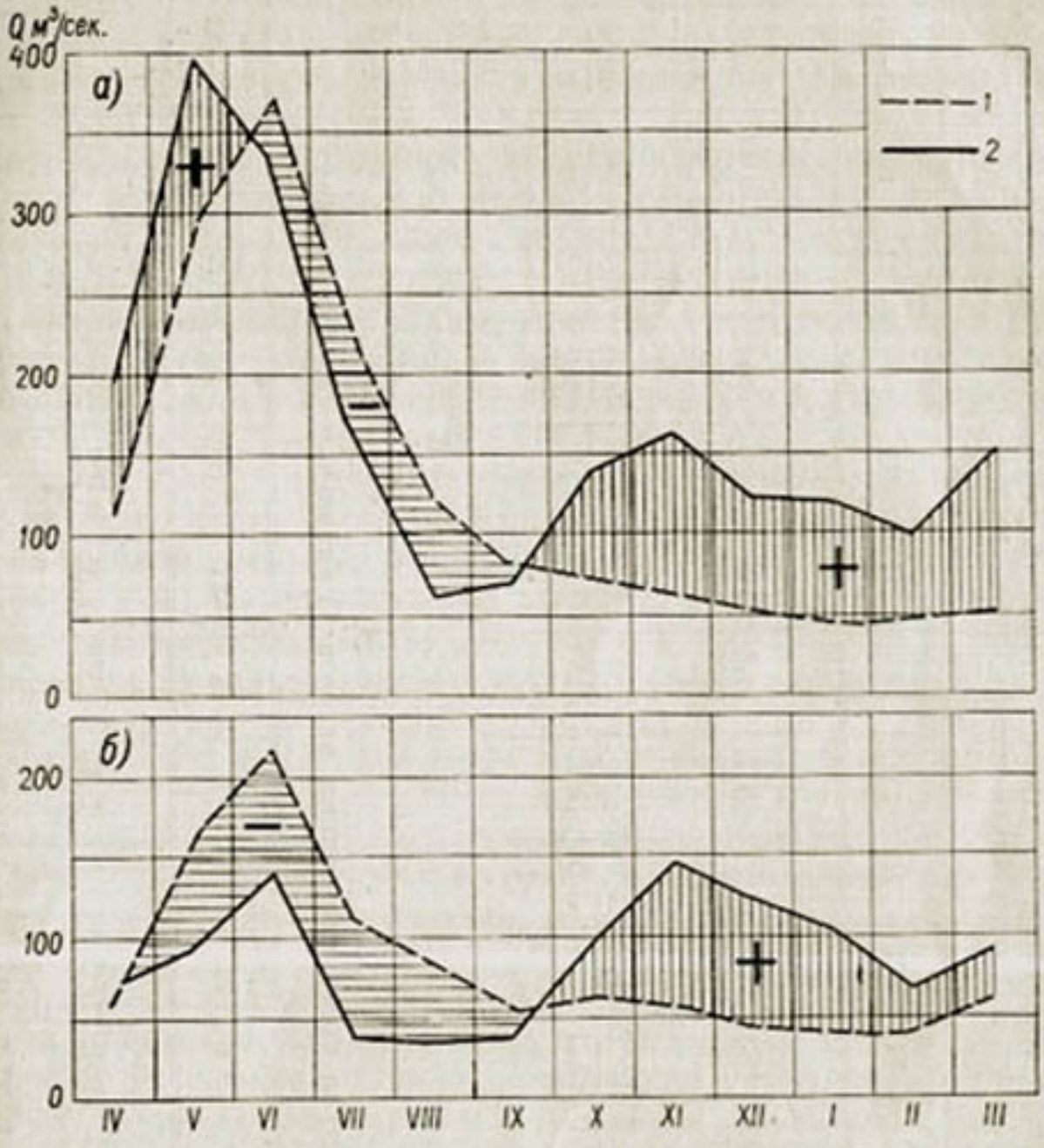


Рис. 143. Ход средних месячных расходов воды р. Карадарья в створах Кампырраватской (*1*) и Балыкчинской (*2*) станций.
а — многоводный 1937-38 г., *б* — маловодный 1940-41 г.

которого русло реки ниже Кампырраватского, Тешикташского и Куйганъярского гидроузлов в некоторые периоды года пересыхает, сток Карадарьи близ устья оказывается даже несколько большим, чем у Кампырраватского ущелья перед одноименным узлом сооружений. Под воздействием рассмотренных выше факторов (разбора воды на орошение, потерь воды в русле, поступления грунтовых и сбросных вод) внутригодовое распределение стока Карадарьи близ устья существенно отличается от такового при выходе ее из гор.

Таблица 113

Характеристика стока Карадарьи по данным станций Балыкчинской (числитель, 1931—1942 гг.) и Учтепе (знаменатель, 1955—1960 гг.)

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II
Средний расход воды в $м^3$/сек.	121 / 127	174 / 248	213 / 283	163 / 266	74,6 / 138	69,2 / 66,9	63,5 / 72,9	109 / 142	128 / 178	123 / 153	108 / 124	98,6 / 93,0	123 / 158	—	—	—
Средний сток в % от годового . .	8,4 / 6,7	12,0 / 13,1	14,7 / 15,0	11,3 / 14,1	5,2 / 7,3	4,8 / 3,5	4,4 / 3,8	7,5 / 7,5	8,9 / 9,4	8,5 / 8,1	7,5 / 6,6	6,8 / 4,9	100 / 100	46,4 / 48,9	14,4 / 14,7	39,2 / 36,4

Таблица 114

Характеристика стока взвешенных наносов Карадарьи у ст. Кампыррават

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II
Средний расход в кг/сек. . . .	20,9	284	956	1040	606	136	12,0	6,51	4,35	1,92	2,09	3,87	256	—	—	—
Средний сток в % от годового . .	0,68	9,22	31,1	33,9	19,7	4,4	0,39	0,21	0,14	0,06	0,07	0,13	100	74,9	24,49	0,61

Так как разбор воды и потери в русле наиболее велики на гребне и спаде половодья, когда поступления дополнительных вод минимальны (см. табл. 112), то расходы реки близ устья в июне — августе резко снижаются; менее значительно, но все же уменьшаются они и в мае и сентябре. На протяжении остального периода (октябрь — апрель) расходы воды в низовье Карадарьи благодаря минимальному разбору воды на орошение и высокому поступлению в русло грунтовых и сбросных вод резко возрастают (табл. 113 и рис. 143).

Расходы воды в створе станции Учтепе, расположенной в 8 км от устья, значительно больше, чем в створе станции Балыкчинской в апреле — июле. Это объясняется сбросом нарынской воды по БФК, вступившему в строй в 1940 г. Однако распределение стока по периодам остается очень близким в обоих створах. Действительно, сток за март — июнь у с. Балыкчи равен 46,4% годового, а у с. Учтепе — 48,9% годового, сток за июль — сентябрь соответственно равен 14,4 и 14,7%.

Твердый сток. Средний за период 1934—1960 гг. с перерывами сток взвешенных наносов Карадарьи в створе Кампырраватской станции равен 256 кг/сек., или 8070 тыс. т в год. Средняя мутность воды составляет 1,98 кг/м³. С 1 км² водосбора Карадарьи в Ферганскую долину ежегодно выносится 652 т взвешенных наносов. Таким образом, уступая почти вдвое р. Нарын по абсолютному значению стока взвешенных наносов, Карадарья превосходит его в 1,5 раза по мутности воды и более чем вдвое (в 2,25 раза) по интенсивности смыва. За май и июнь Карадарья проносит 65% годового количества наносов (Нарын почти 65%), а за октябрь — февраль только 0,61% (Нарын менее 1,5%). Данные о стоке взвешенных наносов р. Карадарья у Кампырравата приведены в табл. 114.

Ход стока взвешенных наносов в общем аналогичен ходу расходов воды с некоторым опережением начала роста расходов воды и их максимума. Однако амплитуда расходов взвешенных наносов во много раз превышает размах колебаний расходов воды. Средний за 1929—1954 гг. фракционный состав взвешенных наносов для створа Кампырраватской станции следующий:

Средний диаметр частиц в мм	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
Содержание в % по весу	4,9	24,0	25,5	45,6

Согласно данным Учтепинской станции за 1955—1960 гг., расход взвешенных наносов близ устья Карадарьи значительно меньше, чем у с. Кампыррават. Так, у с. Учтепе средний расход взвешенных наносов равен 187 кг/сек., у с. Кампыррават — 280 кг/сек. за тот же период. Средняя мутность воды Карадарьи у устья равна всего 1,18 кг/м³.

Ледовые образования. Продолжительность и интенсивность ледовых образований на р. Карадарья значительно меньше, чем на р. Нарын. Объясняется это более теплой водой р. Карадарья.

Средняя многолетняя температура воды Карадарьи за зиму в створе Кампырраватской станции составляет 3,4°, в то время как температура воды р. Нарын по выходе в Ферганскую долину (Учкурганская станция) за зимний период только 1,8°. Средняя продолжительность ледообразований на Карадарье у Кампырравата несколько превышает 20 суток, наибольшая составляет 59, наименьшая — 0. Самое раннее начало ледообразований отмечено 11/XI, самое позднее очищение реки от льда — 8/III. Ледостава не бывает. Наибольшая продолжительность шугоходов 28 суток, средняя около 10 суток.

Ниже по течению вода Карадарьи благодаря интенсивному поступлению грунтовых вод в русло становится еще более теплой, и близ устья средняя температура ее за зиму возрастает до 7,7°. Поэтому совершенно закономерно, что ледовые образования близ устья Карадарьи отмечаются редко, причем продолжительность их совершенно незначительна.

Река Сыр-Дарья

(L=2137 км; $F_в$=150 100 км²)

Гидрографическое описание реки. В пределах Ферганской долины русло и пойма реки сильно заглублены, в силу чего вывод из нее оросительных каналов затруднен.

Здесь, если не считать двух крупных, забирающих воду из Кайраккумского водохранилища и нескольких мелких насосных установок, из Сыр-Дарьи забирают воду только сравнительно крупный канал им. Ахунбабаева (левый) и при самом ее выходе из Ферганской долины из верхнего бьефа Фархадской плотины деривационный (левый) и Дальверзинский (правый) каналы. Благодаря заглубленности русла и поймы Сыр-Дарья в пределах Ферганской долины представляет собой как бы грандиозный коллектор, пролегающий по наинизшим отметкам и дренирующий массивы долины. Высокие горизонты воды на большей части длины реки располагаются ниже поверхности земли. Только восточнее г. Коканд максимальные горизонты на 0,5—1 м выше дна протягивающейся здесь по левобережью низины, еще недавно почти сплошь заболоченной. В настоящее время сетью коллекторов, из которых крупнейшими являются системы Сарысуйского и Северо-Багдатского, эта низина в значительной степени осушена.

Долина Сыр-Дарьи, врезанная в дно Ферганской котловины в верхнем течении, имеет четкие границы только справа. Отчетливая граница слева появляется лишь в 3—4 км выше Чильмахрамской паромной переправы. Правый склон долины представляет собой высокий обрыв. Там, где к долине подходят адыры, высота обрыва увеличивается. От с. Чигиртугай склон долины становится местами ступенчатым, с ясно выраженными тремя

террасами. Левый склон долины до Чильмахрамской переправы слабо покатый и незаметно сливается с прилегающей местностью. Начиная от сая Ангар, по правому склону крутые обрывы чередуются с более пологими, но высокими склонами подходящих к реке увалов. При подходе к с. Сарыкамыш склоном долины становится сильно пересеченный склон гор Махаутау. Ниже с. Сарыкамыш границы долины с обеих сторон ясно выражены обрывами подходящих к реке возвышенностей и коренных высоких берегов реки. Исключением являются районы колхозов «Большевик», «Правда», «Кызыласкар» и др., где дамбы каналов и планировка полей стерли естественные границы поймы и долины.

От слияния рек Нарын и Карадарья до пункта в 18 км ниже с. Акджар пойма реки преимущественно односторонняя, левобережная. Левобережная пойма в районе слияния упомянутых рек, по-видимому, достигала ширины более 10 км, но каналы с высокими дамбами ограничивают разливы. Вообще следует отметить, что границами современной поймы реки часто служат дамбы каналов или дамбы обвалования; местами же планировка стерла следы границ разлива. Правобережная пойма имеется в виде небольших пойменных террас в местах излучин, где река отходит от высокого правого берега. Ширина ее обычно 100—200 м, только у с. Чигиртугай она достигает 1,5 км и у сел Ахсы и Киялы — 2 км.

Общая ширина поймы в пределах существующих искусственных и естественных границ разлива колеблется весьма значительно. В районе слияния рек Нарын и Карадарья ширина поймы около 2 км, постепенно расширяясь, она у с. Сарай достигает 4 км, у с. Гулькишлак ширина поймы 1 км, вскоре, на меридиане с. Янгихаят, расширяется до 5,5 км. У с. Карашаар обвалование левого берега сужает пойму до 1—1,8 км; ниже папского моста ширина поймы 1,5—2 км. От пункта в 18 км ниже с. Акджар до с. Сарыкамыш пойма отсутствует. Ниже, до выхода из Ферганской долины, пойма, преимущественно правобережная, встречается в районе колхозов «Большевик», «Правда» и др. Общая ширина поймы, включая и русло от 1 до 3,5 км. Поверхность поймы изрезана протоками и старицами и заливается на продолжительное время (несколько дней) в исключительно многоводные годы.

От слияния рек Нарын и Карадарья река протекает двумя руслами, которые продолжают сохранять черты, свойственные названным рекам. Русла соединяются рядом рукавов. Разница в их ширине и других особенностях постепенно сглаживается и у головы канала им. Ахунбабаева русла уже окончательно сливаются в один поток.

Ниже головы канала им. Ахунбабаева и до выхода из Ферганской долины русло реки преимущественно умеренно извили-

стое, разветвленность небольшая, причем на отдельных протяженных участках река протекает в одном русле. Постоянных островов немного, и все они, за весьма редкими исключениями, небольшие. Главное русло реки резко выделяется своей многоводностью и шириной и отличается устойчивостью, за исключением участка от истока до с. Акджар, на котором в местах расширений русла много отмелей, осередков и кос, весьма неустойчивых даже в межень. На участке от с. Акджар до Чильмахрамской паромной переправы в русле часты выходы скальных пород. Ниже переправы до с. Сарыкамыш начинаются пороги, почти непрерывно следующие один за другим. Пороги представляют собой поднимающиеся со дна выступы скал в виде острогранных гряд, обычно расположенных под острым углом к течению и перегораживающих русло от одного берега до другого.

На реке от с. Джидалик до колхоза «Кызыласкар» и от начала Коктюрлюкской петли до с. Унжа имеются два порожистых участка.

При выходе из Ферганской долины (до пункта, расположенного в 1,5 км ниже бывшего головного сооружения Голодностепского канала им. Кирова) река, прорезая коренные породы Моголтау, на протяжении 15 км протекала в компактном русле с высокими берегами, описывая дугу большого радиуса. У устья Ширинсая (левый) находятся фархадские пороги, у головного сооружения Голодностепского канала — порожистый участок[1]. На этом участке река перегорожена плотиной и значительную часть года вся вода Сыр-Дарьи забирается в деривационный канал Фархадской ГЭС. Часть забранной воды сбрасывается снова в реку уже за пределами Ферганской долины. Голодностепский канал им. Кирова после постройки Фархадской ГЭС переключен на питание из деривационного канала.

Выше г. Ленинабада в 1956 г. Сыр-Дарья была перегорожена плотиной, образовавшей Кайраккумское водохранилище; при нормальном подпертом горизонте подпор от плотины распространяется на 56 км, ширина водохранилища достигает 15 км, а площадь несколько превышает 520 км².

Участок от выхода из Ферганской долины до устья р. Чирчик

По выходе из Ферганской котловины долина Сыр-Дарьи вначале слева резко очерчивается обрывами Голодностепского плато высотой 15—16 м. Ниже высота уступа уменьшается. Уже на широте колхоза им. Н. К. Крупской проследить по высотным признакам границу речной долины становится невозможным. На правом берегу от оврага Чилисай до р. Ангрен долина Сыр-Дарьи очерчена обрывом высокого коренного берега. На рас-

[1] Описание Сыр-Дарьи дано до заполнения верхнего бьефа плотины Фархадской ГЭС и Кайраккумского водохранилища.

сматриваемом участке Сыр-Дарья протекает по широкой (до 15 км) долине, дно которой сильно рассечено старицами, часть из них заполнена водой или заболочена. Цепь таких болот и озер широкой полосой (7—8 км) тянется по левому берегу на всем протяжении участка, по правому же от колхоза «Янгиабад» до Чилисая — местами шириной даже до 10 км. Протоки и старицы питаются водой Сыр-Дарьи в мае — июне, во время прохождения наибольших расходов воды. Часть озер к осени пересыхает или расчленяется на ряд озер.

Русло реки извилистое и до пункта, расположенного несколько ниже колхоза им. А. С. Пушкина, сильно разветвленное. На остальном протяжении в период межени русло слаборазветвленное, а в паводок — умеренно разветвленное. Острова в основном временные, неустойчивые; постоянных островов немного, и все они, как правило, небольшие. Два наиболее крупных острова расположены один возле другого у колхозов им. А. А. Андреева и им. Н. К. Крупской. Главное русло реки резко выделяется шириной и водоносностью. Берега меженного русла большей частью отвесные, обрывистые.

Участок от устья р. Чирчик до Кокбулакской гидрометеорологической станции

Здесь река протекает по долине со слабовыраженными или совершенно невыраженными границами. Лишь в 10—12 км выше ур. Кокбулак с правого берега к реке подходит небольшая гряда холмов высотой 150—200 м. Пойма большей частью односторонняя, не приуроченная к какому-либо из берегов. Разливы в наиболее многоводные годы достигают 5—7 км. Русло реки извилистое, часто разделяющееся островами на протоки.

Участок между Кокбулакской и Тюменьарыкской станциями

Характер долины остается прежним. Ширина поймы реки от 1 до 11 км, но в маловодные годы река почти всюду не выходит на ее поверхность. Ширина разливов в такие годы обычно не превышает 0,3—0,5 км. В многоводные годы река разливается местами на 5—7 км и даже 11 км. Русло реки извилистое или сильно извилистое, разветвленное. Исключение представляет только участок между ж.-д станцией Аккум и Тюменьарыкской гидрометеорологической станцией, где в русле реки островов почти нет. Острова большей частью не закрепленные растительностью, длина их в межень редко достигает 1 км. Закрепленные острова имеют большие размеры и могут достигать в длину до 3 км. Берега русла большей частью обрывистые, разрушаемые рекой.

На рассматриваемом участке в районе с. Чардара в настоящее время строится крупное Чардаринское водохранилище.

Участок от Тюменьарыкской станции до с. Хорхут

Характер долины реки тот же, что и на предыдущем участке. Необходимо только отметить, что при продвижении вниз по реке заглубление поймы уменьшается и она постепенно сливается с поверхностью равнины. Уже ниже Тюменьарыка Сыр-Дарья течет как бы над равниной, так как отметки местности по мере удаления от реки как вправо, так и влево уменьшаются. Благодаря отсутствию прочных берегов и малой их высоте река здесь часто меняет свое русло, прорывает берега и затопляет низкие места. При средних половодьях водой заливается только пространство между коренными берегами. При заторах и зажорах, а также в большие половодья вода разливается на неопределенное расстояние, в особенности в районе протока Караузяк, где имеется много озер и проток, местность заболочена. Русло реки сильно извилистое, умеренно разветвленное, число рукавов обычно не превышает трех. Подавляющее большинство островов — низменные, непостоянные, но встречаются и постоянные острова длиной до 4 км. Берега крутые и обрывистые.

На этом участке реки выше г. Кзыл-Орда построена водоподъемная плотина, обеспечившая нормальный водозабор в ирригационные системы левого и правого берегов реки.

Участок от с. Хорхут до ж.-д. станции Кубек

Река вступает в ясно очерченную долину с крутыми, часто каменистыми склонами. Пойменные террасы прерываются подходящими вплотную песчаными холмами. Длина отдельных участков террас от 1 до 10 км, ширина их не менее 100 м. Местами пойма двухсторонняя. В обычные половодья пойменные террасы не заливаются, за исключением пониженных мест. Во время высоких половодий и в особенности при заторно-зажорных явлениях террасы заливаются водой. Русло слабо извилистое, часто почти прямолинейное, но сильно разветвленное (масса постоянных и временных островов).

Участок от ж.-д. станции Кубек до протока Караузяк

Несколько выше станции Сыр-Дарья выходит из описанной выше долины и снова начинает интенсивно меандрировать. Берега постепенно понижаются и в дельте почти не возвышаются над уровнем воды. Река местами разливается на 25 км и более, образуя массу озер и болот, особенно в дельте.

На участке между ж.-д. станциями Тюменьарык и Джусалы от Сыр-Дарьи отделяется много протоков. Некоторые протоки по длине и ширине значительны. Большая часть их теряется в песках. Из существующих и действующих протоков следует отметить Коксу, Чиили, Саурамбай, Черкейли, Кувандарью и Караузяк. Последний является наиболее значительным.

Проток Караузяк

Начинается у ж.-д. станции Караузяк, тянется на 181 км и впадает снова в Сыр-Дарью у ж.-д. станции Джусалы.

На протяжении первых 34 км в половодье заливается только пространство между коренными берегами шириной 50—150 м. Прирусловая полоса почти не заболочена и занята тугайной растительностью. В паводочный период и при заторно-зажорных явлениях прилегающая местность затапливается только посредством старых протоков и в местах с пониженными берегами. Разливы охватывают полосу до 20 км, образуя озера, болота и старицы, заросшие, как правило, густым и высоким камышом. С 35 по 100-й км берега протока сниженные, прилегающая местность сильно заболочена, заросла камышом и прорезана многочисленными староречьями. От 100-го км до устья к руслу протока Караузяк близко подходят пески, поэтому, несмотря на то что высота берегов здесь также небольшая, этот участок не так заболочен, как предыдущий. Заболоченные пространства здесь встречаются только в понижениях между песчаными барханами.

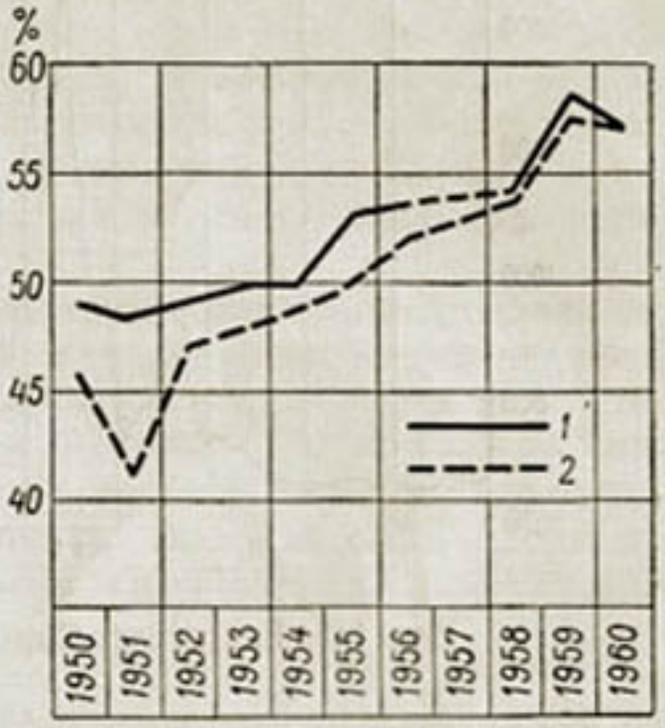


Рис. 144. Расходы воды протока Караузяк в % от расходов воды Сыр-Дарьи.

1 — средние годовые расходы, 2 — средние расходы за вегетационный период.

Русло протока, как правило, сильно извилистое, но очень слаборазветвленное.

В последние годы наблюдается постепенная разработка русла протока Караузяк. Если в 1950 г. его средний годовой расход составлял 48,8% расхода Сыр-Дарьи выше ответвления, то в 1955 г. расход протока достигал 53,0%, в 1959 г.—58,5% и лишь в 1960 г. он был несколько ниже и составлял 57,0% (рис. 144). Протоки, за исключением Караузяка, имеют огромное значение для хозяйства района. Они питают около 400 ирригационных систем с общей орошаемой площадью порядка 70 000 га. Часть из протоков даже ошлюзована.

Режим жидкого стока. Образованная слиянием рек Нарын и Карадарья Сыр-Дарья, естественно, должна отражать в своем режиме, в особенности в верхнем течении, черты режима обеих рек. Так как при слиянии рек Нарын и Карадарья первая дает

около 78%, а Карадарья — около 22% стока Сыр-Дарьи, то режим Сыр-Дарьи в большей мере приближается к режиму р. Нарын.

В створе Запорожской (Кызылкишлакской) станции, имеющей наиболее продолжительный ряд наблюдений, внутригодовое распределение стока Сыр-Дарьи следующее. Межень охватывает период с октября по март, в это время месячный сток составляет от 6,0 до 5,2% годового стока, минимальные значения расходов

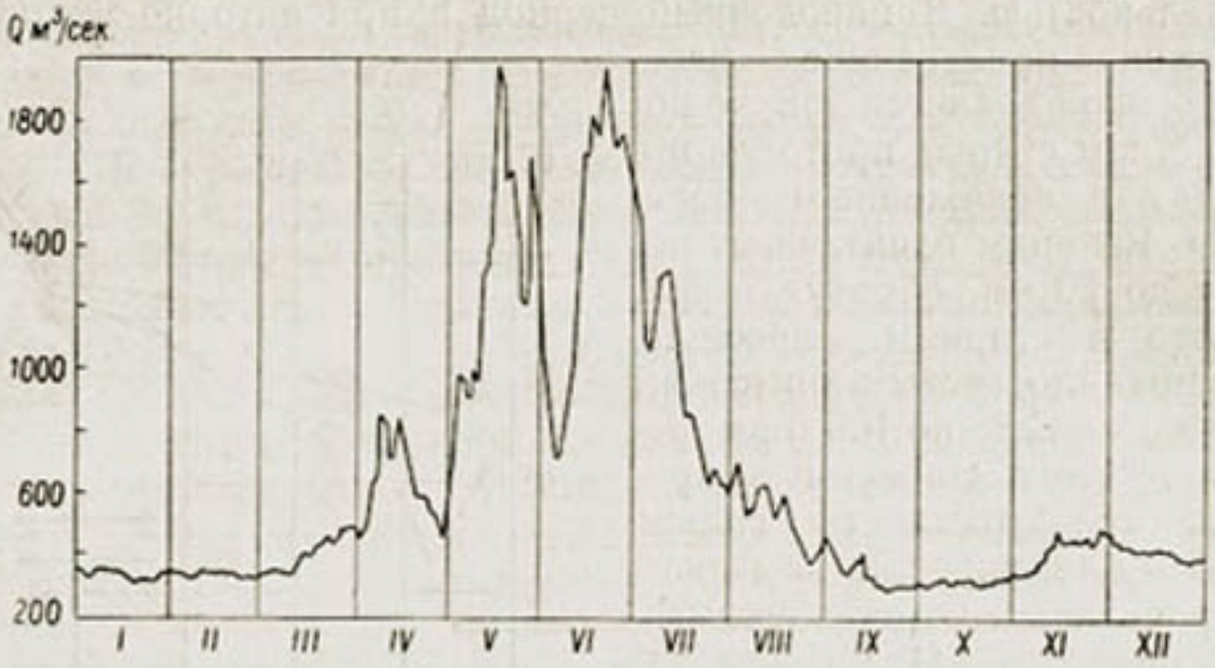


Рис. 145. Гидрограф Сыр-Дарьи у г. Беговат за 1942 г.

воды наблюдаются в январе — феврале. Существенное увеличение расходов воды начинается обычно в апреле в связи с таянием сезонных снегов нижнего пояса гор. Наиболее многоводным месяцем является июнь, за который проходит 17,3% годового стока. В июле начинается спад расходов, продолжающийся до января — февраля (рис. 145). Таким образом, Сыр-Дарья, как и ее составляющие, является типичной представительницей рек снегово-ледникового питания. Следует отметить только бóльшую зарегулированность ее стока. Это видно хотя бы из отношения максимального среднего месячного расхода к минимальному, которое для рек Нарын, Карадарья и Сыр-Дарья в створах Учкурганской, Кампырраватской и Запорожской станций соответственно равно 6,3; 7,0 и 4,1. Причины более зарегулированного стока Сыр-Дарьи будут рассмотрены ниже.

Изучение жидкого стока Сыр-Дарьи производилось на нескольких станциях, из них наиболее ценные материалы следующих станций:

1) Сарайской (с. Каль), расположенной в 41 км ниже слияния рек Нарын и Карадарья;

2) Запорожской, освещающей режим реки при выходе ее из Ферганской долины и имеющей наиболее продолжительный период наблюдений и высокое их качество. После постройки пло-

тины Фархадской ГЭС и изменения режима Сыр-Дарьи в створе станции ряд наблюдений Запорожской станции продолжен станцией у с. Кызылкишлак;

3) Кокбулакской, расположенной в 27 км ниже устья р. Чирчик;

4) Чардаринской, находящейся примерно на 70 км ниже Кокбулакской. Две последние станции характеризуют режим Сыр-Дарьи после впадения в нее р. Чирчик;

5) Тюменьарыкской у ж.-д. станции того же названия, в 9 км выше головы протока Чиили;

6) Казалинской у г. Казалинска, выше устья Сыр-Дарьи примерно на 150 км.

Средние многолетние расходы и сток вод Сыр-Дарьи в створах перечисленных станций, а также в створе Кзылординской станции даны в табл. 115 и 116.

В створе Запорожской станции (с. Кызылкишлак), обладающей наиболее продолжительными и надежными данными, средний расход Сыр-Дарьи составляет 568 м³/сек. Средние годовые расходы воды колеблются в пределах 1080 (1921 г.)—278 м³/сек. (1917 г.). Нужно иметь в виду, что сток Сыр-Дарьи в рассматриваемом створе весьма существенно изменен разбором воды на орошение из рек Нарын, Карадарья, Сыр-Дарья и их притоков. Следует отметить тот факт, что начиная с 1940 г. на Сыр-Дарье наблюдается повышенная водность. Это видно на рис. 146, на котором показаны средние расходы воды по скользящим 15-летиям. Повышенной водностью в этот период отличались также Нарын и Карадарья. Увеличенная водность упомянутых рек, совпавшая с интенсивным развитием орошаемых площадей в Ферганской долине (в частности, с вводом в эксплуатацию БФК и СФК), привела некоторых специалистов к противоестественному выводу, что и дальнейшее освоение новых земель не скажется на стоке Сыр-Дарьи, более того, чуть ли не приведет к его увеличению. Увеличение стока Сыр-Дарьи у выхода ее из Ферганской долины в последние годы было вызвано, конечно, не только повышенной водностью рек Нарын, Карадарья и их притоков, но и улучшением мелиоративного состояния земель, в частности постройкой коллекторной сети, уменьшившей бесполезные потери воды на заболоченных участках [11]. Нужно подчеркнуть, что увеличения водных ресурсов с увеличением орошаемых площадей можно ожидать лишь при вытеснении влаголюбивой дикой растительности культурной.

Изменчивость средних месячных расходов воды в створе ст. Запорожской (Кызылкишлак) показана в табл. 117.

Как и следовало ожидать, наибольшим колебаниям подвержены расходы половодного периода, в особенности июня и июля, когда средние месячные расходы могут в отдельные годы отличаться более чем в девять раз. Наименее изменчивы расходы

Таблица 115

Средние расходы воды Сыр-Дарьи в м³/сек.

Станция	Период наблюдений, гг.	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	Сток в % от расхода у Сарайской станции
Сарайская (с. Каль)	1931—60	330	489	857	1060	818	504	330	354	377	335	295	289	503	100
Запорожская (с. Кызылкишлак)	1910—60	384	522	851	1180	959	624	407	391	412	385	354	352	568	113
Кокбулакская (Чардаринская)	1914—15, 1924—28, 1930—60	582	829	1220	1440	1070	562	416	475	541	530	517	510	724	144
Тюменьарыкская . . .	1914—17, 1919, 1920, 1927—44, 1947—60	622	794	1020	1210	990	579	402	440	529	532	497	553	681	135
Кзылординская . . .	1942—60	691	898	986	1060	925	555	399	488	598	512	434	534	673	134
Казалинская	1912—22, 1924—32, 1934—45, 1947—60	451	625	667	697	680	538	402	392	437	364	301	355	492	98

Таблица 116

Средний сток воды Сыр-Дарьи в % от годового стока

Станция	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III–VI	VII–IX	X–II
Сарайская (с. Каль)	5,5	8,1	14,2	17,5	13,6	8,3	5,5	5,9	6,2	5,5	4,9	4,8	45,3	27,4	27,3
Запорожская (с. Кызылкишлак)	5,6	7,7	12,5	17,3	14,1	9,1	6,0	5,7	6,0	5,6	5,2	5,2	43,1	29,2	27,7
Кокбулакская (Чардаринская)	6,7	9,5	14,0	16,6	12,3	6,5	5,8	5,5	6,2	6,1	5,9	5,9	46,8	23,5	29,7
Тюменьарыкская . . .	7,6	9,7	12,5	14,8	12,1	7,1	4,9	5,4	6,5	6,5	6,1	6,8	44,6	24,1	31,3
Кзылординская . . .	8,6	11,1	12,2	13,1	11,5	6,9	4,9	6,0	7,4	6,3	5,4	6,6	45,0	23,3	31,7
Казалинская	7,6	10,6	11,3	11,8	11,5	9,1	6,8	6,6	7,4	6,2	5,1	6,0	41,3	27,4	31,3

в октябре — марте. В этот период наибольшие средние месячные расходы превышают наименьшие в 2,7—3,2 раза.

До строительства Фархадской плотины средняя длительность расходов воды $Q \geqslant 1000$ м³/сек. составляла 41 сутки, $Q \geqslant 2000$ м³/сек.— 4,4 суток и $Q \geqslant 3000$ м³/сек.— 0,42 суток. Максимальная наблюденная длительность тех же расходов

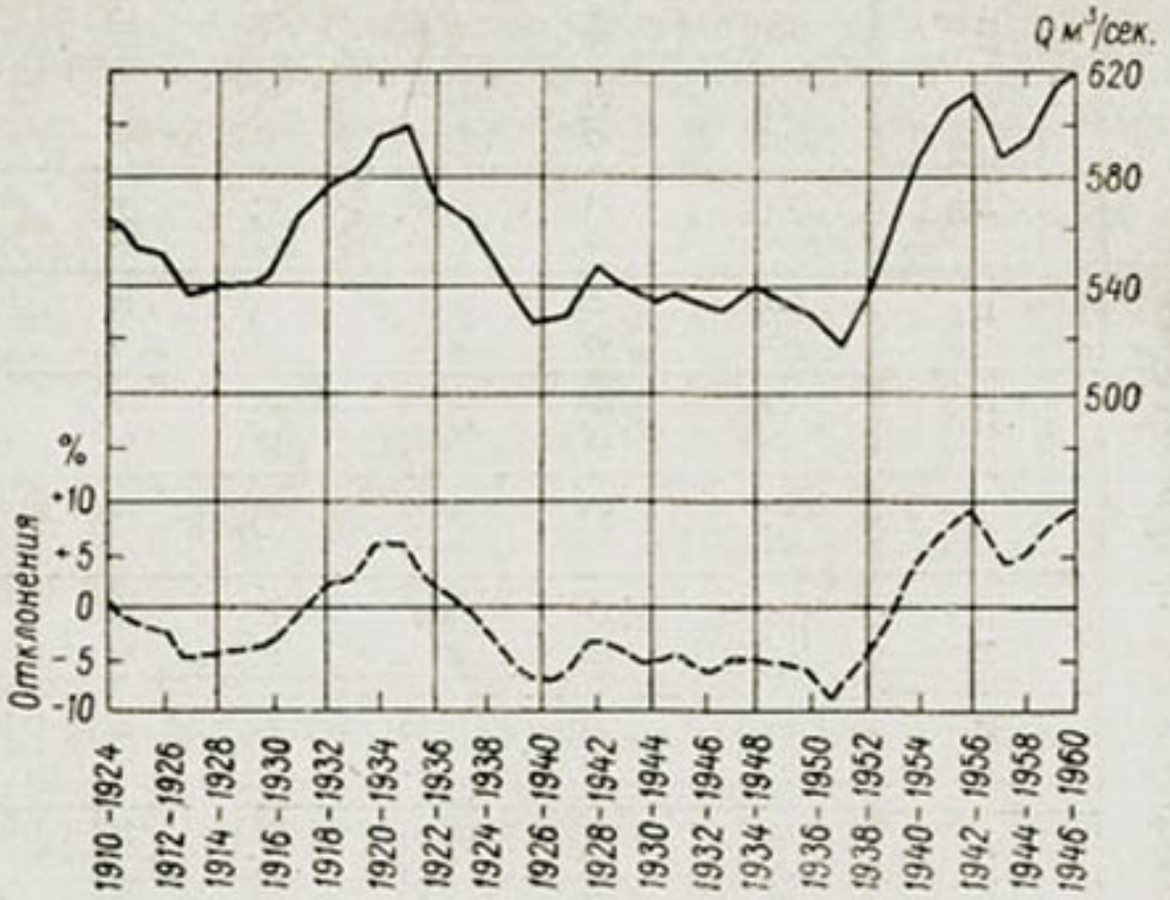


Рис. 146. Расходы Сыр-Дарьи у г. Беговат по скользящим 15-летиям и отклонения средних за 15-летия расходов воды в % от среднего за весь период наблюдений.

была соответственно равна 146, 59 и 8 суткам. Средняя длительность расходов воды $Q \leqslant 100$ м³/сек. равнялась 0,03 суток, $Q \leqslant 200$ м³/сек. — 1,8 суток и $Q \leqslant 400$ м³/сек. — 194 суткам. Максимально наблюденная длительность указанных расходов составляла 1, 36 и 322 суток.

Внутригодовое распределение стока Сыр-Дарьи подвержено по отдельным годам существенным изменениям. Так, соотношение стока за июль—сентябрь и март—июнь в 1920-21 г. составляло 1,19, а в 1941-42 г. — лишь 0,37. Сток за июль—сентябрь в одни годы может достигать 39,4% годового стока (1921-22 г.), в другие снижается до 23,6% (1936-37 г.). Более детально изменения внутригодового распределения стока иллюстрируются табл. 118, где даны средние и крайние распределения стока.

Наибольший из максимальных расходов воды 3340 м³/сек. был отмечен 27/VI 1934 г. За 51 год максимальные расходы три раза превышали 3000 м³/сек., 18 раз — 2000 м³/сек., 17 раз они

Таблица 117

Средние расходы воды Сыр-Дарьи у ст. Запорожской в м³/сек.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
Наибольшие	606	1370	1600	2510	2540	1720	822	633	629	645	702	560	1080
Наименьшие	221	220	349	272	268	341	231	234	216	202	218	214	278

Таблица 118

Сток воды Сыр-Дарьи у ст. Запорожской в % от годового

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III–VI	VII–IX	X–II	Год	δ
Средний	5,6	7,7	12,5	17,3	14,1	9,1	6,0	5,7	6,0	5,6	5,2	5,2	43,1	29,2	27,7	100	0,68
1920-21 г. . . .	4,0	4,1	5,8	16,4	19,3	10,3	6,5	7,0	8,5	6,3	5,8	6,0	30,3	36,1	33,6	99	1,19
1941-42 г. . . .	5,4	8,7	19,6	19,6	8,8	6,2	4,6	4,6	5,2	6,3	5,5	5,5	53,3	19,6	27,1	90	0,37

укладывались в пределы 1500—2000 м³/сек., 9 раз — в пределы 1000—1500 м³/сек. и 4 раза были меньше 1000 м³/сек. Средний срок прохождения максимальных расходов 11/VI, наиболее ранний 14/V, наиболее поздний 7/VIII.

Минимальный средний месячный расход Сыр-Дарьи падает до 202 м³/сек. В течение небольших отрезков времени расходы могут снижаться до 150 м³/сек. 4/II 1920 г. был даже отмечен расход 95 м³/сек., вызванный заторно-зажорными явлениями на выше лежащем участке реки.

Нужно иметь в виду, что начиная с 1957 г. все характеристики стока Сыр-Дарьи, в том числе и максимальные расходы воды, изменены вступившим в строй Кайраккумским водохранилищем. Однако включение данных по станции Кызылкишлак за 1957—1960 гг. либо совсем не отразилось на значениях, приведенных выше, либо сказалось очень незначительно (на внутригодовом распределении стока). Совершенно очевидно, что в дальнейшем продолжать ряд наблюдений за расходами воды, зафиксированными в створе Запорожской, а позднее Кызылкишлакской станций, наблюдениями в створе последней станции без соответствующих поправок недопустимо. Тем не менее данные о режиме Сыр-Дарьи в створе Кызылкишлакской станции представляют большую ценность, так как позволяют оценить изменения в режиме реки, вызванные строительством Кайраккумского водохранилища.

Под воздействием разбора воды на орошение, потерь воды в русле на инфильтрацию и испарение, поступлений грунтовых вод, выклинивающихся или непосредственно в русло реки или в прилегающих к нему районах и только затем поверхностным путем сбрасывающихся в реку, сбросов остатков воды по некоторым притокам, аккумулирующего действия русла и поймы, распластывания паводочной волны, а в последние годы и регулирования стока Кайраккумским водохранилищем режим жидкого стока Сыр-Дарьи по ее длине подвергается изменениям. Ввиду разного периода наблюдений на различных станциях характер изменения режима Сыр-Дарьи по ее длине правильнее устанавливать на основе отдельных типичных лет.

В многоводный 1934-35 г. на участке между Запорожской и Кокбулакской станциями преимущественно вследствие сброса воды по рекам Чирчик и Ангрен средние расходы воды за вегетационный период (апрель — сентябрь) возрастали с 1100 до 1550 м³/сек. (см. табл. 119 и рис. 147). Половодье на этом участке сглаживается незначительно, о чем говорит отношение максимального среднего декадного расхода воды к среднему расходу за вегетационный период. Одновременно с увеличением стока вегетационного периода увеличивается сток невегетационного. На участке Сыр-Дарьи между Кокбулакской и Тюменьарыкской станциями наблюдается уже существенное сглажива-

ние паводка и уменьшение стока вегетационного периода до 1310 м³/сек., сток же невегетационного периода мало изменяется. На участке между Тюменьарыкской и Казалинской станциями в многоводные годы наблюдается исключительно резкое распластывание половодья, вызванное главным образом разливом реки по обширному низменному району протока Караузяк. Одновременно происходит весьма интенсивное уменьшение стока вегетационного периода за счет испарения и питания грунтовых

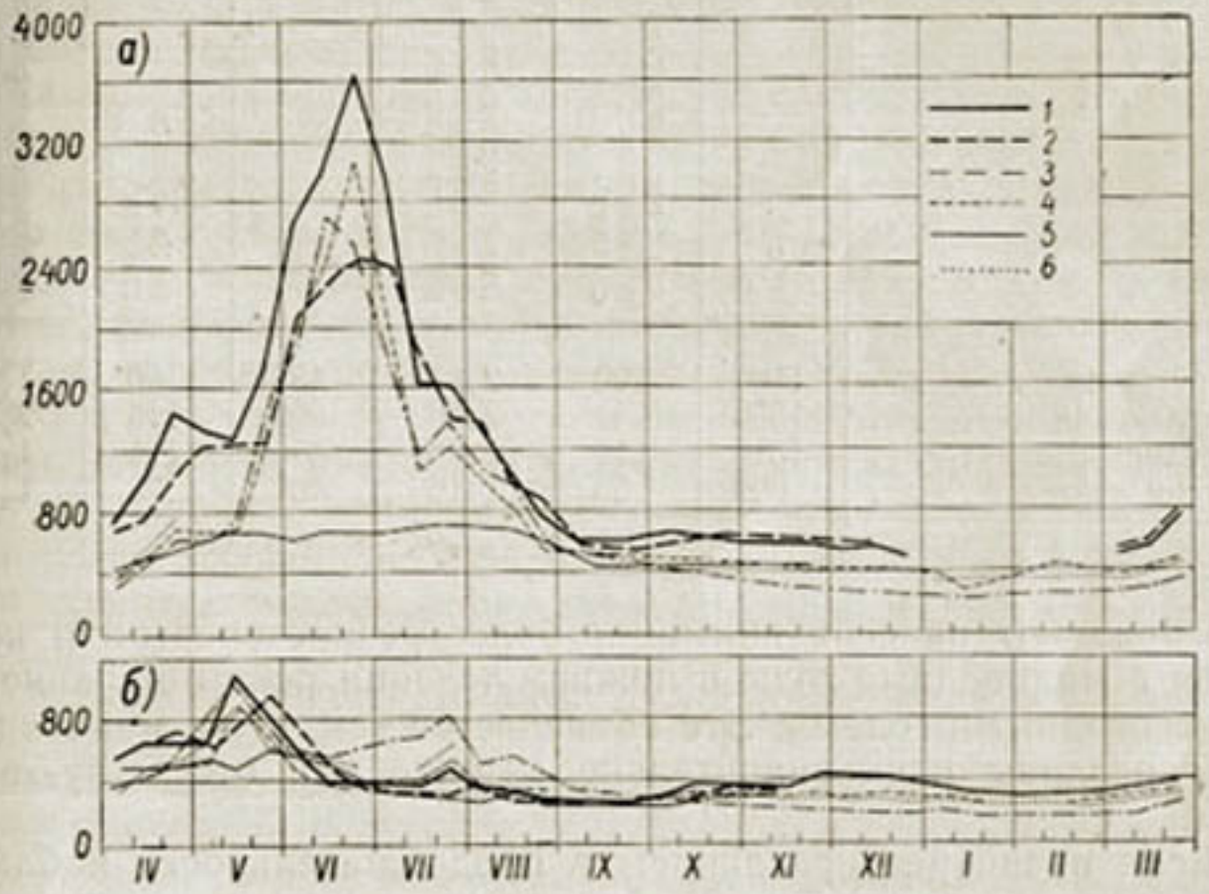


Рис. 147. Ход средних декадных расходов воды Сыр-Дарьи.
а — 1934-35 г., *б* — 1938-39 г. *1* — Кокбулак, *2* — Тюменьарык, *3* — Учкурган и Кампыррават (суммарные), *4* — Беговат, *5* — Казалинск, *6* — Каль.

вод на затопленной территории и частично разбора воды на орошение. Так, средний за вегетационный период расход воды у г. Казалинска равен всего 609 м³/сек., или 46% расхода у с. Тюменьарык и 39% расхода у с. Кокбулак.

Из-за отсутствия притока в реку дополнительных вод уменьшаются расходы и невегетационного периода.

Характер трансформации режима жидкого стока в маловодные годы существенно отличается от такового в многоводные (см. рис. 147 и табл. 119). Прежде всего в маловодные годы можно констатировать отсутствие резко выраженного половодья на всем протяжении реки. Увеличение расходов за вегетационный период на участке между Запорожской и Кокбулакской станциями значительно меньше. В целом сток за вегетационный период в створе Казалинской станции составляет 93% стока при

выходе реки из Ферганской долины, тогда как в многоводные годы он немного больше половины (55%).

Таблица 119

Трансформация стока в русле Сыр-Дарьи за вегетационный период

Станция	1934-35 г.			1938-39 г.		
	средний расход		Отношение максимального среднедекадного расхода к среднему	средний расход		Отношение максимального среднедекадного расхода к среднему
	м³/сек.	% от расхода в створе Запорожской станции		м³/сек.	% от расхода в створе Запорожской станции	
Запорожская	1100	100	2,81	437	100	1,98
Кокбулакская	1550	141	2,36	502	115	2,23
Тюменьарыкская . . .	1310	119	1,85	486	111	1,98
Казалинская	609	55	1,19	408	93	1,51

Обращают на себя внимание более резкие очертания половодья в маловодные годы в нижнем течении реки по сравнению с многоводными годами. Это объясняется тем, что в маловодные годы разливы реки значительно меньше или отсутствуют совсем.

Если пренебречь различием в продолжительности наблюдений, то расходы воды Сыр-Дарьи в пределах Ферганской долины увеличиваются с 503 м³/сек. у с. Каль до 568 м³/сек. у выхода из долины (ст. Запорожская, или с. Кызылкишлак), или на 13% (см. табл. 115). Это увеличение расходов обусловлено сбросами остатков воды притоков и поступлением грунтовых вод в русло реки (см. ниже). Благодаря сбросу воды главным образом из р. Чирчик средний многолетний расход воды наиболее резко возрастает на участке между Запорожской и Кокбулакской станциями. В створе последней расход воды возрастает до 724 м³/сек., или 144% расхода у с. Каль. Между с. Кокбулак и с. Тюменьарык и далее до г. Кзыл-Орда расходы воды несколько уменьшаются (до 681—673 м³/сек.). На этом участке, за исключением р. Арысь, отсутствуют сбросы воды в Сыр-Дарью, поэтому потери воды на испарение и небольшой забор воды на орошение превалируют над поступлениями. Ниже г. Кзыл-Орда расход воды резко уменьшается до 492 м³/сек. До Аральского моря теряется еще около 60—65 м³/сек.

Следует отметить постепенное относительное увеличение до с. Тюменьарык стока за октябрь—февраль (см. табл. 116).

Русловой баланс. Отсутствие гидрологической станции в устье р. Нарын не позволяет установить величины дополнительных вод только в русле Сыр-Дарьи и вынуждает определять их (в пределах Ферганской долины) суммарно по участку от Учкурганской станции на р. Нарын и Кампырраватской станции на р. Карадарья до Запорожской станции (с. Кызылкишлак) на р. Сыр-Дарья. Участок этот крайне разнохарактерен в гидрологическом отношении, что предопределяет сложность составления руслового баланса. Эта сложность усугубляется невозможностью выделить из общего количества дополнительных вод сбросные и тем самым определить чистое поступление подземных вод.

Наконец, изменение мелиоративного состояния Ферганской долины и развитие там орошения не могло не сказаться на величине дополнительных вод. Действительно, среднегодовой водозабор из рек Нарын, Карадарья и Сыр-Дарья до Запорожской станции (с. Кызылкишлак) увеличился с 145 м³/сек. в 1931—1934 гг. до 293 м³/сек. в 1955—1959 гг. и до 336 м³/сек. в 1960 г., а дополнительные воды возросли с 157 м³/сек. в 1931—1934 гг. до 300 м³/сек. в 1955—1959 гг. и до 328 м³/сек. в 1960 г. Приведенные величины показывают, что изменение ирригационных систем и улучшение мелиоративного состояния земель Ферганской долины не увеличило стока Сыр-Дарьи, хотя и не вызвало существенного его уменьшения. (Этот вопрос автор рассматривал выше.)

Увеличение дополнительных вод в пределах Ферганской долины обусловлено:

1) значительным осушением земель на левом берегу Сыр-Дарьи благодаря постройке коллекторов, в результате чего грунтовые воды, ранее безвозвратно расходовавшиеся заболоченными участками в атмосферу, ныне собираются дренажной сетью и вливаются в Сыр-Дарью;

2) увеличением питания грунтовых вод Ферганской долины за счет роста орошаемых площадей и увеличения водозабора;

3) повышенным количеством атмосферных осадков и повышенной водностью рек Нарын, Карадарья и их притоков и притоков Сыр-Дарьи в пределах Ферганской долины, как это отмечалось выше. Более подробно этот вопрос рассматривается, например, в статье В. Л. Шульца [11], а также в схемах, составленных Средазгипроводхлопком.

Ниже приводим, по данным института Средазгипроводхлопок (инж. А. С. Цветков), сведения о дополнительных водах по отдельным участкам (табл. 120).

Процессы подпитывания и потерь в русле Сыр-Дарьи на участке между Запорожской и Кокбулакской станциями осложняются наличием большого количества крупных сбросов. Действительно, на этом участке в Сыр-Дарью впадают реки Чирчик, Ангрен, Бозсу, Келес, Геджиген, Карасу I, Карасу II (правая),

Таблица 120

Расходы дополнительных вод Сыр-Дарьи в м³/сек.

Участок	Период, за который приводятся данные, гг.	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
Нарын + Карадарья — Запорожская (Кызыл-кишлак)	1955—59	+363	+336	+267	+302	+223	+204	+232	+294	+367	+361	+321	+332	+300
Запорожская (Кызыл-кишлак) — Кокбулак	1961	+1	+18	—55	+5	+12	+10	+27	+25	+9	+15	—6	—3	+4,8
Тот же со сбросами из коллекторов и р. Карасу	1961	+28	+54	—16	+49	+47	+50	+69	+63	+43	+55	+42	+30	+42,8
Кокбулак — Тюменьарык	1949—58	+23	—15	—96	—234	—148	—23	—4	—18	—52	—54	—33	—12	—56
Тюменьарык — Кзыл-Орда	1949—58	—19	+46	—56	—71	—14	+68	+28	—28	—33	—71	—121	—54	—27
Кзыл-Орда — Кармакчи	1949—58	—56	+6	—84	—163	—80	+29	+24	—28	—49	—85	—88	—104	—56
Кармакчи — Казалинск	1949—58	—114	—133	—102	—89	—89	—49	—34	—57	—71	—81	—27	—37	—74
Итого		+225	+294	—87	—206	—61	+279	+315	+226	+205	+125	+94	+155	+130

Шурузяк (левая) и другие, более мелкие. Кроме сбросов, подпитывание Сыр-Дарьи на рассматриваемом участке происходит за счет подземного притока в основном со стороны правого берега реки, с территории крупных оросительных систем рек Чирчик и Ангрен, и в меньшей мере за счет естественного дренирования земель Голодностепского плато. Расчлененность русла на многочисленные протоки, выполненные рыхлыми, легкопроницаемыми отложениями, способствует потерям воды, которые временами почти сравниваются с притоком в русло, а в некоторые месяцы даже превышают приток подземных вод. В период высоких половодий потери воды резко возрастают за счет разливов по широкой пойме, при которых происходит заполнение многочисленных озер-стариц. Все это вместе взятое приводит к тому, что баланс русловых вод на этом участке Сыр-Дарьи по отдельным годам особенно изменчив. С учетом сбросов в Сыр-Дарью всех коллекторов и карасу до протока Ширузяк включительно на рассматриваемом участке поступления воды преобладают над потерями в течение всех месяцев, за исключением мая. Русловой баланс на участке Запорожская — Кокбулак приведен за 1961 г., когда Средазгипроводхлопком проводились тщательные полевые работы. Отсутствие достаточных материалов по Сыр-Дарье ниже Кокбулакской станции (имеются отрывочные сведения о заборах воды, к тому же не охватывающие в отдельные годы все магистральные каналы) не позволяет сколько-нибудь точно осветить ее русловой баланс ниже названной станции. Наиболее достоверно можно получить величины потерь в русле Сыр-Дарьи только за вегетационные периоды 1949—1958 гг. (наблюдения за невегетационные периоды отрывочны, кроме того, русловой баланс искажается ледовыми образованиями, вызывающими подъемы горизонтов воды). Согласно подсчетам А. С. Цветкова, в среднем за упомянутые годы потери воды ниже Кокбулакской станции составляют 213 м³/сек. В целом же поступления в русла рек Нарын и Карадарья в пределах Ферганской долины и в русло Сыр-Дарьи на всем ее протяжении до г. Казалинска преобладают над потерями. Средний годовой приток в русла названных рек составляет 130 м³/сек. Потери преобладают над притоком только на подъеме и гребне половодья (май — июль).

Следует отметить, что приведенные величины дополнительных вод весьма приближенно отражают только состояние водного хозяйства в конце 50-х годов.

Потери воды ниже Казалинска приведены при рассмотрении водного баланса дельты Сыр-Дарьи.

Водный баланс дельты Сыр-Дарьи. В отличие от дельты Аму-Дарьи, водный баланс дельты Сыр-Дарьи, насколько нам известно, не составлялся. Производилось только в связи с расчетом водного баланса Аральского моря определение потерь

стока Сыр-Дарьи на участке от створа Казалинской станции до Арала. В последние годы, по-видимому, на основе данных М. А. Фортунатова и Ю. В. Эслингера [7], этими потерями либо пренебрегали, либо принимали их в крайне небольшом размере. Так, например, Б. Д. Зайков в 1952 г. считал, что потери стока на участке Казалинск — устье не превышают 1,5% годового стока Сыр-Дарьи у г. Казалинска, т. е. «целиком заключаются в пределах точности подсчета стока в последнем пункте», и счел возможным пренебречь ими. В. С. Самойленко [2] считал, что потери стока Сыр-Дарьи не более 0,1 км³. Лишь в статье Зайкова, вышедшей в свет в 1946 г. [4], потери стока на рассматриваемом участке реки оценивались в 1,3 км³ (за вычетом осадков 0,1 км³), а площадь разливов принималась в размере 1370 км². Как это иногда бывает, Зайков был ближе к истине в 1946 г., чем в 1952 г.

Согласно полевым обследованиям, произведенным в 1960 и 1961 гг., оказалось, что площадь, занятая влаголюбивой растительностью, питающейся сыр-дарьинской водой, весьма значительна и приближается к 2000 км². Таким образом, нет никаких оснований пренебрегать потерями стока Сыр-Дарьи. Неясным остается только вопрос о питании водой влаголюбивой растительности в заливе Бозколь. Вполне возможно, что часть воды в названный залив поступает из Аральского моря. Этот вопрос нуждается в уточнении.

Рассмотрим элементы водного баланса дельты Сыр-Дарьи, или, вернее, территории ниже Казалинской станции, занятой влаголюбивой растительностью и озерами.

Поверхностный приток в дельту

Согласно данным Казалинской станции, средний за 1934—1960 гг. расход Сыр-Дарьи составлял 15,2 км³ в год. Указанный период включал как крайне многоводные (1953, 1954, 1960), так и крайне маловодные (1939, 1940, 1947, 1957) годы.

Осадки

В соответствии с картой изогиет, среднее годовое количество осадков с некоторым округлением может быть принято в размере 100 мм, или 0,2 км³.

Испарение и транспирация

Исходя из тех же источников, что и при составлении водного баланса дельты Аму-Дарьи, для рассматриваемой территории по аналогии с дельтой р. Или величину транспирации и испарения тростниково-камышовыми зарослями, постоянно находящи-

мися в воде и периодически затопляемыми, можно принять в размере 1400 мм, а на суходолах — 530 мм в год. Транспирацию и испарение рогозовыми зарослями, постоянно находящимися под водой, можно оценить 1100 мм и, наконец, испарение с водной поверхности — 900 мм в год. Величины различных испаряющих поверхностей, а также потери воды с них приведены в табл. 121.

Таблица 121

Вид испаряющей поверхности	Площадь поверхности в км²	Испарение	
		мм	км³
Тростниково-камышовые заросли, постоянно находящиеся под водой	1090	1400	1,53 1,15
То же, периодически затопляемые	40	1400	0,06
То же, на суходолах	500	530	0,26
Рогозовые заросли, постоянно находящиеся под водой	250	1100	0,27
Открытая водная поверхность . . .	200	900	0,18
Итого	2080		2,30 1,92

Потери на испарение и транспирацию ниже г. Казалинска вычислены при двух предположениях:

1) тростниково-камышовые заросли в заливе Бозкол целиком питаются сыр-дарьинской водой и

2) только половина зарослей питается водой Сыр-Дарьи. В первом случае потери воды на транспирацию и испарение составляют 2,3 км³, а во втором — 1,92 км³.

Потери сыр-дарьинской воды ниже г. Казалинска и отток в Аральское море

Если из величины испарения и транспирации вычесть приход воды за счет атмосферных осадков, то получим величину потерь сыр-дарьинской воды. Приход воды из атмосферы, как указывалось выше, равен 0,2 км³. Следовательно, потери сыр-дарьинской воды составляют от 1,7 до 2,1 км³. Примем, до уточнения, 2,0 км³.

Таким образом, для периода 1934—1960 гг. элементы водного баланса дельты Сыр-Дарьи равны:

	км³
Приток сыр-дарьинской воды	15,2
Атмосферные осадки	0,2
Потери воды на испарение и транспирацию	2,2
Отток воды в Аральское море	13,2

Режим уровней воды. Ход уровней воды р. Сыр-Дарьи в общем аналогичен ходу расходов; согласованность нарушается только в период ледовых образований. В нижнем течении реки, где ледовые образования представлены наиболее полно, а продолжительность их велика, отсутствие согласованного хода уровней и расходов воды особенно ярко проявляется в начале весны, во время весеннего ледохода, когда наиболее часты заторно-зажорные явления. В отдельные годы, а в нижнем течении реки почти ежегодно уровни воды, обусловленные заторно-зажорными явлениями, могут значительно превышать уровни, наблюдающиеся при прохождении гребня половодья. Так, например, у г. Кзыл-Орда наивысший уровень при заторах на 158 см превышал максимально наблюденный уровень при прохождении гребня половодья. Благодаря этому при заторно-зажорных явлениях затопление прилегающей к реке местности значительнее, чем в период половодья. Годовая амплитуда колебаний уровня (если не учитывать заторно-зажорных уровней) в верхнем и среднем течениях реки составляет округленно 3,5—6,0 м. Ниже г. Кзыл-Орда годовая амплитуда уровней не превышает 2,5 м. Однако при заторах и зажорах амплитуда достигает 3,30—4,60 м. В табл. 122 даны наивысшие и наинизшие уровни воды, зарегистрированные на гидрометеорологических станциях, а также наибольшие и наименьшие годовые амплитуды уровней с учетом и без учета заторно-зажорных горизонтов.

Твердый сток. Средний расход взвешенных наносов в створе Запорожской станции за период 1929—1945 гг., т. е. до постройки плотины Фархадской ГЭС, составлял 885 кг/сек., а за период наблюдений за жидким стоком (до 1945 г.) — 1170 кг/сек. (восстановлен по связи с жидким стоком). Таким образом, средняя мутность воды Сыр-Дарьи в створе Запорожской станции до 1945 г. составляла 2,17 кг/м^3, т. е. значительно уступала мутности Аму-Дарьи. Распределение стока взвешенных наносов на протяжении года приведено в табл. 123.

За май и июнь р. Сыр-Дарья при выходе из Ферганской долины проносила 62,1% стока взвешенных наносов, т. е. больше, чем р. Нарын. Однако общее распределение стока взвешенных наносов, так же как и жидких расходов, у нее на протяжении года равномернее, чем у р. Нарын. Это подтверждает, например, сток наносов за октябрь — февраль, который у Сыр-Дарьи равен 7,4% годового стока, а у р. Нарын несколько меньше 1,5%.

Между расходами взвешенных наносов и расходами воды Сыр-Дарьи в створе Запорожской станции за апрель — август существовала довольно тесная связь (рис. 148). Связь эта имеет две ветви: для периода подъема воды (апрель — май) и для периода максимальных расходов и спада половодья (июнь — август). Вполне закономерно расходы взвешенных наносов в первый период больше, чем во второй. Так, например, при

Таблица 122

Сведения об уровнях воды Сыр-Дарьи

Станция	Число лет наблюдений	Уровень в см над нулем графика			Годовая амплитуда уровней, см	
		наивысший	наинизший	наивысший при заторах и зажорах	наибольшая	наименьшая
Сарайская (с. Каль) . .	26	592 (21/V 1936 г.)	190 (23/IV 1940 г.)	—	373 (1936 г.)	130 (1947 г.)
Запорожская . .	37	474 (30/VII 1921 г.)	32 (4/II 1920 г.)	542 (5/I 1931 г.)	442 (1934 г.), 487 (1931 г.)	165 (1947 г.)
Кызылкишлакская	13	610 (7/VII 1958 г.)	68 (20/IV 1958 г.)	—	542 (1958 г.)	250 (1954 г.)
Кокбулакская . .	24	394 (6/VI 1945 г.)	53 (15/V 1957 г.)	—	334 (1956 г.)	224 (1944 г.)
Тюменьарыкская	31	340 (24, 25/VI 1953 г.)	75 (30/VIII 1957 г.)	408 (25/II 1954 г.)	388 (1950 г.), 415 (1957 г.)	160 (1954 г.)
Кзылординская	26	374 (30/VI 1931 г.)	132 (5/IX 1957 г.)	486 (30/III 1954 г.)	298 (1951 г.), 456 (1957 г.)	141 (1954 г.)
Караузякская . .	41	241 (7—10/VII 1914 г.)	182 (5/VI 1957 г.)	275 (24/III 1957 г.)	295 (1927 г.), 457 (1957 г.)	136 (1954 г.)
Кармакчинская	30	233 (4/V 1954 г.)	78 (27/V, 9, 10, VI, 1957 г.)	343 (3/IV 1960 г.)	213 (1956 г.), 330 (1957 г.)	101 (1954 г.)
Казалинская . .	46	251 (14/IV 1932 г.)	243 (11/IV 1927 г.)	282 (2/IV 1959 г.)	254 (1932 г.), 330 (1951 г.)	79 (1922 г.)

Таблица 123

Средний сток взвешенных наносов Сыр-Дарьи у ст. Запорожской в % от годового по весу

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II
2,3	7,9	31,9	30,2	13,5	5,4	1,4	1,3	2,1	1,4	1,1	1,5	7,4	72,3	20,3

$Q=1000$ м³/сек. на подъеме расход взвешенных наносов $R=370$ кг/сек., а на спаде $R=235$ кг/сек.

Фракционный состав взвешенных наносов Сыр-Дарьи при выходе ее из Ферганской долины приводится в табл. 124.

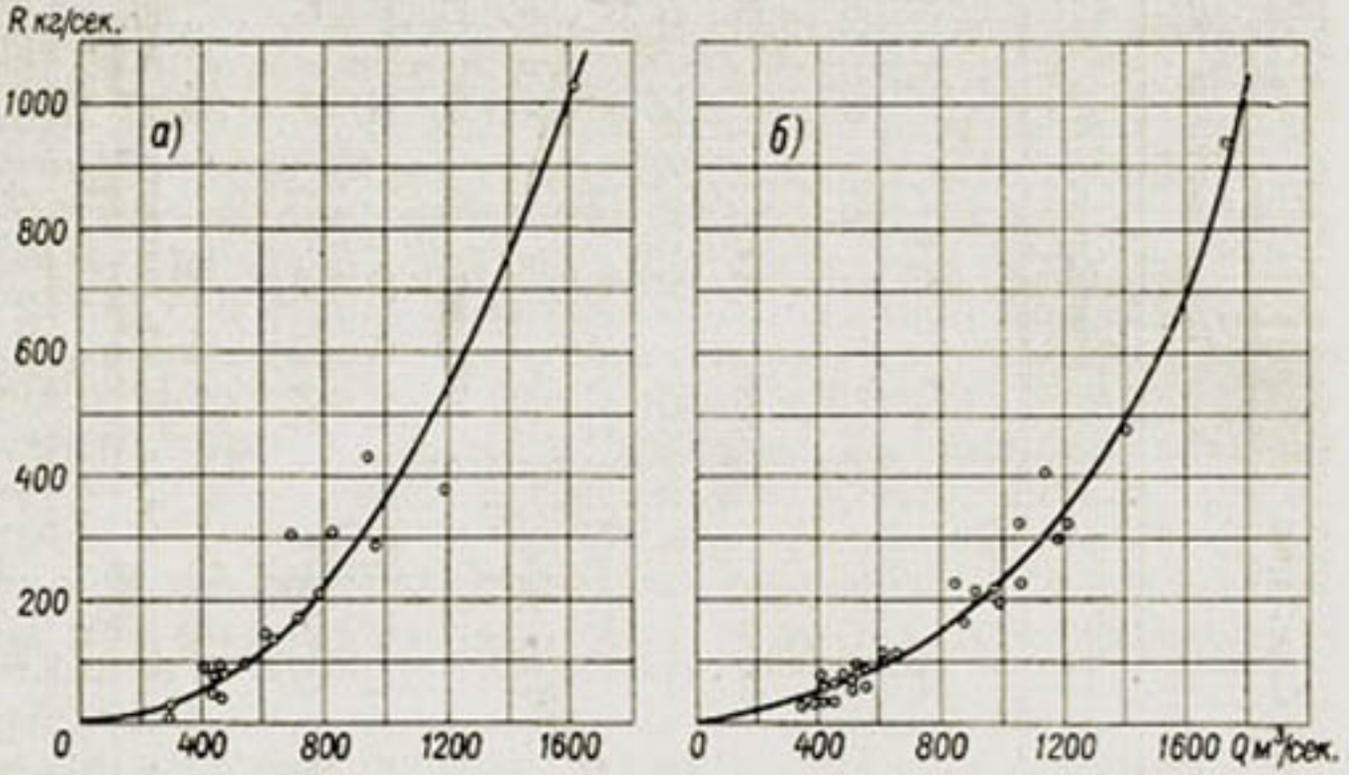


Рис. 148. Зависимость средних месячных расходов взвешенных наносов (R) от средних расходов воды (Q) Сыр-Дарьи у г. Беговат (ст. Запорожская).
а — период подъема половодья, *б* — период максимальных расходов и спада половодья.

Таблица 124

Содержание частиц различных фракций в водах Сыр-Дарьи в %

Диаметр фракции в мм	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
>0,25	6	6	5	6	9	9	12	12	18
0,25—0,05	44	40	22	22	25	30	26	38	37
0,05—0,01	20	24	32	35	30	27	25	25	18
<0,01	30	30	41	37	36	34	37	25	27

Приведенный в табл. 124 средний фракционный состав взвешенных наносов является ориентировочным, так как основан на недостаточно полном материале.

После строительства плотины Фархадской ГЭС ряд расходов воды, наблюденных на Запорожской станции, продолжила станция у с. Кызылкишлак. В какой-то степени до начала наполнения Кайраккумского водохранилища (1957 г.) это можно считать справедливым и в отношении стока взвешенных наносов. Согласно данным за 1948—1956 гг., в створе станции Кызылкишлак средний расход взвешенных наносов составил 1200 кг/сек.

Мутность воды равна 1,83 кг/м³, а годовой сток взвешенных наносов составил округленно 38 млн. т.

Рассмотрим теперь изменение стока взвешенных наносов по длине реки. Наиболее удобно это сделать за период 1950—1956 гг., когда имелись наиболее подробные данные по всем основным створам Сыр-Дарьи, с одной стороны, а с другой,— еще не началось заполнение Кайраккумского водохранилища. Для удобства данные о стоке взвешенных наносов за этот период сведены в табл. 125.

Таблица 125

Средний расход взвешенных наносов Сыр-Дарьи в кг/сек.

Годы	с. Каль	с. Кызыл-кишлак	с. Кокбулак	с. Тюмень-арык	г. Казалинск
1950	359	635	226	407	256
1951	310	730	(370)	661	436
1952	1500	1920	1700	1840	1340
1953	1590	1750	984	1600	994
1954	1240	(2000)	1370	1620	926
1955	832	1220	892	883	587
1956	690	775	865	792	601
Среднее	932	1290	915	1110	735
В % от расхода у с. Каль	100	138	98	119	79

На участке с. Каль — с. Кызылкишлак происходит весьма значительное увеличение расходов взвешенных наносов (на 38%). Наоборот, на участке с. Кызылкишлак — с. Кокбулак расходы взвешенных наносов резко уменьшаются и в среднем за 1950—1956 гг. становятся даже чуть меньше, чем расходы у с. Каль. Особенно были малы расходы взвешенных наносов у с. Кокбулак в 1950 и 1951 гг. Подобная картина может быть объяснена аккумуляцией наносов в верхнем бьефе Фархадской плотины.

Между селами Кокбулак и Тюменьарык сток взвешенных наносов снова возрастает, но не достигает величины, наблюдающейся у с. Кызылкишлак.

Ниже Тюменьарыкской станции, особенно между городами Кзыл-Орда и Джусалы, Сыр-Дарья пересекает огромный низменный район, затапливаемый при прохождении высоких половодий. Сказанное определяет резкое снижение стока взвешенных наносов и относительной мутности на участке между Тюменьарыкской и Казалинской станциями. Уменьшение стока взвешенных наносов в общем наиболее интенсивно в многоводные годы, когда разливы достигают наибольших размеров, а отложение

Таблица 126

Средние месячные расходы и сток взвешенных наносов Сыр-Дарьи

Пункт	Расход в кг/сек.													Сток в % от годового		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–II
с. Каль	237	1180	2750	3160	1990	959	176	192	176	143	110	119	932	65,5	27,9	6,6
с. Кызылкишлак	616	1680	3580	4080	2290	1250	324	338	385	324	280	304	1290	64,5	25,0	10,5
с. Кокбулак . .	598	1530	2360	3060	1250	496	179	275	357	277	312	285	915	68,8	17,5	13,7
с. Тюменьарык	797	1840	2820	3010	1710	729	324	444	590	424	255	436	1110	63,3	20,6	16,1
г. Казалинск . .	356	1350	1330	1850	1320	791	386	476	516	190	86,7	115	735	55,8	28,5	15,7

наносов в этих разливах столь велико, что совершенно изменяется внешний вид местности, как это имело место, например, в половодье 1921 г.

Распределение стока взвешенных наносов внутри года (среднее за 1950—1956 гг.) дано в табл. 126. В таблице обращает на себя внимание переход к более равномерному распределению стока наносов во времени ниже Тюменьарыка, т. е. там, где происходит наиболее интенсивное распластывание паводка.

Наряду с изменением распределения стока взвешенных наносов при продвижении вниз по течению реки изменяется и фракционный состав наносов (табл. 127).

Таблица 127

Среднее содержание взвешенных наносов в водах Сыр-Дарьи в % по весу

Станция	Диаметр частиц в мм			
	>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01
Сарайская	1	20	27	52
Запорожская	7	26	31	36
Кокбулакская	3	25	32	40
Казалинская	0,5	10	34,5	55

На участке между станциями Сарайской и Запорожской содержание крупных фракций ($> 0{,}25$ мм) увеличивается, а мелких ($< 0{,}01$ мм) уменьшается. Объясняется это тем, что Сыр-Дарья в пределах Ферганской долины, в особенности при выходе реки из нее, отличается высокой эрозионной способностью. Ниже Запорожской станции наблюдается вполне закономерная картина: уменьшение крупных фракций и увеличение мелких при продвижении вниз по реке.

После вступления в строй Кайраккумского водохранилища сток взвешенных наносов непосредственно ниже него резко уменьшился. Однако уже у с. Кокбулак сток взвешенных наносов мало изменился по сравнению с 1950—1956 гг. (табл. 128).

Сток донных наносов Сыр-Дарьи определялся только в створе Запорожской станции батометром конструкции сотрудников станции Н. М. Аксакова и П. Е. Вознесенского. При этом сравнительно длительные наблюдения проводились за стоком гравелисто-галечниковых донных наносов. Средний их расход за пять лет (1938—1942 гг.) составил 0,96 кг/сек. и средний сток — 30 200 т. По зависимости стока донных наносов от расходов воды средний сток гравелисто-галечниковых наносов определяется в размере 1,52 кг/сек., или 0,13% расхода взвешенных наносов. Сток песчаных донных и полувзвешенных наносов учитывался только в 1936 г., значительно превышавшем по водности средний. В отличие от гравелисто-галечниковых наносов, песчаные

Таблица 128

Расходы взвешенных наносов Сыр-Дарьи

	с. Каль	с. Кызыл-кишлак	с. Кокбулак	с. Тюмень-арык	г. Казалинск
Средние за 1957—1960 гг. расходы взвешенных наносов, кг/сек. .	1250	47,4	773	1010	625
Сток наносов в % от стока за 1950—1956 гг.	134	3,7	84	91	85
Водность 1957—1960 гг. в % от водности 1950—1956 гг. . . .	94	90	102	102	99

наносы двигаются на протяжении всего года. Средний их расход за 1936 г. может быть оценен 12 кг/сек., или 1,02% стока взвешенных наносов. Таким образом, суммарный сток донных наносов Сыр-Дарьи в створе Запорожской станции может быть принят в размере 1,2% стока взвешенных наносов.

Необходимо иметь в виду, что Запорожская станция была расположена на участке реки с повышенными уклонами, поэтому здесь значительная часть песчаных донных наносов переходила во взвешенное состояние; наоборот, сток гравелисто-галечниковых наносов, по-видимому, был повышен.

Ледовые образования. Вследствие утепляющего действия вод Карадарьи и выклинивающихся грунтовых вод в русле р. Нарын на участке, примыкающем к устью, ледовые образования в верхнем течении Сыр-Дарьи не отличаются значительным развитием. Утепляющее действие вод Карадарьи и выклиниваний в русле р. Нарын наглядно показывает средняя зимняя температура воды Сыр-Дарьи на участке Сарайской станции, где она равна 4,8°, т. е. значительно выше температуры воды р. Нарын по выходе из гор (1,8°). В результате такого утепляющего действия ледовые образования, спускающиеся по р. Нарын, доходят до створа Сарайской станции в небольшом количестве, а в отдельные годы не доходят совсем. С другой стороны, образование льда на верхнем участке Сыр-Дарьи в сколько-нибудь значительном объеме не происходит. Это подтверждается данными Сарайской станции (табл. 129).

Действительно, самое раннее появление ледовых образований на участке упомянутой станции наблюдается очень поздно (11/XII), а конец — очень рано (13/II). Средняя же продолжительность плывущих ледообразований составляет всего 10 суток, причем в некоторые годы они не отмечались совсем. Участок Сыр-Дарьи между Сарайской и Запорожской станциями в зимнее время характеризуется отрицательным тепловым балансом, в силу чего средняя зимняя температура воды Сыр-Дарьи постепенно понижается и на Запорожской станции равна 3,9°. Вслед-

Сведения о ледовых явлениях на Сыр-Дарье

Станция	Число лет наблюдений	Плывущие ледовые образования		Стационарные ледообразования		Продолжительность ледообразований, сутки						Примечание
						плывущих			стационарных			
		самое раннее начало	самый поздний конец	самое раннее начало	самый поздний конец	наибольшая	наименьшая	средняя	наибольшая	наименьшая	средняя	
Сарайская . . .	29	11/XII	13/II	—	—	44	0	10	—	—	—	Стационарные ледовые образования отмечены 1 раз в зиму 1934-35 г.
Запорожская . .	30	19/XI	12/III	21/XII	18/II	52	0	21	42	16 / 0	28 / 5	То же 5 раз
Кокбулакская . .	26	18/XI	10/III	18/XII	20/II	36	0	15	64	11 / 0	31 / 8	То же 8 раз
Тюменьарыкская	34	8/XI	25/III	26/XI	24/III	47	2	14	115	16	63	
Кзылординская	23	9/XI	3/IV	15/XI	1/IV	21	1	9	125	35	90	
Караузякская . .	38	3/XI	4/IV	19/XI	3/IV	22	2	7	126	47	98	
Казалинская . .	42	1/XI	16/IV	14/XI	11/IV	44	3	15	138	79	110	
Кармакчинская	28	8/XI	16/IV	14/XI	5/IV	35	2	13	129	67	107	

Примечание. Числа в числителе относятся только к годам, когда ледовые образования имели место; числа в знаменателе относятся ко всем годам наблюдений.

ствие этого близ выхода Сыр-Дарьи из Ферганской долины ледовые образования распространены больше, чем близ слияния рек Нарын и Карадарья, появляются они раньше, а исчезают позднее. На участке между Сарайской и Запорожской станциями ледоставы наблюдаются крайне редко и не охватывают всего течения реки. Характер их образования зажорно-заторный. Постепенное снижение скоростей течения, а также падение зимних температур воздуха по мере продвижения на север обусловливают все большее и большее распространение стационарных ледовых образований (ледоставов, заторов, зажоров) и все меньшую роль шугоходов. Участок Сыр-Дарьи между Запорожской и Кокбулакской станциями является переходным между предгорным и равнинным участками реки. Если в верхней части этого участка ледоставы еще не имеют сколько-нибудь значительного развития, то в его нижней части они хотя и не встречаются ежегодно, но уже представляют собой явление достаточно частое и значительное (см. табл. 129). В районе Тюменьарыкской станции ледоставы уже наблюдаются ежегодно, причем наименьшая наблюденная продолжительность их равна 16 суткам, а средняя превышает два месяца. В отдельные годы на участке Тюменьарыкской станции происходит вскрытие реки между ледоставами, явление, которое ниже уже наблюдается редко. У г. Кзыл-Орда наименьшая продолжительность ледоставов равна уже 35 суткам, а средняя составляет три месяца. Ниже максимальная, средняя и наименьшая продолжительность ледоставов закономерно увеличивается и у г. Казалинска достигает соответственно 138, 110 и 79 суток.

Самое раннее начало ледовых образований в верхней части равнинного участка Сыр-Дарьи (от выхода из Ферганской долины до с. Чардара) приходится на середину ноября, а в нижней его части — на начало ноября. Самый поздний конец ледовых образований с середины марта передвигается на середину апреля. В связи с широким развитием на равнинном участке Сыр-Дарьи ледоставов здесь часто наблюдаются заторы и зажоры, вызывающие резкие подъемы горизонтов воды. Эти подпоры часто превышают уровни на гребне паводка, что особенно справедливо в отношении нижнего течения Сыр-Дарьи (от начала протока Караузяк), где в конце периода ледовых образований почти ежегодно максимальные уровни от заторно-зажорных явлений превышают максимальные горизонты, наблюдающиеся при прохождении гребня паводка, как это отмечалось выше.

Измерения стока шуги на Сыр-Дарье производились только на Запорожской станции. На основании этих данных сток шуги за зиму 1933-34 г. определен автором в размере 28×10^6 м^3. Необходимо иметь в виду, что эта величина дает сток шуги в искусственно уплотненном состоянии. Среднее значение объемного веса шуги в искусственно уплотненном состоянии, по определе-

ниям станции, составляет 0,62. По вычислениям В. П. Захарова (по суммам отрицательных температур воздуха), сток шуги в среднем один раз в 100 лет может превышать 60×10^6 м^3. В заключение интересно отметить, что наибольшая толщина слоя шуги, определенная при помощи сконструированной сотрудниками Запорожской станции шуголовки-батометра, оказалась равной 50 см при интенсивности шугохода 10 баллов.

Притоки рек Сыр-Дарья и Карадарья в пределах Ферганской котловины[1]

Все притоки Карадарьи и Сыр-Дарьи по гидрографическим признакам и по характеру режима можно разбить на три группы: 1) реки, стекающие с юго-западного склона Ферганского хребта, 2) реки юго-восточного склона Чаткальского хребта и Кураминских гор, 3) реки северного склона Алайского и Туркестанского хребтов.

Реки юго-западного склона Ферганского хребта. Эти реки являются правыми притоками Карадарьи. К их числу относятся (с востока на запад): Яссы, Кугарт, Караунгур и Майлису. Перечисленные реки в пределах горной области протекают в узких долинах, местами переходящих в каньоны и ущелья, местами расширяющихся. По выходе из горной области реки или образуют конусы выноса и веерообразно делятся на многочисленные каналы и рукава (Майлису и Караунгур), или протекают по широким долинам (Кугарт и Яссы), в пределах которых вода рек разбирается на орошение. Формируя свой сток на юго-западном склоне Ферганского хребта, благоприятно ориентированном по отношению к влажным воздушным массам, рассматриваемые реки отличаются наиболее высокой удельной водоносностью: в среднем с 1 км^2 стекает 12,4 л/сек. Особенно водоносны реки Кугарт и Караунгур, с 1 км^2 водосборов которых стекает в среднем 19—23 л/сек. воды. Сравнительно незначительная средняя высота водосборов рек Ферганского хребта (средняя высота менее 2500 м) и совершенно ничтожное распространение высот более 4000 м обусловливают характер их питания: основную массу стока они получают за счет таяния сезонных снегов, расположенных сравнительно невысоко. Поэтому половодье по ним проходит рано (наибольший сток в мае), сток в июле — сентябре незначителен (не более 21% годового стока), минимальные расходы наблюдаются в январе, феврале. Отсюда же и значительная изменчивость годового стока, характеризуемая коэффициентами вариации от 0,24 до 0,34.

Смыв со склона Ферганского хребта значителен. Как пра-

[1] Подробное описание рек Ферганской котловины можно найти в работе И. А. Ильина [5].

вило, он превышает 200 т/км² в год. Особенно велик смыв в водосборе р. Кугарт, с 1 км² поверхности которой ежегодно выносится в Ферганскую долину свыше 600 т взвешенных наносов [10]. Мутность воды рек Ферганского хребта при выходе из гор колеблется от 0,25 кг/м³ (Караунгур) до значений, больших 1 кг/м³ (Кугарт), а у р. Карадарья достигает почти 2,0 кг/м³. Большой смыв и мутность воды рек Ферганского хребта объясняется широким распространением здесь глинистых сланцев, песчаников и других малостойких против денудации и эрозии пород. Наоборот, известняки распространены слабо (например, в водосборе Майлису 8,7%, в водосборе Караунгур 15,3%), изверженные же породы, по существу, отсутствуют [10]. Кроме того, Ферганский хребет наиболее обильно увлажняется атмосферными осадками, в связи с чем удельная водоносность его велика. В целом сток воды рек Ферганского хребта составляет 31% общего притока в Ферганскую долину, исключая р. Нарын.

Реки Чаткальского хребта. Со склонов Чаткальского хребта и Кураминских гор стекают 16 рек, не считая саевых русел. Наиболее водоносные из них реки Гавасай, Касансай и Падшаата. Все реки Чаткальского хребта являются правыми притоками Сыр-Дарьи. Однако даже наиболее крупные из них вследствие разбора воды на орошение свой поверхностный сток сбрасывают в Сыр-Дарью обычно только в период половодья и во время прохождения дождевых паводков и селей. Большая же часть рек поверхностных вод до Сыр-Дарьи не доносит совершенно, а наиболее мелкие из них по выходе из гор теряются, далеко не достигая Сыр-Дарьи. Сравнительно небольшие высоты Чаткальского и Кураминского хребтов обусловливают относительную однотипность питания всех этих рек. Большинство из них, так же как и реки Ферганского хребта, относятся к рекам снегово-ледникового или снегового типа. Этим обусловлено и большое сходство во внутригодовом распределении стока крупнейших рек обоих хребтов. Действительно, наиболее крупные реки Чаткальского хребта дают максимум расходов воды обычно в мае — июне, минимум — в феврале. Однако по сравнению с реками Ферганского хребта они, отличаясь несколько большей высотой водосбора ($H_{ср}$=2350÷2800 м), характеризуются более поздней концентрацией стока. Так, сток за июль — сентябрь у наиболее крупных рек рассматриваемого хребта составляет от 19 до 33% годового стока. В отношении устойчивости годового стока реки Чаткальского и Ферганского хребтов примерно одинаковы. Зато удельная водоносность рек Чаткальского хребта значительно уступает водоносности рек Ферганского хребта. Если исключить р. Падшаата, с 1 км² водосбора которой стекает более 15 л/сек. воды, то удельная водоносность остальных рек не превышает 8,5 л/сек., а р. Касансай — даже 6 л/сек. с 1 км². Это объясняется в первую очередь менее

благоприятной ориентацией Чаткальского хребта по отношению к влажным воздушным массам. В этом отношении в особо неблагоприятных условиях находится водосбор р. Касансай, верховья которой ориентированы почти строго на восток. В среднем с 1 км² юго-восточного склона Чаткальского хребта стекает всего 5,8 л/сек., т. е. по удельной водоносности он более чем в два раза уступает Ферганскому хребту.

Не лишне отметить, что все реки Чаткальского хребта, так же как и реки Ферганского хребта, весной и в первой половине лета нередко несут селевые потоки, часто обладающие резрушительной силой. Эти потоки причиняют ущерб населенным пунктам, железной дороге и сельскому хозяйству.

Смыв с поверхности водосборов крупнейших рек Чаткальского хребта невелик и не превышает 55 т/км² за год.

Мутность воды рек Чаткальского хребта по сравнению с другими реками Ферганской котловины наименьшая и, по-видимому, в среднем за год не превышает 0,3 кг/м³, опускаясь до 0,1 кг/м³, а возможно, и менее. Незначительный вынос взвешенных наносов из водосборов рек Чаткальского хребта объясняется прежде всего малой, за исключением р. Падшаата, удельной водоносностью водосборов и распространенностью сравнительно устойчивых против выветривания пород, в первую очередь изверженных и известняков. Так, например, в водосборе р. Гавасай изверженные породы занимают 59,2% общей площади, а совместно с известняками — 66,6%, в водосборе р. Падшаата известняки занимают 44% площади и т. д. [10]. Суммарный сток рек рассматриваемого хребта невелик и составляет всего 10% общего притока воды в Ферганскую долину без р. Нарын.

Реки Алайского хребта. Наиболее крупными реками северного склона Алайского и Туркестанского хребтов являются (с запада на восток): Аксу, Ходжабакирган, Исфара, Сох, Шахимардан, Исфайрам, Араван, Акбура и Куршаб. Алайский и Туркестанский хребты отличаются от Чаткальского и Ферганского значительно большей высотой, северной ориентацией склонов и большей их развитостью. Эти особенности Алайского и Туркестанского хребтов позволяют говорить о том, что режим рек, формирующих свой сток на их склонах, должен отличаться от режима рек Чаткальского и Ферганского хребтов.

Наивысшие отметки Алайского и Туркестанского хребтов 4700—5900 м, тогда как наивысшая отметка Чаткальского хребта 4367 м, а Ферганского 4940 м, если исключить бассейны рек Каракульджа и Тар (составляющих Карадарьи), которые расположены как бы в переходной зоне от Ферганского хребта к Алайскому. При столь большой высоте Алайского и Туркестанского хребтов реки, стекающие с их склонов, на первый взгляд должны были бы отличаться высокой удельной водоносностью. В действительности же удельная водоносность их, за исключе-

нием водосбора р. Сох, значительно ниже водоносности рек Ферганского хребта и только на 22% выше водоносности рек Чаткальского хребта. Это обстоятельство в первую очередь объясняется невыгодной ориентацией хребтов и плохой доступностью их для влажных воздушных масс. С 1 км² Алайского и Туркестанского хребтов в среднем стекает 7,1 л/сек.

Если учесть, что линия вечных снегов на северном склоне рассматриваемых хребтов лежит в пределах 3500—4000 м (в среднем приблизительно на высоте 3750 м), то от 7 до 30% площади водосборов рек Алайского хребта оказываются занятыми областью вечного снега. Вечные снега почти отсутствуют на Чаткальском хребте и занимают существенные площади на Ферганском лишь в бассейнах рек Тар и Каракульджа. Следовательно, оледенение широко развито на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов. Количество ледников здесь, по неполным данным, достигает 500. Наибольшее оледенение на западном конце Алайского хребта и восточном Туркестанского в пределах от верховьев р. Исфайрам до истоков рек Ходжабакирган и Аксу, где высоты наиболее значительны. Благодаря развитию высокогорных зон питание всех крупных рек Алайского хребта (за исключением р. Куршаб) за счет таяния высокогорных снегов и ледников весьма существенно, поэтому они являются типичными представительницами рек ледниково-снегового питания с соответствующими особенностями внутригодового распределения стока. Максимум стока у них обычно наблюдается в июле — августе, а минимумы — в марте — апреле. Сток за июль — сентябрь, как правило, превышает 40% годового стока, а у рек Сох и Исфара доходит почти до 60%. У двух последних рек сток за названный период в 2,4 раза и более превышает сток за март — июнь, т. е. за период наиболее интенсивного таяния сезонных снегов нижнего и среднего ярусов гор. Таким образом, они относятся к одним из самых «ледниковых» рек Средней Азии. Среди крупных рек Алайского хребта только р. Куршаб (рис. 149), расположенная в пониженной части хребта, относится к категории рек снегово-ледникового питания, у которых сток за март — июнь превышает сток за июль — сентябрь.

Вдоль Алайского и Туркестанского хребтов примерно на широте 40° проходит полоса тектонических впадин, южнее которой располагается высокогорная область, а севернее — полоса сравнительно невысоких гор, постепенно переходящих в область предгорий. Эта часть северного склона, имеющая отметки выше 3000 м, увеличивает удельный вес нижних высотных зон в общей площади склона. Высоты ниже 3000 м в водосборах рек Алайского хребта занимают от 30 до 70%. Эта нижняя часть склона характеризуется отсутствием постоянной гидрографической сети, но зато здесь широко распространена сеть периоди-

чески действующих водотоков, питающихся за счет таяния маломощного снежного покрова весной или за счет выпадающих

Рис. 149. Река Куршаб.

жидких осадков, которые часто вызывают образование селей. Несмотря на малое количество выпадающих здесь осадков, селевая деятельность обычно сухих оврагов и саев проявляется в этой части склона весьма активно. Сели бывают почти еже-

Река — пункт	Длина реки в км	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний годовой расход в м³/сек.			Средний модуль стока в л/сек. км²
					среднее	наибольшее	наименьшее	
Реки юго-западного								
Яссы — Шайбек (г. Узген)	136	2674	2069	1927—60	34,3	54,8	16,3	12,8
Кугарт — Джергитал	114	970	2100	1925—60	18,3	31,4	9,03	18,9
Караунгур — Воздвиженское (с. Чарвак)	74,2[1]	1319	2440	1925—36, 1938—60	30,0	48,6	16,6	22,7
Майлису	65,8	529	1950	1914—16, 1925—43, 1947—60	8,42	13,9	4,58	15,9
Реки юго-восточного								
Падшаата	122[1]	393	2827	1925—60	6,05	8,82	3,42	15,4
Касансай — Баймак	154	1650	2347	1913—16, 1925—42	9,81	16,3	5,77	5,94
Касансай — ниже устья р. Урюкты	154	1396	—	1951—61	9,76	13,6	5,04	6,99
Гавасай — Багджай (с. Гава)	91,7[1]	697	2524	1925—60	5,89	10,5	1,70	8,45
Реки северного склона Алайского								
Куршаб — Кочкарата	185	3310	2727	1928—46	24,8	41,1	15,3	7,50
Акбура — Тулекен	148	2530	3088	1939—60	21,8	27,9	16,4	8,62
Араван — Искинаукат (устье р. Косчан)	113	1530	2638	1912—15, 1925—60	10,7	15,4	7,17	(7,00)
Исфайрам — Учкурган	107	2223	3191	1910—20, 1925—60	21,1	28,7	15,4	9,50
Шахимардан — Паульган	76,8[1]	1483	2812	1910—18, 1924—60	9,88	12,7	8,02	6,66
Сох — с. Сох (Сарыканда)	94[1]	2468	3351	1926—60	41,2	(51,0)	28,6	16,7
Исфара — с. Тангиворух (Ташкурган)	130[1]	1580	3420	1928—43, 1946—60	14,7	(22,1)	11,8	9,31
Ходжабакирган — с. Кызылтанга	130[1]	1710	2533	1945—61	10,6	12,3	9,02	6,20
Аксу — ущ. Дазгон	116[1]	753	2910	1948, 1950—60	3,88	4,46	3,13	5,15

[1] Длина приведена до ирригационных вееров.

рек Ферганской долины

Коэффициент вариации годового стока (C_v)	Средний сток воды в % от годового стока			Величина δ			Максимальный расход			Минимальный среднемесячный расход	
	III—VI	VII—IX	X—II	средняя	наибольшая	наименьшая	м³/сек.	дата		м³/сек.	дата
склона Ферганского хребта											
0,34	16,1	66,6	17,3	0,26	0,36	0,18	342	16/V	1960 г.	8,00	I 1928 г.
0,31	13,6	69,1	17,3	0,25	0,50	0,17	236	1/V	1959 г.	2,61	I 1940 г.
0,24	16,0	63,8	20,2	0,32	0,55	0,22	315	20/V	1960 г.	6,23	I 1940 г.
0,31	16,8	63,8	19,4	0,30	0,65	0,22	100	8/VI	1959 г.	1,80	XII 1938 г.
склона Чаткальского хребта											
0,20	16,1	50,6	33,3	0,66	0,99	0,42	(44,5)	6/VII	1928 г.	0,85	II 1926 г.
0,28	18,6	57,9	23,5	0,41	0,71	0,21	(176)	1/VI	1914 г.	2,51	II 1939 г.
—	13,5	61,2	25,3	0,41	—	—	—		—	—	—
0,34	11,4	69,0	19,6	0,28	0,50	0,14	62,7	12/VI	1958 г.	0,94	III 1927 г.
и Туркестанского хребтов											
0,27	21,8	46,7	31,5	0,67	0,98	0,42	197	18/V	1936 г.	8,37	II 1940 г.
0,17	21,8	35,2	43,0	1,22	1,80	0,90	331	3/VI	1953 г.	7,15	III 1940 г.
—	27,4	34,1	38,5	1,13	1,86	0,65	(136)	13/VII	1915 г.	3,41	IV 1940 г.
0,15	25,6	31,2	43,2	1,38	2,46	1,08	162	28/VI	1945 г.	5,70	III 1910 г.
0,11	31,4	29,4	39,2	1,33	1,81	1,05	(83,7)	29/V	1925 г.	3,80	III 1934 г.
0,12	16,1	23,4	60,5	2,58	3,65	1,54	245	19/VII	1932 г.	7,35	III 1931 г.
0,15	18,0	21,3	60,7	2,85	3,98	1,89	122	6/VIII	1940 г.	2,63	IV 1933 г.
—	24,9	28,9	46,2	1,60	1,34	1,86	48,1	16/VII	1958 г.	4,21	IV 1951 г.
—	29,0	25,4	45,6	1,80	1,40	2,19	13,6	15/VII	1958 г.	1,34	IV 1960 г.

годно, а в некоторые годы — даже по нескольку раз. Чаще всего они наблюдаются в июне — июле, но селевой период охватывает февраль — август. Таким образом, селевые потоки могут совмещаться со временем интенсивного питания рек в высокогорной области. Не принимая почти никакого участия в питании рек, за исключением весны и периода прохождения селей, нижняя часть

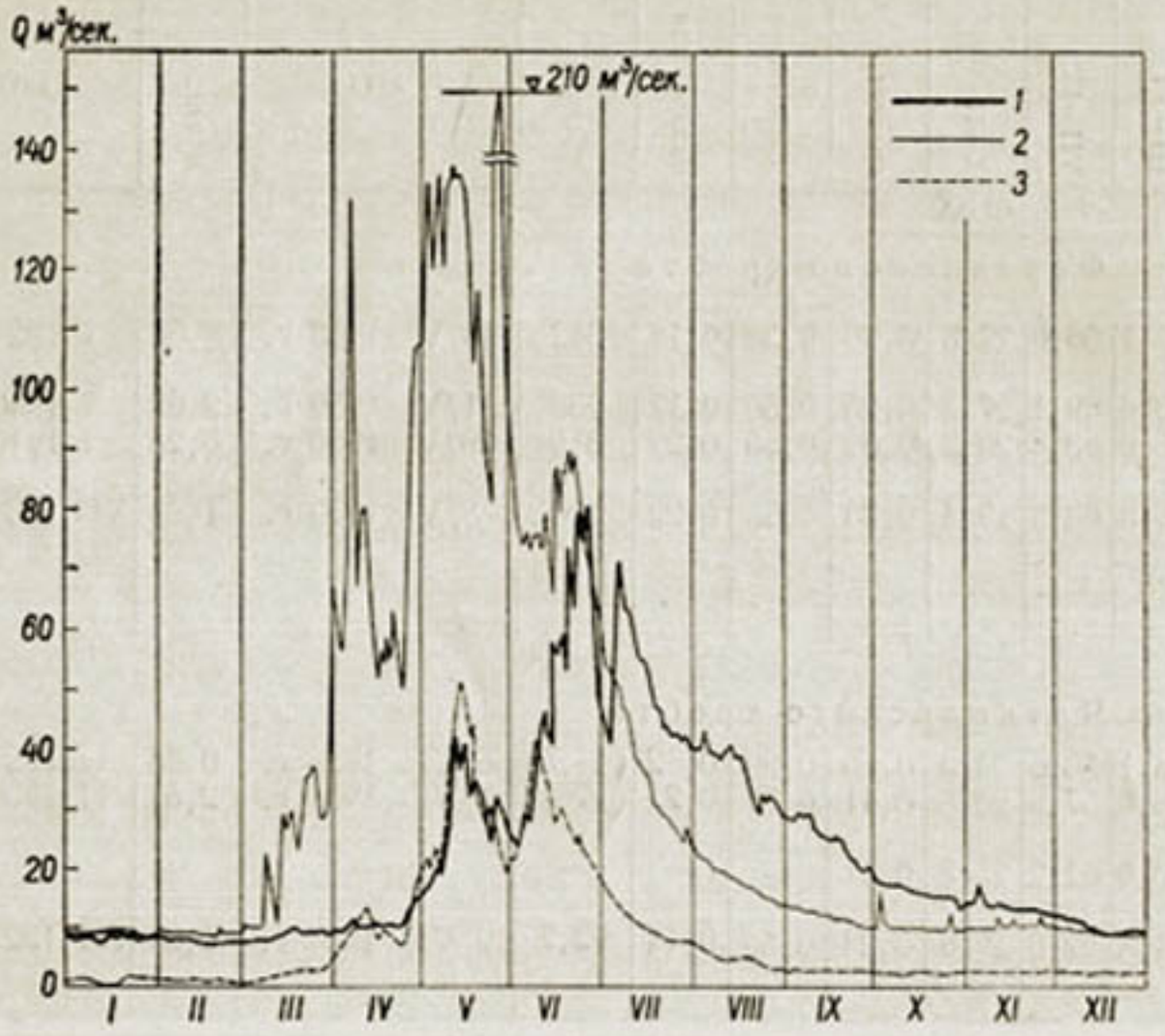


Рис. 150. Гидрографы типичных рек Ферганской котловины за 1942 г.

1 — р. Акбура (северный склон Алайского хребта), *2* — р. Караунгур (юго-западный склон Ферганского хребта), *3* — р. Гавасай (юго-восточный склон Чаткальского хребта).

склона является причиной любопытного сочетания на этих реках мощных поздних снего-ледниковых половодий и разрушительных селей, поэтому к названию этих рек часто прибавляется слово сай (Сохсай, Аравансай и т. д.).

Отличаясь большой высотой водосборов, реки Алайского хребта характеризуются среди рек Ферганской котловины наименьшей изменчивостью годового стока. Коэффициенты вариации годового стока этих рек, за исключением р. Куршаб, обычно колеблются в пределах 0,10—0,20.

Северный склон Туркестанского и Алайского хребтов в отношении смыва отличается пестротой. Однако здесь можно от-

метить преобладание значительного по интенсивности смыва. Здесь, так же как и по удельной водоносности, выделяется водосбор р. Сох, с 1 км² поверхности которого смывается около 500 т в год. Смыв в водосборе р. Исфара превышает 200 т, в водосборах рек Шахимардан и Куршаб — 100 т в год, а в водосборе р. Акбура — порядка 50 т. Незначительная интенсивность смыва наблюдается в водосборе р. Исфайрам (39 т) и особенно р. Араван (16 т) и составляющих его рек.

Мутность воды рек Алайского хребта при выходе из гор колеблется от 0,13 (Исфайрам) до 2 кг/м³ (Сох) [10].

В водосборах рек Алайского и Туркестанского хребтов известняки распространены довольно широко, причем в некоторых водосборах они занимают очень большие площади (р. Шахимардан 53,1%, р. Исфайрам 34,9%). Изверженные породы здесь представлены очень скромно (например, р. Исфайрам 18,7%, р. Араван 14,8%, р. Шахимардан 9,8%; р. Акбура 4% и т. д.). Глинистые сланцы, песчаники и другие малостойкие против выветривания породы распространены широко. Сток воды с северного склона Алайского хребта составляет 59% общего притока в Ферганскую долину (без р. Нарын).

На рис. 150 приводятся гидрографы рек, стекающих с различных хребтов, окружающих Ферганскую долину. Рисунок убедительно показывает различие режимов рек, формирующих свой сток на склонах различных хребтов. В табл. 130 приведены основные характеристики стока наиболее водоносных рек Ферганской котловины.

Левые притоки Сыр-Дарьи после выхода ее из Ферганской долины

После выхода Сыр-Дарьи из Ферганской долины с северного склона Туркестанского хребта и хребта Нурата стекает множество рек, речек, ручьев и саев, расходы которых в большинстве случаев измеряются десятками литров в секунду. Все эти водотоки целиком разбираются на орошение тотчас же по выходе из гор. Питание их вследствие низких отметок водосборов происходит почти исключительно за счет подземных вод, и только ранней весной и во время селей они несут значительные массы воды. Среди рассматриваемых водотоков выделяются своей величиной и водоносностью реки Заамин и Санзар.

Площадь водосбора р. Заамин 709 км², средняя высота 2094 м. Средний расход воды реки выше ирригационного веера у г. Заамин составляет около 2 м³/сек., что дает $M_0 = 2{,}8$ л/сек. км². Гребень половодья проходит в мае—июне.

Площадь бассейна р. Санзар выше ирригационного веера у г. Джизак 2526 км². Средний расход воды р. Санзар непосредственно выше впадения в нее канала Искитюятартар (с. Гуль), питающегося зеравшанской водой, равен 1,7 м³/сек. Нужно учи-

тывать, что выше этого пункта вода р. Санзар интенсивно разбирается на орошение. Ниже с. Гуль Санзар несет как свою, так и зеравшанскую воду, которая используется для орошения главным образом земель Джизакского оазиса. Средний расход воды перед оазисом составляет около 4 м³/сек.

Реки Чирчик, Ангрен, Келес

Общая характеристика бассейна. Рассматриваемый бассейн составляется, в сущности, из трех самостоятельных бассейнов, но в низовьях границы между ними стираются, а ирригационная сеть переплетается, благодаря чему сток рек смешивается, и с водохозяйственной точки зрения принято рассматривать эти три бассейна как единый. Границами бассейна рек Чирчик, Ангрен, Келес являются: на юге и востоке Кураминский и Чаткальский хребты, на севере Таласский Алатау и его западные отроги; с запада бассейн открыт и его границей служит долина Сыр-Дарьи. Вследствие открытости бассейна с запада удельная водоносность водосборной его части очень высокая, в особенности если принять во внимание его высоту. Так, средний модуль стока водосборной площади рассматриваемого бассейна, занимающего 19 700 км², равен 15,2 л/сек. км², а средний модуль водосбора р. Чирчик (выше с. Ходжикент), отличающегося наибольшей высотой, равен 20,7 л/сек. км².

Рельеф горной области бассейна слагается хребтом Таласским Алатау и его юго-западными отрогами, конфигурация, высотные отметки и ориентация которых в основном определяют гидрографическую сеть и режим рек бассейна (рис. 151). Высота Таласского Алатау большей частью превышает 3500 м, а отдельные вершины превосходят 4000 м, оставаясь ниже 4500 м (г. Манас, 4488 м). Южный склон хребта чрезвычайно развит и дает ряд громадных отрогов, протягивающихся в юго-западном направлении, как, например, Угамский, Пскемский, Джеттысандал и особенно Чаткальский хребты. Высота гребней перечисленных отрогов Таласского Алатау, за исключением Угамского хребта, также на значительном протяжении превышает 3500 м, а вершины нередко выдаются за 4000 м. Угамский хребет большей частью ниже 3500 м и только в немногих местах превышает отметки 3500 м.

Высота следующего, юго-западного отрога Таласского Алатау, хребта Каржантау, являющегося водоразделом рек Угам (правый приток р. Чирчик) и Келес, еще меньше: не поднимается выше 3000 м; на значительном же протяжении отметки его ниже 2000 м. Хребет Казыкурт, служащий как бы продолжением Таласского Алатау на западе и отделяющий бассейн р. Келес от бассейнов р. Арысь и собственно Сыр-Дарьи, отличается крайне незначительной высотой. Даже на востоке в верховьях бассейна

р. Келес его высота не достигает отметок 3000 м; по направлению к юго-западу высоты резко уменьшаются. Так, уже западнее меридиана 69°30′ его высота не превышает 900 м, а близ Сыр-Дарьи отметки хребта снижаются до 300 м.

Хребты, слагающие водосборы рек Чирчик, Ангрен, Келес, имеют сравнительно незначительную высоту, нигде не поднимаясь выше 4500 м (на долю высот более 4000 м в водосборе р. Чирчик приходится всего 0,4% его площади, а в водосборе

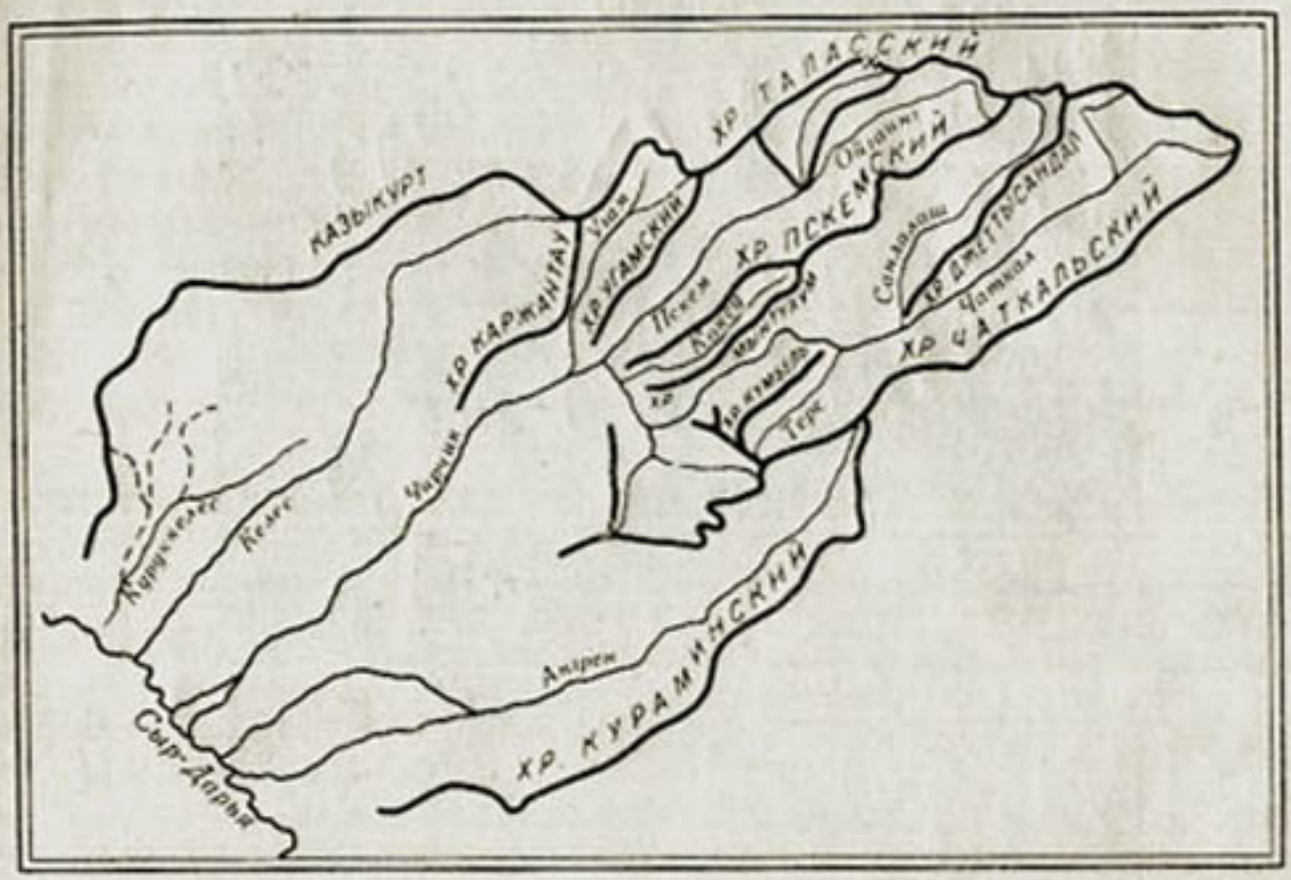


Рис. 151. Орографическая схема бассейна рек Чирчик, Ангрен, Келес.

р. Ангрен — 0,2%; в водосборе р. Келес наивысшая точка имеет отметку 2834 м). Это обстоятельство не благоприятствует широкому развитию здесь вечных снегов и оледенения, так как высота снеговой линии в бассейне колеблется в пределах 3300—4000 м. Наибольших размеров оледенение достигает в бассейне р. Майдантал на хребтах Майдантальском и Таласском Алатау. Площадь оледенения хребтов Чаткальского, Джетысандал и Пскемского меньше, а хребты Угамский, Каржантау, Казыкурт и Кураминский вовсе не имеют ледников. Размеры ледников крайне малы (максимальная площадь ледников не превышает 5,6 км², многие из них имеют площадь менее 0,5 км²), а концы их не спускаются ниже 3000 м.

К 1963 г. в водосборах рек Пскем и Чаткал зарегистрировано 200 ледников общей площадью 208,1 км². 118 ледников располагаются в водосборе р. Пскем и 82 — в водосборе р. Чаткал. Площадь оледенения соответственно равна 153,9 и 44,2 км².

Несмотря на незначительность оледенения водосбора р. Чирчик, в нем широко развиты снежники, преимущественно сезонные (рис. 152). Снежники — обычное явление и в водосборе р. Ангрен, где оледенение отсутствует. Снежники играют весьма существенную роль в питании рек бассейна Сыр-Дарьи и, в частности, рек рассматриваемого бассейна.

Рис. 152. Снежники в бассейне р. Чирчик.

Незначительное распространение ледников и вечных снегов в рассматриваемом бассейне определяет характер питания и внутригодового распределения стока его рек. Последним, как будет показано ниже, присущи все черты режима, свойственные рекам снегово-ледникового (Чирчик, ее составляющие) и снегово-дождевого (Ангрен, Келес) питания.

Крупнейшей рекой рассматриваемого бассейна является р. Чирчик, образующаяся слиянием рек Чаткал (левая) и Пскем

(правая). На всем своем протяжении она принимает только два сравнительно крупных притока: справа р. Угам и слева р. Аксаката. Остальные притоки р. Чирчик носят характер саев. Часть из них доносит свою воду до р. Чирчик лишь в период прохождения снеговых половодий, дождевых паводков и селей, большая же часть притоков своих вод до р. Чирчик не доносит. Наиболее крупные из них с правой стороны Акташ, Шурабсай, Таваксай и Азатбаш и с левой Галибасай, Паркентсай и Башкзылсай. Не принимая в пределах равнинной области, по существу, ни одного притока, р. Чирчик здесь интенсивно разбирается на орошение сетью каналов, из которых наиболее крупными являются Зах, Бозсу (правый) и Северный Ташкентский канал (в верхней части называемый Карасу левобережный), отличающиеся большой пропускной способностью и имеющие вид настоящих рек. Воды р. Чирчик разбираются на орошение и используются для нужд гидроэнергетики (деривационный канал Чирчикских ГЭС сбрасывает часть своих вод по Бозсуйскому тракту непосредственно в Сыр-Дарью). Чирчик, постепенно уменьшая свою водоносность, впадает в Сыр-Дарью. Выклинивание грунтовых вод на поверхность нижних террас приводило к заболачиванию их. Наибольшего развития заболачивание достигало по левобережью. В настоящее время заболоченные участки осушены путем устройства коллекторов.

Река Ангрен, протекающая по южной части рассматриваемого бассейна, по своей величине и водоносности значительно уступает р. Чирчик. Истоками ее являются небольшие речки, стекающие со склонов Чаткальского и Кураминского хребтов. Ангрен принимает большое количество притоков, из которых крупнейшими являются Арасан, Ташсай, Иерташ, Дукантсай, Карабаусай, Акчасай, Шавассай, Низбашсай и Гушсай. Все притоки р. Ангрен ниже с. Турк (последние шесть из перечисленных выше), за исключением Дукантсая и Карабаусая, разбираются на орошение и теряют воду на своих конусах выноса. В течение продолжительного периода времени они пересыхают и до р. Ангрен не доходят. Расходы Дукантсая и Карабаусая во второй половине лета исчисляются литрами. Всем перечисленным притокам свойственна интенсивная селевая деятельность. Ниже с. Турк, где долина р. Ангрен расширяется, река дает начало серии арыков. Особенно интенсивен разбор воды на орошение в Шархинском узле, ниже которого русло реки большую часть года бывает сухим. Еще ниже, однако, появляются выклинивающиеся грунтовые воды и ток воды по руслу возобновляется. Далее река пополняется чирчикской водой через канал Карасу (левый) и затем впадает в Сыр-Дарью.

Наименее значительная по водоносности р. Келес протекает в северо-западной части бассейна. Основное питание река получает с северо-западного склона хребта Каржантау. Притоки

р. Келес имеет только на протяжении первых 55 км от истока (слияние рек Джузумдук и Джегирген), ниже они отсутствуют, если не считать сухих оврагов. Келес, разбираясь на орошение еще в пределах горной области, уже несколько выше с. Капланбек в некоторые месяцы почти пересыхает. Поэтому для орошения ниже лежащих земель в Келес перебрасывается чирчикская вода. Питаемый ею Келес в виде маловодной реки достигает Сыр-Дарьи.

Река Пскем ($L=70$ км; $F=2840$ км^2). *Гидрографическое описание реки.* Река Пскем образуется слиянием рек Майдантал (правая) и Ойгаинг (левая).

Река Майдантал ($L=53$ км) вытекает из озера без названия, расположенного на северном склоне Майдантальского хребта. В верховьях долина имеет четкую корытообразную форму; ниже она приобретает вид ущелья, которое к устью постепенно расширяется. Близ устья Майдантал имеет широкую пойму.

Река Ойгаинг ($L=76$ км) берет начало на северо-западном склоне Пскемского хребта на высоте более 4000 м над уровнем моря под названием Шавурсай. Долина реки значительно шире долины р. Майдантал и имеет более пологие склоны. Современная пойма, также более широкая, чем у р. Майдантал, и первая надпойменная терраса образуют широкое плоское дно долины, простирающееся выше устья правого притока Аютюр. Площадь водосбора р. Майдантал составляет 472 км^2, а р. Ойгаинг — 1102 км^2. Таким образом, водосборы рек Майдантал и Ойгаинг вместе составляют более половины площади водосбора р. Пскем (55%). Из всех сравнительно крупных рек бассейна р. Чирчик водосборы рек Майдантал и Ойгаинг расположены наиболее высоко. Средняя взвешенная высота первого равна 3015 м, а второго — 2998 м. При этом высоты свыше 3500 м занимают в водосборе р. Майдантал 20,7%, а в водосборе р. Ойгаинг — 23,3%.

Река Пскем — типично горная бурная река, несущая свои воды по дну глубокой горной долины среди крупнообломочных загромождений. Участки с относительно спокойным течением здесь редки: быстротоки сменяются порогами. После слияния рек Майдантал и Ойгаинг на протяжении 1,5 км долина р. Пскем имеет ящикообразную форму шириной по дну около 250 м. Ниже, прорезая отроги гор, долина сильно сужается и переходит в ущелье с крутыми, а местами почти отвесными скалистыми бортами. Длина ущелья около 8 км, ширина по дну 15—30 м. Ниже этого ущелья р. Пскем выходит в широкую террасированную долину. Современная речная долина врезана в дно горной долины в виде узкой каньонообразной щели глубиной 30—70 м. Левые притоки р. Пскем выходят в главную долину по глубоким узким ущельям, тогда как долины правых притоков шире, с более пологими склонами.

Ширина долины р. Пскем по террасам на высоте 30—70 м над рекой колеблется от 0,2 до 1,5 км. Более широкие участки чередуются с более узкими. Современная речная долина шириной от 15 м до 3 км в расширенных участках. Уступы террас большей частью круты и отвесны и спускаются обычно прямо к урезу воды и в пойму. Склоны долины на отдельных участках, главным образом в верховьях, очень крутые, часто почти отвесные, скалистые. В нижнем течении склоны значительно выполаживаются, принимая пологие округлые очертания. Хорошо выраженную пойму река имеет только на участке сразу после слияния рек Майдантал и Ойгаинг, где она достигает наибольшей ширины (до 200—250 м). Ниже по течению она появляется только на коротких участках в расширениях дна долины. Преобладающая ширина поймы 50—60 м, наибольшая 350 м (между селами Кокбулак и Карабулак). Русло реки умеренно извилистое; на пойменных участках река дробится на протоки с образованием малоустойчивых островов и мелей.

На всем протяжении р. Пскем в нее впадает более 40 небольших притоков и ни одного сравнительно крупного, что объясняется вытянутой формой бассейна и характером его орографии. Эти же факторы определяют однообразное расположение притоков, оси которых почти нормальны к направлению главной реки.

Средняя взвешенная высота водосбора 2645 м, при этом высоты более 3500 м занимают 14,1% общей площади водосбора. Более подробная высотная характеристика бассейна дана на гипсометрической кривой (рис. 153).

Питание. Режим жидкого стока. Водосборы рек Майдантал и Ойгаинг отличаются наибольшей высотой среди относительно крупных рек бассейна р. Чирчик и очень высоким увлажнением атмосферными осадками. Благодаря этому снежный покров отличается большой мощностью, снеговая линия расположена сравнительно низко, а на больших высотах широкое (по сравнению с другими частями водосбора р. Чирчик) развитие получают вечные снега; здесь же наиболее развито и оледенение этого бассейна.

По неполным данным УГМС УзбССР, число ледников в водосборе р. Пскем равно 118, а площадь оледенения составляет 153,9 км², т. е. в 3,5 раза превышает площадь оледенения в водосборе р. Чаткал. Наиболее крупный ледник (Аютюр-3 в водосборе р. Майдантал) имеет площадь 5,6 км².

Следствием описанной особенности водосборов рек Майдантал и Ойгаинг является большой удельный вес в питании этих рек сезонных и полусезонных снегов высоких зон водосборов (свыше 3500 м), а также вечных снегов и ледников, наиболее интенсивно тающих во второй половине лета. Подобный характер питания в свою очередь обусловливает высокий сток

в июле—сентябре. Вниз по течению р. Пскем доля питания за счет снегов и льдов высокогорной зоны в связи со снижением высот уменьшается, но все же остается сравнительно высокой, что хорошо видно из табл. 131.

Действительно, расходы рек Майдантал и Ойгаинг начинают

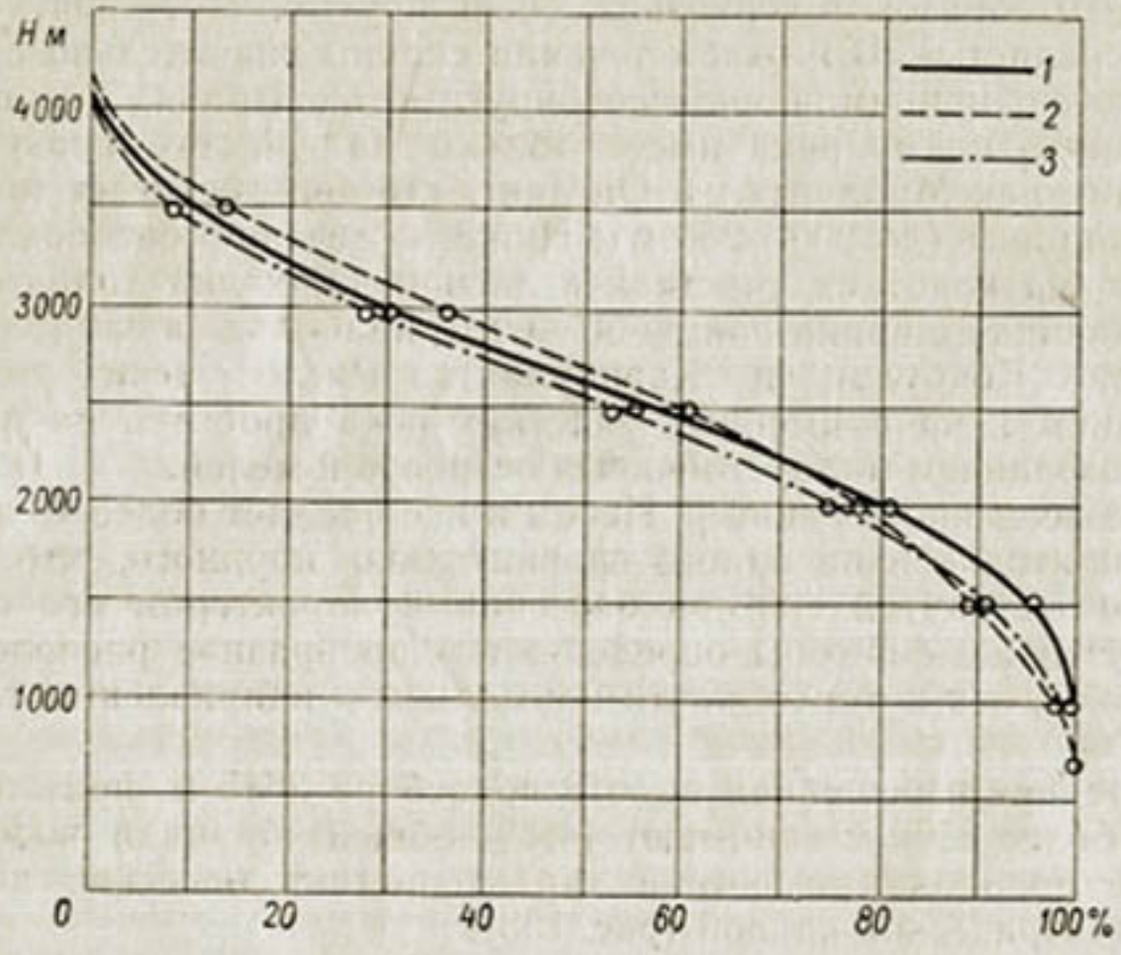


Рис. 153. Гипсометрические кривые водосборов рек Чаткал (*1*), Пскем (*2*) и Чирчик (*3*).

Средние месячные расходы воды и сток за отдельные

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Расход			
				III	IV	V	VI
Майдантал — устье . .	472	3015	1933—60	3,23	7,27	24,2	44,3
Ойгаинг — устье . . .	1008	3025	1933—60	6,17	12,7	41,4	76,8
Пскем — исток	1480	—	1933—60	9,40	20,0	65,6	121
Пскем — устье	2830	2649	1933—60	32,2	74,9	147	208
Пскем на участке исток — устье	1350	—	1933—60	22,8	54,9	81,1	87,0

повышаться только в апреле, в то время как у устья р. Пскем уже в марте расходы довольно существенно выше расходов января — февраля. Наибольших значений расходы воды рек Ойгаинг и Майдантал, а также Пскем в верховьях достигают в июне—июле, а близ устья — в июне. У первых двух рек расходы июля соответственно в 1,86 и 1,75 раз превышают майские, в то время как у устья р. Пскем расходы июля больше майских всего лишь в 1,28 раза. Уменьшение доли питания за счет высокогорных снегов и ледников по мере продвижения вниз по реке показывают и величины отношения стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь. Так, у рек Майдантал и Ойгаинг это отношение составляет 1,01 и 1,11, у р. Пскем близ истока — 1,08, а близ устья оно падает до 0,81. Особенно ярко уменьшение питания за счет таяния высокогорных снегов проявляется при рассмотрении расходов воды, притекающей к р. Пскем с нижней части его бассейна. В самом деле, роль стока за июль—сентябрь по сравнению со стоком за март—июнь резко падает. Сток за первый период составляет здесь всего лишь 0,57 стока за второй. При этом расходы мая существенно выше расходов июля.

Средний за ряд лет расход воды р. Майдантал составляет 15,0 м³/сек., или 17,0% общего стока р. Пскем, р. Ойгаинг — 27,9 м³/сек., или 34%, а средний расход р. Пскем у устья равен 82,2 м³/сек. Средние модули стока соответственно равны 31,8; 27,7 и 29,1 л/сек. км². Весьма интересно отметить, что модули стока верхней части водосбора р. Пскем (реки Майдантал и Ойгаинг) и водосбора собственно р. Пскем оказываются равными (29,0 и 29,1 л/сек. км²). Таким образом, снижение высот в нижней части водосбора в данном случае полностью компенсируется большей его доступностью влажным воздушным массам.

Таблица 131

сезоны составляющих рек Майдантал, Ойгаинг и Пскем

в м³/сек.									Сток в % от годового		
VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
42,3	25,3	12,1	6,24	4,70	3,93	3,49	3,13	15,0	43,9	44,2	11,9
77,1	49,9	25,3	14,4	9,92	7,92	6,99	6,20	27,9	40,9	45,5	13,6
120	75,2	37,4	20,6	14,6	11,8	10,5	9,33	42,9	41,9	45,1	13,0
189	118	65,9	40,7	33,4	27,9	25,1	25,0	82,2	46,8	37,8	15,4
69,0	42,8	28,5	20,1	16,4	16,1	14,6	15,7	39,3	52,4	29,9	17,7

Предельные значения средних годовых расходов воды рассматриваемых рек и величины коэффициентов вариации годового стока представлены в табл. 132.

Таблица 132

Река	Расходы воды в м³/сек.		C_v
	наибольшие (год)	наименьшие (год)	
Майдантал	19,6 (1959)	11,2 (1938)	0,16
Ойгаинг	36,1 (1958)	20,3 (1938)	0,18
Пскем	118 (1958)	56,3 (1938)	0,21

Вполне закономерно наибольшей устойчивостью отличается годовой сток в верхней части бассейна.

Крайние значения средних месячных расходов р. Пскем близ устья приводятся в табл. 133.

Таблица 133

Средние месячные расходы воды р. Пскем близ устья в м³/сек.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Наибольшие . .	54,9	153	219	304	345	167	94,1	57,6	55,0	37,6	39,3	37,8
Наименьшие . .	21,1	35,6	68,7	108	96,8	80,6	43,0	29,1	20,8	17,8	15,7	17,2

Среднее за 28 лет внутригодовое распределение стока р. Пскем у устья дано в табл. 134. Из таблицы видно, что распределение стока на протяжении года может существенно различаться в зависимости от климатических особенностей отдельных лет. В 1954-55 г., отличавшемся наиболее поздней концентрацией стока, сток за март—июнь равнялся 43,9% годового, а сток за июль—сентябрь — 42,1%. В 1941-42 г., характеризовавшемся ранним половодьем, сток за указанные периоды соответственно составлял 54,6 и 30,1%.

Внутригодовое распределение стока

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Средний	3,3	7,6	14,9	21,1	19,1	12,0	6,7
1954–55 г.	3,3	8,4	13,8	18,4	20,2	14,6	7,3
1941–42 г.	3,9	9,5	19,0	22,2	14,4	10,1	5,6

Таким образом, в 1954 г. отношение стока за июль—сентябрь к стоку за март—июнь составляло 0,96, а в 1941 г. — 0,55. Отметим, что крайние значения внутригодового распределения стока наблюдались в годы, одинаковые по водоносности.

Наибольший за 28 лет расход воды р. Пскем у устья был зарегистрирован 9/IV 1959 г. и составил 700 м³/сек., что дает максимальный модуль стока $M_{макс}$ = 247 л/сек. км². Следующий по величине максимум был отмечен 7/VII 1958 г. и равнялся 490 м³/сек. Наименьший средний месячный расход р. Пскем составил 15,7 м³/сек. (январь 1939 г.) Самый минимальный расход р. Пскем у устья был зарегистрирован 22/II 1951 г. (11 м³/сек.) и 23/II 1956 г. (10,9 м³/сек.).

Твердый сток. Средний за 1932—1957 гг. расход взвешенных наносов р. Пскем у устья составляет 15,8 кг/сек., что дает 498 тыс. т в год. Средняя мутность воды равна 0,200 кг/м³. Пренебрегая стоком донных наносов, получим, что в среднем с 1 км² водосбора ежегодно выносится 176 т наносов. Величина достаточно умеренная, если учесть большое увлажнение атмосферными осадками и высокое значение удельной водоносности.

Еще меньше твердый сток в верхней части водосбора р. Пскем. Так, средний за 1944—1946 гг. расход взвешенных наносов р. Майдантал составляет 0,690 кг/сек. (21 800 т в год), а р. Ойгаинг — 1,19 кг/сек. (37 500 т); мутности соответственно равны 0,045 и 0,041 кг/м³. Следовательно, средний смыв с поверхности водосбора р. Майдантал равен всего 46,1 т в год, а с поверхности водосбора р. Ойгаинг — 37,5 т в год.

Ледовые образования. Типичными ледовыми образованиями для р. Пскем, так же как и любой горной реки, являются забереги и шуга. Самое раннее появление заберегов близ устья отмечено в начале ноября, самое позднее окончание — в первой половине марта, наибольшая продолжительность равна 60 суткам, в отдельные годы не наблюдались совсем. Самое раннее прохождение шуги отмечено 10/XI, а самое позднее окончание — 25/II. Максимальное число дней с шугой и ледоходом равно 47, минимальное — 0 дней. Следует заметить, что благодаря высокому подземному питанию и вследствие этого высокой температуре

Таблица 134

р. Пскем у устья в % от годового

	X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II	C_v	Годовой сток в % от среднего
	4,1	3,4	2,8	2,5	2,5	46,9	37,8	15,3	0,81	100
	4,3	3,1	2,5	2,1	2,0	43,9	42,1	14,0	0,96	109
	3,7	3,2	3,0	2,8	2,6	54,6	30,1	15,3	0,55	109

воды зимой, а также вследствие более теплого климата долины ледовые образования на р. Пскем менее интенсивны, значительно уступая таковым на р. Чаткал. Это особенно наглядно подтверждает сток шуги. На крупнейших реках бассейна р. Чирчик сток шуги учитывался ледоисследовательской партией Ленгидэпа в 1934-35—1938-39 гг. Согласно этим данным, сток шуги р. Пскем у устья в искусственно уплотненном состоянии колебался от 12,1 (1937-38 г.) до 362 500 м³ (1936-37 г.), причем максимальный суточный сток составлял 70 400 м³ (1936-37 г.). Нужно отметить, что сумма отрицательных температур зимой 1936-37 г., когда наблюдался наибольший сток шуги, была близка к среднему многолетнему значению, лишь незначительно превышая его.

Зимой 1953-54 г. сток шуги у устья измерялся Средазгидропроектом. Он оказался равным 140 тыс. м³. Зима 1953-54 г. относилась к числу суровых.

Река Чаткал (L=223 км, F=6870 км²). *Гидрографическое описание реки.* Чаткал под названием Каракульджа стекает с юго-западных склонов хребта Таласского Алатау[1]. Название Чаткал река приобретает после впадения в р. Каракульджа правого притока Каракасмак. От истока до устья р. Каратеке (левая) долина реки представляет собой глубокое, узкое ущелье. Склоны долины почти отвесные, местами даже нависающие. Поверхность их сильно рассечена ущельями притоков реки и оврагов. От устья р. Каратеке долина реки резко расширяется и принимает ящикообразную форму. Ниже по течению, продолжая расширяться, долина становится более оформленной с хорошо выраженными террасами. Слабо покатые широкие террасы (до четырех террас) на 10—15 м возвышаются одна над другой и изрезаны долинами многочисленных притоков реки и оврагами. Современная долина реки каньоном врезана в дно древней долины. Глубина каньона достигает 100 м и вниз по течению уменьшается (например, глубина каньона у с.Янгибазар около 6—7 м).

В пределах широкой долины Чаткал образует местами не резкие меандры и на пойменных участках разбивается небольшими намывными и неустойчивыми островами на ряд рукавов. Течение реки быстрое, но преимущественно спокойное. Русло реки сравнительно устойчивое.

Описанный характер долина и русло реки сохраняют до устья левого притока р. Терс, впадающей в Чаткал на 93-м км от его истока. От впадения р. Терс и до устья долина реки на большей части своего протяжения имеет V-образную форму. Местами она переходит в теснину, все дно которой занято водным потоком, а местами расширяется и становится ящикообраз-

[1] Часто за начало р. Чаткал принимается место слияния рек Каракульджа и Каракасмак.

ной. Стеснение русла реки имеет место: 1) в районе устья р. Терс на протяжении 2 км; 2) ниже с. Боктугаин на протяжении 8 км; 3) от с. Бешарал до устья р. Шабрез (левая). С другой стороны, имеется несколько котловинообразных расширений долины. Так, например, у с. Боктугаин ширина котловины до 1—1,5 км, протяженность до 8—10 км. Река протекает здесь по широкому руслу, врезанному в дно котловины на 8—12 м. Менее значительные расширения (1,5—2,5 км длиной) имеются у с. Бешарал, Араб, Чоккамыш и Кстак. У с. Аурахмат река выходит в широкую террасированную долину, в дно которой на 35—40 м врезано русло, а ниже с. Бричмулла — в широкую межгорную депрессию и, сливаясь с р. Пскем, образует р. Чирчик.

Склонами современной речной долины во многих местах являются склоны прилегающих к реке гор, часто они круто или даже отвесно опускаются непосредственно к руслу реки. Склоны сильно рассечены долинами, ущельями и оврагами притоков. В расширенных участках склоны значительно положе. Часто они являются уступами террас, большей частью крутыми или даже отвесными высотой от 8 до 40 м. Пойма встречается только в местах котловинообразных расширений долины. Ширина поймы достигает 200 м, а местами — 300 м. Русло реки умеренно извилистое. На пойменных участках река разделяется на протоки.

Чаткал имеет четыре крупных и большое количество мелких притоков (свыше 100). Направления течения последних большей частью нормальные к главной реке. Крупными притоками р. Чаткал справа являются реки Сандалаш и Коксу, впадающие в него на 109 и 7-м км от устья, и слева реки Терс и Акбулак, вливающие свои воды в Чаткал на 93 и 24-м км от устья. Наиболее крупной рекой является Сандалаш, водосбор которой имеет площадь 1157 км², или 16,8% площади всего бассейна р. Чаткал. Площадь водосбора р. Терс равна 561 км², р. Акбулак — 818 км² и Коксу — 405 км². Таким образом, общая площадь водосборов четырех крупнейших притоков р. Чаткал составляет 43% площади его бассейна.

Питание. Режим жидкого стока. Средняя взвешенная высота бассейна р. Чаткал равна 2605 м. Высоты более 3500 м занимают в нем всего 8,9%. Более детальная высотная характеристика водосбора дается на рис. 55. На рисунке для сопоставления приведена гипсометрическая кривая бассейна р. Пскем. Меньшая средняя взвешенная высота водосбора р. Чаткал по сравнению с водосбором р. Пскем и, главное, меньшее распространение высот более 3500 м (8,9% против 14,1%), а также меньшая доступность бассейна влажным воздушным массам обусловливают меньшее питание реки за счет таяния высокогорных снегов и ледников. Об этом же говорит и меньшее количество ледников в бассейне и особенно внутригодовое распределение стока р. Чаткал.

Согласно исследованиям 1958—1960 гг., в водосборе р. Чаткал зарегистрировано 82 небольших ледника с общей площадью оледенения 44,2 км². Ледников с площадью более 0,5 км² всего 32, а самый большой ледник имеет площадь 2,04 км². Вполне закономерно, что из 82 ледников водосбора р. Чаткал 42 расположено в бассейне р. Сандалаш, где общая площадь их составляет 20,4 км², или 46% общей площади оледенения [6].

Заметим, что меньшую высоту водосбора р. Чаткал и меньшую его доступность влагоносным массам воздуха не может компенсировать крайне суровый климат верхней и средней частей водосбора.

Средние расходы воды р. Чаткал в различных пунктах даются в табл. 135. Таблица наглядно показывает меньшую роль снегов высокогорного пояса в питании р. Чаткал, чем р. Пскем.

Основные характеристики

Пункт (участок)	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний расход				
				III	IV	V	VI	VII
Выше устья р. Терс	4220	2766	1933—60	21,7	51,9	139	185	142
с. Найзытугай	5460	2705	1933—55	28,6	72,6	183	236	176
Устье	7000	2605	1932—60	50,5	139	283	342	242
Устье р. Терс — с. Найзытугай	1240	—	1933—60	6,9	20,7	44,0	51,0	34,0
с. Найзытугай — устье	1540	—	1933—60	21,9	66,4	100	106	66,0

Действительно, хотя наибольших значений расходы воды р. Чаткал близ устья, так же как и р. Пскем, достигают в июне и существенное увеличение расходов воды начинается с марта, но июльские расходы р. Чаткал, за исключением створа выше устья р. Терс, меньше майских, причем этот разрыв становится все большим по мере продвижения вниз по реке, и близ устья июльские расходы в среднем составляют 0,86 майских. Напомним, что июльские расходы р. Пскем в устье превышали майские в 1,28 раза. В целом концентрация стока р. Чаткал наблюдается в более ранние сроки, чем р. Пскем. Это, в частности, наглядно показывают значения стока за июль—сентябрь и март—июнь и их соотношение (см. табл. 97). Отметим только, что для р. Чаткал близ устья указанное соотношение равно 0,54, тогда как для р. Пскем оно составляло 0,81. Уменьшение питания за счет высокогорных зон бассейна по мере продвижения вниз по реке наглядно подтверждает и изменение режима жидкого стока, сте-

кающего с участков водосборов, расположенных между пунктами, где изучается режим р. Чаткал. Достаточно указать, что сток с водосбора, расположенного между с. Найзытугай и устьем р. Чаткал, за март—июнь составляет почти $^2/_3$ (63,3%), а за июль—сентябрь менее $^1/_4$ (24,1%) годового стока; соотношение же между стоком за второй и первый периоды равно всего 0,38.

В табл. 135 обращает на себя внимание относительное уменьшение стока за октябрь—февраль по мере продвижения вниз по реке. Таким образом, на р. Чаткал мы имеем картину, прямо противоположную наблюдаемой на р. Пскем. Это обстоятельство наряду с суровым климатом Чаткальской долины в верхнем и среднем течении реки имеет большое значение в температурном режиме и ледовых образованиях нижнего течения р. Чаткал.

Средние расходы р. Чаткал непосредственно выше устья р. Терс, у с. Найзытугай и у устья соответственно равны 67,0;

Таблица 135

стока воды р. Чаткал

в м³/сек.								Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового			
VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год		III—VI	VII—IX	X—II	δ
79,5	46,9	35,5	30,2	26,0	24,1	21,6	67,0	15,9	49,5	33,4	17,1	0,67
96,2	56,5	42,7	37,4	32,2	29,7	27,4	85,0	15,5	51,1	32,3	16,6	0,63
125	73,6	57,1	50,8	42,7	39,2	38,1	124	17,7	54,9	29,7	15,4	0,54
16,7	9,60	7,20	7,20	6,2	5,60	5,80	18,0	14,5	57,0	28,1	14,9	0,49
28,8	17,1	14,4	13,4	10,5	9,50	10,7	39,0	25,3	63,3	24,1	12,6	0,38

85,0 и 124 м³/сек. Следовательно, абсолютная водоносность р. Чаткал в 1,5 раза выше таковой р. Пскем, являющейся главной составляющей р. Чирчик. Однако по удельной водоносности Чаткал значительно уступает р. Пскем в силу меньшей доступности верхней и средней частей водосбора влажным воздушным массам, о чем уже говорилось. Действительно, в пунктах, упомянутых выше, средние модули стока равны 15,9; 15,5 и 17,7 л/сек. км². Обращает на себя внимание увеличение модулей стока в нижней части водосбора, несмотря на снижение хребтов. Это явление объясняется большей доступностью водосбора влажным воздушным массам по мере продвижения на запад, в результате чего нижняя часть водосбора р. Чаткал по удельной водоносности начинает приближаться к водоносности р. Пскем. В самом деле, если подсчитать модуль стока для части водосбора, расположенной ниже с. Найзытугай, и для водосбора последнего крупного правого притока р. Чаткал — р. Коксу, то модули стока

здесь оказываются соответственно равными 25,3 и 32,2 л/сек. км². Таким образом, бассейн р. Чаткал является одним из наиболее ярких примеров, иллюстрирующих громадное влияние доступности водосбора влажным воздушным массам на водоносность реки.

Крайние значения средних годовых расходов воды р. Чаткал и величины их коэффициентов вариации в различных пунктах даны в табл. 136. Крайние значения средних месячных расходов воды даются в табл. 137.

Таблица 136

Расходы воды р. Чаткал в м³/сек.

Пункт	Наибольшие (год)	Наименьшие (год)	C_v
Выше устья р. Терс . .	95,0 (1952)	43,3 (1938)	0,21
У с. Найзытугай . . .	115 (1934)	55,9 (1938)	0,21
У устья	180 (1952)	72,6 (1957)	0,24

Таблица 137

Средние месячные расходы воды р. Чаткал у устья в м³/сек.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Наибольшие . .	85,5	274	418	578	409	224	110	82,7	91,8	60,4	52,2	49,4
Наименьшие . .	31,3	61,5	111	154	115	67,9	44,3	36,8	30,3	25,8	28,3	27,5

Среднее внутригодовое распределение стока р. Чаткал у устья, а также за годы, характеризующиеся наиболее поздней и наиболее ранней концентрацией стока, приводятся в табл. 138.

Любопытно заметить, что даже в годы с наиболее поздним сосредоточением стока р. Чаткал далеко не достигает среднего внутригодового распределения стока р. Пскем (δ соответственно

Сток р. Чаткал у устья

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Средний	3,4	9,4	19,1	23,1	16,3	8,4	5,0
1951–52 г.	3,3	7,5	16,6	16,9	16,7	9,1	4,9
1941–42 г.	4,7	12,7	25,5	23,4	10,8	6,0	3,8

равно 0,69 и 0,81, сток за июль—сентябрь — 30,7 и 37,8% годового и т. д.).

В 1951-52 г. — году с наиболее поздним половодьем — наибольший месячный сток наблюдался в июне, причем сток в июле незначительно превышал майский. В 1941-42 г. — году с наиболее ранней концентрацией стока — наибольший месячный сток отмечен в мае, июльский же сток почти в 2,4 раза меньше майского. Таким образом, внутригодовое распределение стока р. Чаткал может весьма существенно меняться, с чем нельзя не считаться при производстве водохозяйственных расчетов. В отличие от р. Пскем, год с наиболее поздней концентрацией стока р. Чаткал по водности ниже среднего. Годы с наиболее ранней концентрацией стока у обеих рек совпадают. Следует отметить, что у р. Чаткал 1954-55 г., так же как и у р. Пскем, отличался поздним прохождением половодья, лишь незначительно уступая в этом отношении 1951-52 г.

Зарегулированность стока рек Чаткал и Пскем близ устья одинакова (φ соответственно 0,34 и 0,33). Для р. Чирчик у с. Ходжикент этот коэффициент также равен 0,34.

По зарегулированности стока р. Чирчик и ее составляющие незначительно уступают р. Нарын у г. Учкургана и Карадарье у с. Кампыррават, у которых коэффициенты внутригодовой неравномерности стока равны соответственно 0,30 и 0,31.

Наибольший расход воды р. Чаткал близ устья был зарегистрирован 8/IV 1959 г. и равнялся 920 м³/сек., что дает максимальный модуль стока $M_{макс}=131$ л/сек. км² против 247л/сек. км² р. Пскем. Это вполне закономерно, если вспомнить существенно меньшую удельную водоносность р. Чаткал.

Наименьший средний месячный расход р. Чаткал близ устья равен 27,5 м³/сек. (февраль 1942 г.). Наименьшие из минимальных расходов р. Чаткал у устья были зафиксированы в размере 7,0 и 8,5 м³/сек. Первый из них имел место 22, 23/II 1956 г., а второй — 17, 18/I и 6/IX 1943 г. Однако столь низкие значения расходов воды не свойственны р. Чаткал, так как следующий по величине расход воды уже равен 17,1 м³/сек.

Твердый сток. Средний за 1937—1958 гг. расход взвешенных

Таблица 138

в % от годового

X	XI	XII	I	II	III—VI	VII—IX	X—II	s	Годовой сток в % от среднего
3,8	3,4	2,9	2,6	2,6	55,0	29,7	15,3	0,52	100
6,2	6,9	4,5	3,7	3,7	44,3	30,7	25,0	0,69	90
3,4	3,2	2,7	2,1	1,7	66,3	20,6	13,1	0,31	110

наносов близ устья равен 22,7 кг/сек., средняя мутность составляет 0,192 кг/м³. Сток взвешенных наносов равен 715 тыс. т, а смыв с 1 км² водосбора — 102 т за год. Из приведенных величин видно, что по мутности и интенсивности смыва Чаткал у устья существенно уступает р. Пскем, но превосходит ее по абсолютному значению стока. Меньшая интенсивность смыва и меньшая мутность воды вполне закономерны, так как удельная водоносность р. Пскем, как это уже не раз отмечалось, значительно выше удельной водоносности водосбора р. Чаткал. Кроме того, в бассейне р. Чаткал больше выположенных поверхностей, и литологический состав пород здесь отличается некоторыми особенностями (например, р. Чаткал на значительном протяжении протекает среди грубообломочных конгломератов, отшлифованная поверхность отдельных галек и валунов которых очень медленно реагирует на процессы выветривания).

Так же как и у р. Пскем, расход взвешенных наносов за 1958—1960 гг. р. Чаткал резко повышен и в среднем равен 99,3 кг/сек., что в 4,4 раза превышает сток за весь предыдущий период. Особенно велик был сток в 1959 г. (140 кг/сек.). Лишь в маловодном 1961 г. средний сток взвешенных наносов был равен 8,30 кг/сек.

Ледовые образования. Самое раннее появление шуги на р. Чаткал близ устья зафиксировано 9/XI, самое позднее исчезновение — 13/III, наибольшая продолжительность шугоходов и ледоходов равна 82 суткам, наименьшая — 18 суткам. Самое раннее появление заберегов отмечено в начале ноября, самое позднее исчезновение — в начале марта.

По данным Ленгидэпа, сток шуги в искусственно уплотненном состоянии у устья р. Чаткал за зимы 1934-35 — 1938-39 гг. колебался в пределах 4 940 800 м³ (1937-38 г.) — 3 229 300 м³ (1938-39 г.), причем в трех годах из пяти сток шуги превышал 4×10^6 м³. Таким образом, максимальный сток шуги р. Чаткал почти в 14 раз превышает наибольший сток шуги р. Пскем. Это вполне закономерно, так как температура воды первой значительно ниже температуры второй и в среднем за ноябрь—февраль у устья составляет, по измерениям Ленгидэпа, соответственно 1,4 и 2,9°. Пониженные температуры воды р. Чаткал объясняются в первую очередь суровым климатом Чаткальской долины, обусловливающим интенсивные теплопотери с поверхности водотока.

Максимальный суточный сток шуги на р. Чаткал зарегистрирован в размере 501 300 м³, а наибольший сток шуги за один непрерывный шугоход в зимний сезон 1935-36 г. составлял 3 305 100 м³.

Зимой 1953-54 г. Средазгидропроект получил рекордную пока величину стока шуги — 5 590 000 м³. В эту зиму сток шуги р. Чаткал превышал сток шуги р. Пскем в 40 раз.

Река Чирчик ($L=174$ км; $F=14240$ км^2)

Гидрографическое описание реки. По характеру долины и русла р. Чирчик делится на два существенно отличных участка:

1) от слияния рек Чаткал и Пскем до головного узла Чирчикских ГЭС протяженностью 29 км,

2) от головного узла Чирчикских ГЭС до устья протяженностью 145 км.

На первом участке современная долина реки представляет собой каньон, врезанный в дно древней долины. На протяжении

Рис. 154. Река Чирчик.

первых трех километров современная долина реки врезана в дно широкой межгорной депрессии на глубину до 30—40 м. Ниже, между селами Джарлытобе и Ходжикент, долина сильно сужается, образуя узкий горный проход, называемый «Чарвакская щель», с наименьшей шириной по дну 80 м (рис. 154). За с. Ходжикент древняя долина расширяется до 1 км, а к концу участка — до 7 км. Современная долина, врезаясь в дно древней, имеет ящикообразную форму, а в отдельных местах — V-образную. Ширина долины отличается относительным постоянством, изменяясь в пределах 80—150 м, в среднем около 100 м. Склоны долины представляют собой в большинстве случаев крутые и часто отвесные уступы террас. Поймы река почти не имеет, за исключением короткого участка у слияния рек Пскем и Чаткал

и небольших расширений долины, где река обычно дробится на рукава. Преобладающая ширина поймы 60—80 м, наибольшая 200 м (устье р. Угам). Русло реки умеренно извилистое. Самая нижняя часть участка является верхним бьефом головного узла чирчикских ГЭС шириной 130—150 м. Плотина подпирает горизонты воды до 7 м; подпор распространяется на 0,5 км выше с. Газалкент.

Современная долина реки в верхней части второго участка имеет ящикообразную форму. Склонами ее являются преимущественно крутые и часто отвесные уступы террас. С продвижением вниз по реке уступы террас понижаются и долина не имеет ясно видимых границ. Пойма реки на протяжении рассматриваемого участка получает широкое развитие; преобладающая ширина ее 0,5—0,7 км, наибольшая до 1 км (например, у с. Троицкого). Чирчик разветвляется на поверхности поймы на многочисленные рукава (до 6—10), постоянно меняющие свое местоположение. Поверхность поймы сильно пересечена старицами, рукавами, промоинами. В период половодья пойма заливается почти полностью, но не сплошь, а только в более пониженных местах, в результате чего образуется большое количество островов. На протяжении верхней половины участка берега реки большей частью крутые и обрывистые, но невысокие, значительно реже встречаются пологие берега (по преимуществу левые); на протяжении нижней половины участка почти одинаково часто встречаются берега пологие, крутые и обрывистые, высота их невелика. Берега, как правило, неустойчивы, сильно размываются, особенно в половодье. Встречаются заболоченные участки берегов. У с. Ниазбаш в 55 км от устья река разделялась на два крупных рукава, вновь сливавшихся у с. Шунгар. Левый рукав носил название Калган-Чирчик и в малую воду превращался в ряд стариц. Теперь этот рукав отмер. В районе сел Шунгар и Чингиз влево от реки отходил второй крупный рукав, называвшийся также Калган-Чирчик. В настоящее время он почти потерял связь с рекой, собирает и сбрасывает в Сыр-Дарью главным образом оросительные и грунтовые воды, дренирует прилегающую к нему низменную заболоченную местность. Рукав впадает в Сыр-Дарью в 11 км выше устья р. Чирчик.

Питание. Режим жидкого стока. Сток р. Чирчик при выходе из гор состоит: на 55% из стока р. Чаткал, на 36% из стока р. Пскем и на 9% из стока его правого притока р. Угам. Вследствие этого условия питания и внутригодовое распределение стока р. Чирчик должны отражать условия питания и распределение стока перечисленных рек, в особенности р. Чаткал, поэтому нет необходимости останавливаться на этом вопросе. Ограничимся указанием, что средняя взвешенная высота водосбора р. Чирчик (створ бывш. Чимбайлыкской станции,

$F = 10\,834$ км²) составляет 2548 м, т. е. на 57 м ниже средней высоты водосбора р. Чаткал и на 115 м ниже водосбора р. Пскем. Высоты более 3500 м в водосборе р. Чирчик занимают 9,3% его общей площади.

По выходе из гор средний расход р. Чирчик равен 224 м³/сек. Таким образом, средний модуль стока его водосбора равен 20,7 л/сек. км². Средние годовые расходы воды находятся в пределах 132 (1917 г.) — 348 м³/сек. (1921 г.); их коэффициент вариации равен 0,21. Среднее многолетнее распределение стока на

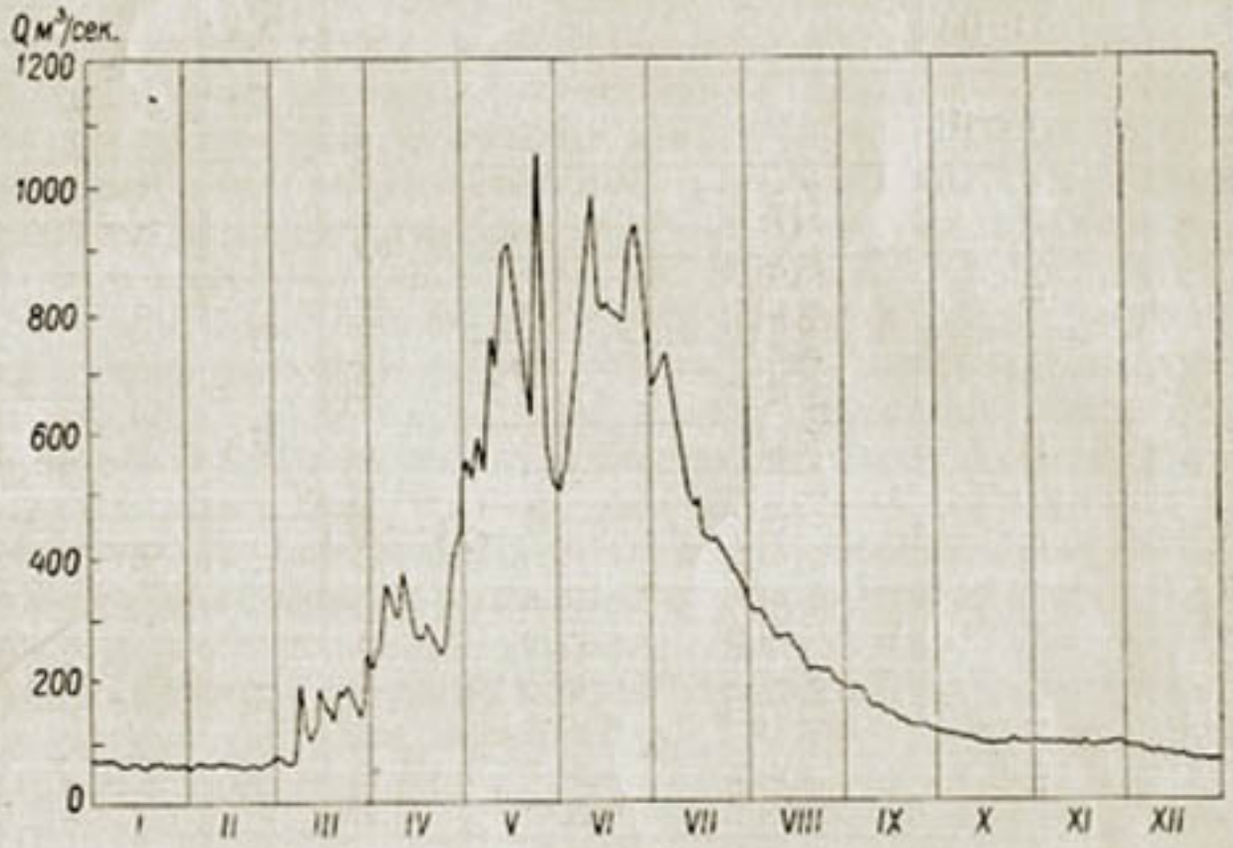


Рис. 155. Гидрограф р. Чирчик у г. Ходжикента за 1942 г.

протяжении года р. Чирчик характеризуется следующим: максимум стока наблюдается в июне, минимум — в феврале, причем период низких расходов охватывает обычно декабрь—февраль. В марте начинается существенное увеличение расходов воды, вызванное главным образом таянием снегов нижнего яруса гор (рис. 155). В среднем сток за июль—сентябрь составляет 61% стока за март—июнь. В отдельные годы он может возрастать до 89% (1924-25 г.) или опускаться до 41% (1941-42 г.).

Некоторые характеристики жидкого стока р. Чирчик приводятся в табл. 139.

Наибольший из максимальных расходов 2160 м³/сек. был зарегистрирован 8/IV 1959 г. Как указывалось в первой части книги, расход 8/IV 1959 г. был сформирован интенсивными дождями и совершенно нехарактерен для годовых максимумов р. Чирчик. До 1959 г. годовые максимальные расходы воды вполне закономерно формировались в основном талыми водами

Таблица 139

Характеристика стока воды р. Чирчик у ст. Ходжикентской (Чимбайлыкской)
1910—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	Сток в % от среднего многолетнего	Средний модуль стока в л/сек. км²	Cv
Расход в м³/сек.																			
средний	99,0	258	465	589	455	261	149	106	92,2	79,3	70,9	68,9	224					20,7	
наибольший	163	552	724	948	888	505	244	161	187	122	99,0	95,0	348					32,1	
наименьший	58,1	118	279	233	198	164	101	70,3	62,5	57,0	53,0	52,3	132					12,2	
Сток в % от годового																			
средний	3,7	9,6	17,3	21,8	16,9	9,7	5,5	3,9	3,4	3,0	2,6	2,6		52,4	32,1	15,5	100		0,61
1924-25 г.	3,5	10,2	11,6	20,2	23,4	10,0	6,0	3,8	3,1	2,7	2,4	2,1		45,5	40,4	14,1	107		0,89
1941-42 г.	5,0	11,9	22,8	22,2	12,7	7,9	4,5	3,3	2,8	2,6	2,2	2,1		61,9	25,1	13,0	117		0,41

Таблица 140

Средние расходы дополнительных вод р. Чирчик в м³/сек.

Балансовые участки	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
с. Ходжикент — с. Газалкент	4,5	6,5	4,0	2,0	4,0	4,0	3,5	2,5	2,0	2,0	0,0	2,0	3,1
с. Газалкент — с. Троицкое	3,5	3,5	5,0	9,0	5,5	3,5	4,5	4,0	4,0	3,5	3,0	3,0	4,3
с. Троицкое — с. Куйлюк	2,5	—0,5	—3,0	1,5	6,0	5,5	3,5	3,0	1,5	1,5	1,5	1,5	2,0
с. Куйлюк — с. Чиназ (устье)	15	5	—15	—10	—5	0	0	5	10	10	15	15	3,8
Всего по руслу р. Чирчик	25,5	14,5	—9	2,5	10,5	13	11,5	14,5	17,5	17	19,5	21,5	13,2

и проходили в мае—июне и изредка даже в июле. Максимальный расход, в основном обусловленный талыми водами, не превышал 1452 м³/сек. (31/V 1914 г.)[1]. Вообще максимальные расходы выше 1000 м³/сек. наблюдались девять раз за 50 лет. Максимальные расходы, вызванные в основном жидкими осадками, наблюдались на р. Чирчик и раньше, но по своей величине они значительно уступали расходам талых вод.

Наименьший средний месячный расход р. Чирчик равнялся 52,3 м³/сек. (февраль 1945 г.), наименьший срочный — 21,9 м³/сек. (23/II 1956 г.). Следующий по величине расход наблюдался 9/II 1918 г. и был равен 30 м³/сек. Ниже 40 м³/сек. расходы воды падали только семь раз за 51 год.

Вскоре по выходе из гор режим р. Чирчик начинает претерпевать изменения под воздействием разбора воды на орошение и изъятий ее для нужд гидроэнергетики. В то же время в русло поступает значительное количество сбросных и грунтовых вод. В последние годы в период межени вся вода реки забирается в деривационный канал Чирчикских ГЭС, часть ее по Бозсуйскому водному энергетическому тракту проходит через каскад ГЭС и сбрасывается непосредственно в Сыр-Дарью по руслу канала Нижний Бозсу. Таким образом, ниже головного узла Чирчикских ГЭС в межень в русле р. Чирчик собираются только грунтовые и сбросные воды, поступающие ниже узла. Приток грунтовых и сбросных вод в русло р. Чирчик имеет место на всем его протяжении. О величине поступлений может дать представление табл. 140, составленная на основе последней сводки Средазгипроводхлопка (1962 г.).

На первом участке в состав дополнительных вод вошли сбросы небольших саев, исключены были только сбросы Аксакаты и Акташа.

Весьма значительное выклинивание грунтовых вод наблюдается на левом берегу р. Чирчик, в частности грунтовые воды поступают в русло канала Карасу и в коллекторы. На правом берегу выклинивание значительно меньше (табл. 141).

В общем дополнительные водные ресурсы в равнинной части бассейна р. Чирчик составляют 48 м³/сек., или 21% притока воды из гор по руслу р. Чирчик.

В результате описанных процессов (разбора воды на орошение, поступлений дополнительных вод и др.) режим р. Чирчик претерпевает существенные изменения. Представление о них может дать сопоставление расходов воды р. Чирчик в створе станции Ходжикентской со сбросом воды р. Чирчик в Сыр-Дарью (табл. 142).

---

[1] Величина максимального расхода воды р. Чирчик, зафиксированная 31/V 1914 г., оценивается в разных источниках различно; наибольшая величина указывается 1800 м³/сек.

Таблица 141

Средние расходы дополнительных вод в равнинной области бассейна р. Чирчик в м³/сек.

Каналы и коллекторы	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
Карасу левобережный	6,0	7,5	8,5	17,5	15,5	11,5	8,0	6,0	5,0	5,0	5,5	6,0	8,6
Коллекторы-распределители	6,0	6,0	13,5	18,5	15,0	10,0	5,5	4,0	4,0	4,0	4,5	5,5	8,1
Другие дренирующие каналы и родники левого берега	2,4	4,7	9,9	9,3	7,7	7,1	4,8	2,6	2,1	1,9	1,8	1,8	4,7
Правобережные каналы	12,7	14,2	13,7	14,7	14,7	15,2	15,2	14,7	12,7	11,7	11,2	11,7	13,5
Всего в бассейне, включая русловые поступления	52,6	46,9	36,6	62,5	63,4	56,8	45,0	41,8	41,3	39,6	42,5	46,5	48,0

Таблица 142

Средние расходы и сток воды р. Чирчик

Пункт	Средний расход													Сток в % от годового стока		
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
с. Ходжикент, в м³/сек.	99,0	258	465	559	455	261	149	106	92,2	79,3	70,9	68,9	224	52,4	32,1	15,5
Сброс в Сыр-Дарью м³/сек.	135	258	339	378	245	78,1	56,6	89,8	99,5	100	96,1	97,7	164	56,1	19,3	24,6
% от расходов у Ходжикента	136	100	72,9	64,2	53,9	30,0	38,0	84,7	108	126	135	142	73,2	—	—	—
с. Чиназ м³/сек.	92,6	216	310	356	229	63,3	31,3	49,6	57,1	56,3	54,7	56,3	131	62,0	20,6	17,4
% от расходов у с. Ходжикент	93,5	83,8	67,7	60,5	50,3	24,2	21,0	46,8	62,0	71,0	77,3	81,8	58,5	—	—	—

Таблица 143

Средние расходы и сток взвешенных наносов р. Чирчик у с. Ходжикент
1931—1957 гг.

Расход в кг/сек.													Сток в % от годового		
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
38,0	113	170	239	92,8	20,4	3,42	2,57	3,90	3,97	3,45	11,0	58,5	79,9	16,6	3,5

Сброс чирчикской воды в Сыр-Дарью осуществляется по руслу р. Чирчик (станция Чиназская), по каналу Нижний Бозсу и в 1925—1935 гг., когда действовал рукав Калган-Чирчик, по этому рукаву. Данные по станции Чиназской имеются с 1923 г., а по нижнему Бозсу — с 1935 г. Для представления об изменениях расходов воды непосредственно в русле р. Чирчик в табл. 142 приведены данные по станции Чиназ.

Расходы воды у устья р. Чирчик по сравнению с расходами при выходе из гор наиболее резко снижаются в мае—ноябре, т. е. в период наибольшего разбора воды для нужд орошения и гидроэнергетики. В эти месяцы сток у устья составляет от 21 до 62% стока при выходе из гор. Наименьшим изменениям подвержен сток в феврале—марте (81,8—93,5%), когда изъятия воды в наибольшей степени компенсируются поступлением воды в русло.

Что касается сброса чирчикской воды в Сыр-Дарью, то за годы наблюдений он составил 164 м³/сек., а с учетом воды, поступающей в р. Келес, — 167 м³/сек., или почти 75% стока воды, поступающей с гор (у с. Ходжикент). Таким образом, использование воды в бассейне р. Чирчик весьма незначительно.

Твердый сток. Смыв с поверхности водосбора р. Чирчик, если учесть его высокую удельную водоносность, невелик. Так, через створ Ходжикентской станции до 1958 г. ежегодно в среднем проносилось 1840 тыс. т взвешенных наносов (58,5 кг/сек.). Средняя мутность воды была равна 0,275 кг/м³.

С 1 км² водосбора в равнинную область бассейна ежегодно выносится 170 т взвешенных наносов. Малый смыв с поверхности водосбора при высокой удельной водоносности объясняется в первую очередь распространенностью здесь плотных, трудноразрушаемых горных пород, как-то: глубинных изверженных пород, кристаллических сланцев, массивных известняков и грубых конгломератов.

Распределение расходов взвешенных наносов на протяжении года дается в табл. 143.

По сравнению с другими крупнейшими реками бассейна Сыр-Дарьи р. Чирчик несет наименьшее количество взвешенных наносов. Так, по стоку взвешенных наносов р. Чирчик уступает р. Нарын более чем в 9 раз и р. Карадарья — в 4,4 раза. Мутность воды р. Чирчик уступает мутности р. Нарын в 4,6 раза и мутности р. Карадарья в 7,2 раза. В различные годы количество наносов резко колеблется. Например, в 1934 г. средний годовой расход взвешенных наносов р. Чирчик в створе Ходжикентской станции был равен 199 кг/сек., а в 1938 г. — только 11,0 кг/сек.

Как и на всех реках бассейна р. Чирчик, на самой р. Чирчик расходы взвешенных наносов в 1958—1960 гг. были сильно повышены. Так, например, средний за упомянутые годы расход взвешенных наносов равнялся 483 кг/сек. против 58,5 кг/сек. за предшествующие годы. В 1958 г. расход взвешенных наносов

составлял 360 кг/сек., в 1959 г. 710 кг/сек. и в 1960 г. 380 кг/сек. Только в маловодном 1961 г. сток взвешенных наносов упал до 44 кг/сек.

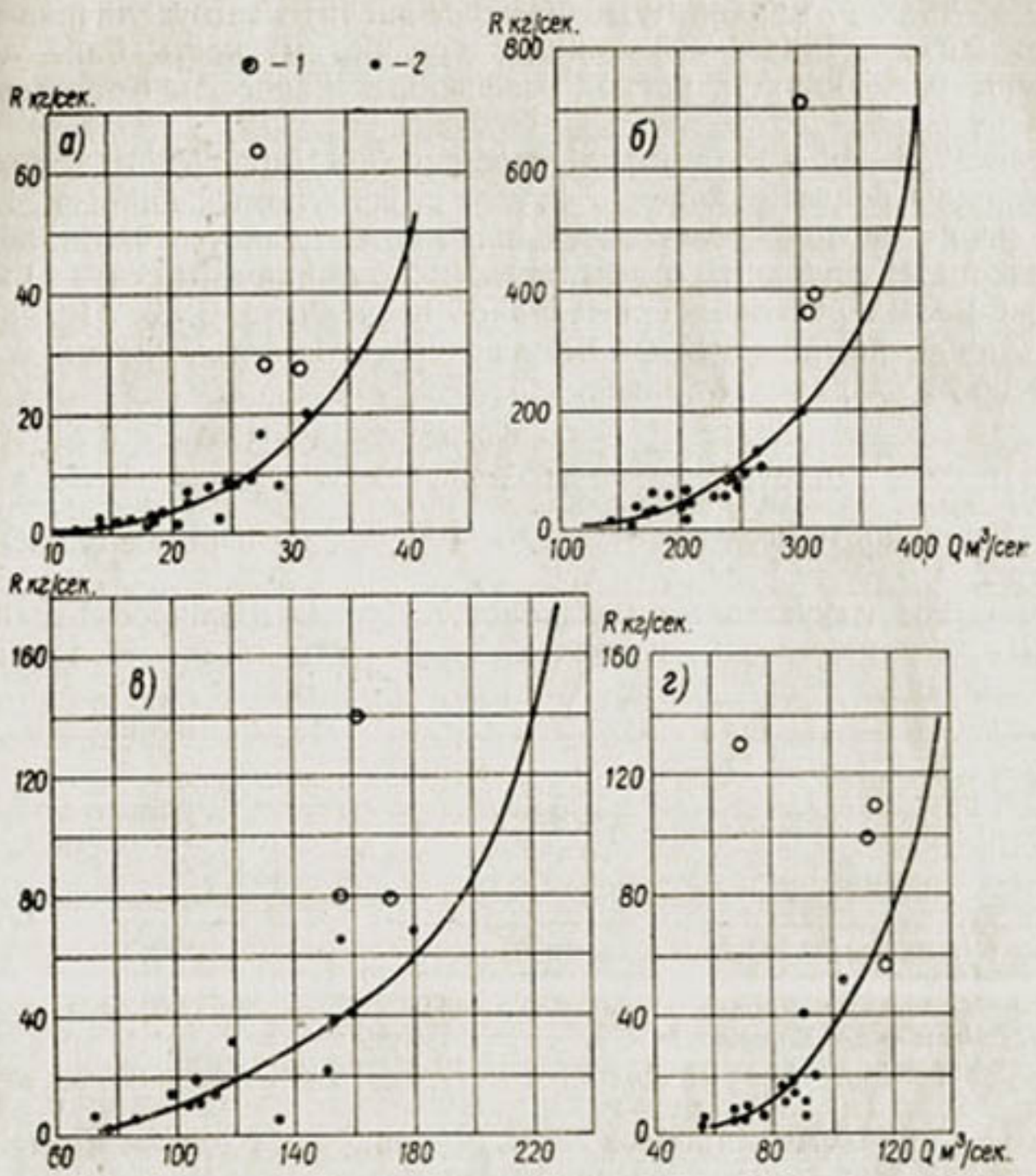


Рис. 156. Зависимость расходов взвешенных наносов от расходов воды.

а — р. Угам — с. Ходжикент, *б* — р. Чирчик — с. Ходжикент, *в* — р. Чаткал — с. Чарвак, *г* — р. Пскем — с. Чарвак. Данные за 1958-59 (*1*) и 1960 гг. (*2*).

Столь высокий сток взвешенных наносов на всех реках бассейна в 1958—1960 гг. нельзя объяснить повышенной водностью этих лет, как это хорошо видно из рис. 156.

За период 1942—1945 и 1953—1955 гг. расход взвешенных наносов р. Чирчик у с. Чарвак (данные Средазгидропроекта) был равен 22,7 кг/сек. У с. Ходжикент средний расход взвешенных наносов за это же время составлял 53,2 кг/сек. Если учесть наносы, выносимые р. Угам (3,80 кг/сек.), то увеличение стока

взвешенных наносов на участке Чарвак—Ходжикент составит 26,7 кг/сек. Таким образом, на небольшом протяжении расход взвешенных наносов увеличивается в 2,2 раза.

К устью р. Чирчик мутность воды значительно увеличивается. По данным Чиназской станции, средняя мутность близ устья равна 0,546 кг/м³, а расход взвешенных наносов возрастает до 65 кг/сек.

В 1953—1955 гг. в районе строящегося Чарвакского водохранилища Средазгидропроект изучал сток влекомых наносов. При больших расходах влекомые наносы измерялись сачком-ловушкой тип III с входным отверстием 15×15 см и ячеями сетки 1 мм². При малых расходах применялась песколовка Б. В. Полякова с длиной трамплина 10 см. За указанные годы сток влекомых наносов у с. Чарвак был равен:

1953 г	1954 г	1955 г
218 тыс. т	118 тыс. т	38,2 тыс. т

За июнь проходит от 41 до 66% годового стока влекомых наносов.

В 1954 г. учет влекомых наносов Средазгидропроектом производился на нескольких реках. Результаты такого учета даны в табл. 144.

Таблица 144

Река — пункт	Сток влекомых наносов	
	тыс. т	% от стока взвешенных наносов
Чаткал — устье	51,9	13,3
Пскем — устье	8,72	3,0
Чирчик — с. Чарвак	118	6,2
Угам — с. Ходжикент . . .	6,89	4,1
Чирчик — с. Ходжикент . . .	218	14,9

Сток влекомых наносов на р. Чирчик у с. Ходжикент может достигать 15% стока взвешенных наносов. У с. Чарвак он значительно меньше и составляет немногим более 6%.

Ледовые образования. На участке Ходжикентской станции самое раннее прохождение шугохода отмечено 9/XI (в районе с. Чимбайлык 12/XI), самое позднее окончание — 9/III (в районе с. Чимбайлык 13/III). Наибольшая продолжительность шугохода и ледохода 56, наименьшая 8 дней. Таким образом, продолжительность шугоходов в верхнем течении р. Чирчик меньше, чем на р. Чаткал, что надо объяснить утепляющим действием воды рек Пскем и Угам, отличающихся повышенной температурой.

Согласно данным ледоисследовательской партии Ленгидэпа, сток шуги в искусственно уплотненном состоянии в районе сел

Чимбайлык и Искандер колеблется в пределах 7968 (1935-36 г.) — 2276 тыс. м³ (1938-39 г.).

Интересно отметить, что сток шуги у с. Искандер только в теплые зимы меньше стока шуги у с. Ходжикент. Так, в зиму 1938-39 г. сток шуги у Ходжикента на 164 тыс. м³ был больше стока у Искандера, но уже зимой 1937-38 г., которая была только незначительно холоднее зимы 1938-39 г., наблюдалась обратная картина — сток шуги у Искандера на 1584 тыс. м³ превышал сток у Ходжикента. Таким образом, в большинстве лет участок р. Чирчик между Ходжикентом и Искандером является шугообразующим. Исследования Ленгидэпа не охватили очень теплых зим (в среднем в 23 годах из 100 можно ожидать более теплых зим, чем самая теплая зима периода исследований), равным образом как и очень суровых (в 29 годах из 100 можно ожидать более холодных зим).

О том, что участок р. Чирчик между Ходжикентом и Искандером, а также выше Ходжикента, исключая теплые зимы, является шугообразующим, свидетельствуют и исследования Средазгидропроекта. Так, в зиму 1953-54 г. сток шуги у с. Чарвак составил 2390 тыс. м³, а у с. Ходжикент он был уже равен 3570 тыс. м³. Интересно отметить, что в эту зиму суммарный сток шуги рек Чаткал и Пскем был равен 5730 тыс. м³, т. е. в 2,4 раза превышал сток шуги у с. Чарвак и в 1,6 раза у с. Ходжикент. На участке с. Чарвак — с. Ходжикент зимой 1953-54 г. сток шуги с учетом стока р. Угам (320 тыс. м³) увеличился на 860 тыс. м³. Напомним, что зима 1953-54 г. была суровой. Согласно исследованиям Средазгидропроекта, сток шуги р. Чирчик у с. Чарвак за четыре года (1952-53—1955-56 гг.) изменялся в пределах 1600 (1955-56 г.) — 3700 тыс. м³ (1954-55 г.).

Ледоставы на р. Чирчик, кроме приустьевого участка, не наблюдаются; в некоторых местах образуются (в верхнем течении) лишь ледяные перемычки (например, в районе Ходжикентской станции, в районе сая Ишак-Купрюк и др.).

Река Угам (L=70 км; F=889 км²) — наиболее водоносный приток р. Чирчик, впадает в нее недалеко от слияния рек Чаткал и Пскем (ниже на 8 км). Река берет начало на южном склоне хребта Таласский Алатау под названием Акбурхан. Бассейн р. Угам по сравнению с бассейнами рек Пскем и Чаткал отличается незначительной высотой. Высоты более 3500 м занимают в нем всего 0,1% площади, а его средняя высота составляет 1941 м. По этой причине р. Угам отличается более ранней концентрацией стока. По данным Ходжикентской станции (F=888 км²; $H_{ср}$=1944 м), средний за 1932—1960 гг. расход р. Угам составляет 21,2 м³/сек. Таким образом, средний модуль стока равен 23,9 л/сек. км². Учитывая высоту бассейна, надо признать удельную его водоносность очень высокой. Это объясняется доступностью бассейна влажным воздушным массам

(бассейн расположен на периферии горной системы) и его благоприятной ориентацией (юго-западная). За октябрь—февраль по р. Угам проходит 15,0% годового стока, за март—июнь — 62,8% и за июль—сентябрь — 22,2%. Таким образом, сток за последний период составляет всего 35% стока за март—июнь. Расход взвешенных наносов до 1958 г. был равен 5,57 кг/сек., а средний за 1958—1960 гг. составлял 39,7 кг/сек.

Из других притоков р. Чирчик к настоящему времени изучены Акташ (правый), Каранкуль, Аксаката, Паркентсай, Башкызылсай (левый) и притоки Паркентсая — Сукоксай, Алтынбельсай и Зоркентсай. Некоторые сведения о них приведены в табл. 145.

Таблица 145

Река — пункт	Период наблюдений, гг.	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора, в м	Средний расход воды в м³/сек.
Акташ — 8,2 км от устья . .	1947—60	20,0		0,40
Каранкуль — 2 км от устья .	1947—60	16,7	1382	0,16
Аксаката — с. Карамазар . .	1941—59	475	1944	6,79
Паркентсай — с. Киргиз . .	1941—59	37,7		0,75
Башкызылсай — 3 км выше с. Невич	1935—59	111	1938	1,20
Сукоксай — 1 км выше с. Сукок	1935—59	11,2	1785	0,36
Алтынбельсай — 0,2 км от устья	1941—59	36,9		0,40
Заркентсай — 12 км от устья	1952—59	18,6		0,07
Итого		727,1		10,13

Река Ангрен (L=236 км[1]; F=7710 км²)

Гидрографическое описание реки. За начало р. Ангрен разными специалистами принимаются или истоки речки Акташсай, или речки Чайлисай. По существу же истоками р. Ангрен являются многочисленные небольшие речки, спускающиеся с пологих склонов Чаткальского и Кураминского хребтов. Речки эти врезаются в коренные породы, образуя скалистые ущелья, резко углубляющиеся к р. Ангрен. От истока Чайлисая и почти до с. Турк река течет одним руслом в долине, представляющей собой каньон (местами ущелье), врезанный в Ангренское плато на глубину от 250 (в истоке) до 800 м (у устья р. Яккаарчасай). Расширения долины встречаются: 1) от устья р. Яккаарчасай почти до с. Бешкол, где ширина каньона по дну достигает 300—

[1] Длина дана от истоков р. Акташсай.

400 м, 2) от устья р. Иерташ (правая) до с. Коксарай, где каньон расширяется до 300—400 м, 3) от устья р. Серкаркирлгай, начиная от которой долина постепенно к с. Турк меняет свой характер и у последнего селения приобретает ящикообразную форму. В общем от с. Сардарлы (у устья р. Куинды (левая) до с. Турк долина четкообразная. Выше устья р. Ташсай (правая) пойма совершенно отсутствует. В некоторых местах конусы выносов боковых саев создают поверхности, очень сходные с поймой, но они расположены высоко и даже в самый высокий паводок не заливаются водой. Неширокие, до 50 м, пойменные участки начинают появляться от с. Сардарлы и ниже в местах расширения каньона. Выше с. Турк течение реки бурное. От с. Турк долина реки, имеющая ящикообразную форму, резко расширяется, ширина ее по дну у с. Аблык достигает 700 м, а у г. Ахангаран — 4—5 км. Склоны долины пологие, сильно рассечены саями; от с. Аблык местами начинают появляться аллювиальные террасы. Пойма от с. Турк до с. Джартюбе развита слабо, только в районе с. Грюм появляется настоящая двухсторонняя пойма, ширина которой в среднем 400—500 м. От с. Аблык пойма расширяется до 4 км и занимает почти все доно долины. Около с. Теляу дно сужается до 1,4 км и затем расширяется снова до 4 км и так доходит до г. Ахангаран.

Поверхность поймы ровная, изрезана многочисленными сухими руслами. Прибрежная часть заболочена, но у урезов воды остается чистая полоса шириной 100—150 м; на пойме много посевов риса. Весной, в паводок, пойма заливается водой. На участке с. Турк — г. Ахангаран русло слабоизвилистое, но сильно разветвленное, однако главное русло выражено хорошо. У г. Ахангаран долина разбивается на две ветви, из которых южная (Геджигенская) более древняя по направлению является продолжением долины р. Ангрен, а северная более молодая, по которой в настоящее время протекает Ангрен. Южная ветвь представляет собой хорошо развитую долину, причем у с. Бука здесь обособляются три отдельные долины. По одной из них протекает р. Геджиген, начинающаяся из родников несколько выше с. Юкарыкарыс и пополняемая искусственно подводимой водой р. Ангрен. По другой долине течет Карасу I, начинающаяся из родников в 1,5 км выше с. Бука. Обе эти долины направляются к Сыр-Дарье. По третьей долине, огибающей Пскентский массив и направляющейся к р. Ангрен, протекает Карасу II, начинающаяся из родников у с. Алташ. Долина северной ветви, по которой в настоящее время протекает Ангрен, ниже г. Ахангаран имеет ширину 8 км, у с. Ходжакурган она суживается до 4 км, затем постепенно расширяется до первоначальных размеров и так тянется вплоть до с. Халимбек. От названного селения долина в последний раз начинает резко сужаться (до 100 м у с. Кундузяк), а затем снова расширяется.

Дно долины во многих местах и на большом протяжении четко очерчено высокими (5—10 м) обрывами. На дне долины имеется обширная пойма, вся заливаемая во время половодья, но на очень короткий срок. Русло сильно разветвленное. У Шархинского узла в течение большей части года вода р. Ангрен целиком забирается в каналы Таначибука и Ярдам. По этой причине ниже названного узла широкая пойма р. Ангрен большую часть года бывает сухой. У с. Халимбек в русло начинают выклиниваться грунтовые воды и в русле снова появляется вода. Ниже впадения канала Карасу долина реки совершенно не выражена. Только слева верхний край долины обозначается кое-где (у ст. Самарской и у с. Кушик) отдельными невысокими (до 15—20 м) возвышенностями, которые заканчиваются к пойме крутой обрывистой террасой. Приречная полоса сильно заболочена. До с. Солдатское русло умеренно извилистое и умеренно разветвленное, от с. Солдатское русло сильно извилистое, неразветвленное.

В нижнем течении р. Ангрен построено Тюябугузское водохранилище, которое начало заполняться в 1960 г. У с. Турк запроектировано крупное Туркское водохранилище.

Питание. Режим жидкого стока. Сравнительно незначительная высота водосбора р. Ангрен выше с. Турк ($H_{ср}$= 2284 м, высоты более 3500 м занимают 1,7% площади водосбора, равной выше указанного села 1435 км²) и преобладание в нем склонов южной ориентации являются причиной того, что Ангрен у с. Турк является представительницей рек снегово-дождевого питания, приближаясь к рекам снегового питания. Наибольшие расходы в среднем наблюдаются в мае, причем за этот месяц проходит почти 31% годового стока реки, а за апрель—май — 50,6%. Наоборот, сток за июль—сентябрь крайне мал и составляет 12,9% годового стока (р. Чирчик 32,1%), в августе уменьшается до 3,4% (р. Чирчик 9,7%). Средний многолетний расход у с. Турк равен 22,8 м³/сек., а средний модуль стока 15,9 л/сек. км².

Некоторые характеристики жидкого стока р. Ангрен приводятся в табл. 146.

Средние годовые расходы воды колеблются в пределах 11,6 (1957 г.) — 36,2 м³/сек. (1960 г.), их коэффициент вариации C_v=0,31. Наибольший из максимальных расходов 460 м³/сек. (8/IV 1959 г.). Следующий по величине расход был равен округленно 400 м³/сек. (11/V 1949 г.). Таким образом, расход р. Ангрен в 1959 г. следует отнести к разряду расходов редкой повторяемости. О расходе 1959 г. довольно подробно говорилось в первой части книги. 14—16/XI 1933 г. расход воды падал до 1,05 м³/сек.

Ниже створа Туркской станции располагается бо́льшая часть водосбора р. Ангрен (2576 км² против 1435 км² выше станции), этот водосбор формирует сток притоков реки, из которых наибо-

Таблица 146

Характеристика стока воды р. Ангрен у ст. Туркской

1927—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III–VI	VII–IX	X–II	δ
Средний расход в м³/сек.	16,8	54,5	83,8	50,6	20,3	9,17	5,83	6,79	6,62	5,75	5,33	7,55	22,8	—	—	—	—
Средний сток в % от годового	6,2	19,9	30,7	18,6	7,4	3,4	2,1	2,5	2,4	2,1	1,9	2,8	100	75,4	12,9	11,7	0,17

Таблица 147

Характеристика стока воды притоков р. Ангрен

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
Средние расходы в м³/сек.	25,3	60,7	49,1	24,9	11,1	5,83	4,31	4,54	5,38	5,29	6,05	10,2	17,7
Средний сток в % от годового	11,9	28,6	23,1	11,7	5,2	2,7	2,0	2,1	2,5	2,5	2,9	4,8	100

лее крупными по водоносности являются Дукант, Карабау, Низбаш, средние расходы воды которых превышают 2 м³/сек. Шесть притоков р. Ангрен имеют площадь водосбора более 100 км² каждый. Часть водосбора р. Ангрен, лежащая ниже створа Туркской станции, отличается меньшими высотами, чем часть, расположенная выше нее. Так, наибольшие средние высоты водосборов притоков р. Ангрен не превышают 2200 м, укладываясь в большинстве случаев в пределы 1800—1500 м (не считая совсем мелких саев). Уменьшение высоты этой части водосбора приводит к тому, что режим стока притоков ниже с. Турк менее удобен для ведения хлопкового хозяйства, чем режим г. Ангрен в створе Туркской станции. Действительно, режим притоков р. Ангрен ниже с. Турк характеризуется более ранней концентрацией стока по сравнению с р. Ангрен, большой изменчивостью годового стока и большей ролью дождевого питания в стоке рек, в результате чего все притоки ниже с. Турк отличаются интенсивной селевой деятельностью и по праву называются саями.

Суммарный расход воды изученных 17 притоков р. Ангрен ниже с. Турк приводится в табл. 147.

Сток воды с наиболее низкогорного пояса водосбора р. Ангрен не изучен. Однако величина его без большой погрешности может быть оценена 2—2,5 м³/сек. Следовательно, водосбор р. Ангрен образует сток в размере $22{,}8+17{,}7+(2\div2{,}25)\approx\approx43$ м³/сек.

Все притоки р. Ангрен ниже с. Турк, разбираясь на орошение и теряя воду на своих конусах выноса, на продолжительный период пересыхают, не доходя до р. Ангрен, однако они питают многочисленные карасу.

В соответствии с описанным выше строением долины р. Ангрен выклинивание грунтовых вод в ней ниже с. Турк сосредоточено в основном на трех участках:

1) на участке от с. Турк до Шархинского узла, на протяжении которого грунтовые воды, питающиеся поверхностным стоком на конусах выноса многочисленных притоков р. Ангрен, выклиниваются по периферии конусов на поверхность речных террас и в русло р. Ангрен;

2) в Геджигенской долине, где получают питание Карасу I, Карасу II и каналы Ярдам и Таначибука;

3) по Ангренской ветви. Здесь зона выклинивания расположена между селами Каракичу и Кундузяк, занимая дно долины. Ниже выклинивание происходит только по руслу р. Ангрен.

Между Шархинским узлом и приблизительно меридианом г. Пскент, где долина р. Ангрен сильно расширяется, наблюдается интенсивное погружение поверхностного стока в толщу аллювиальных отложений.

Количество дополнительных вод в бассейне, по последней сводке Средазгипроводхлопка (1962 г.), дано в табл. 148.

Таблица 148

Средний расход дополнительных вод в бассейне р. Ангрен в м³/сек.

Водоток	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
Ангрен от с. Турк до Шархинского узла	3,8	—3,8	2,5	6,9	6,8	6,0	5,5	4,5	3,8	3,3	2,8	3,8	3,8
Ангрен от начала выклинивания до Самарской станции	15	16	17,5	19,5	17,5	14	13	12,5	13	13	13	13	14,8
Родники Ахангаранского и Пскентского районов . . .	3,5	5	6	6,5	6	4,5	4	3	3	2,5	2,5	2,5	4
Карасу I и Карасу II . . .	1,0	1,3	1,6	1,0	0,5	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6
Ярдам, Таначибука и Бургулюк	5,5	5,5	5,5	5,8	6,1	6,3	5,5	4,9	4,8	4,8	5,5	5,5	5,5
Всего в бассейне р. Ангрен	28,8	24,0	33,1	39,7	36,9	31,0	28,3	25,2	24,9	23,9	24,1	25,1	28,7

Таблица 149

Расходы воды р. Ангрен близ устья и сток за отдельные сезоны

1925—1960 гг.

Средний расход в м³/сек.														Сток в % от годового		
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
43,9	94,1	106	55,5	23,7	9,43	12,1	18,9	19,4	19,5	18,5	22,4	36,9	63,0	12,3	24,7

Режим сброса р. Ангрен в Сыр-Дарью может быть освещен по материалам Самарской станции, расположенной в 16 км выше устья р. Ангрен (табл. 149).

Самарская станция дает совершенно искаженный режим р. Ангрен, так как ниже с. Турк в Ангрен поступают оставшиеся после разбора на орошение воды его притоков, а у Шархиинского узла большую часть года вся вода, как уже указывалось, забирается в каналы. Наконец, режим р. Ангрен в его нижнем течении искажается сбросом воды по каналу Карасу (левый), забирающему воду из р. Чирчик.

Расход взвешенных наносов у с. Турк, средний за 1927—1956 гг., восстановленный Средазгипроводхлопком по связи $R=f(Q)$, составил 3,80 кг/сек. Однако в 1955 г. он был равен 5,12 кг/сек., а в 1956 — 11,5 кг/сек. Эти два года резко выпадают из общего ряда.

Река Келес

($L=236$ км; $F=3310$ км^2)

Образуется слиянием рек Джузумдук и Джегирген, берущих начало на северо-западном склоне хребта Каржантау. Долина р. Келес, даже в пределах горной части бассейна, широкая, до 1,5 км, вниз по течению постепенно расширяется; склоны долины пологие. На всем протяжении долины развиты три террасы. Пойменная терраса частично затопляется в высокую воду; река сильно меандрирует. Водосбор р. Келес, имеющий выше Ромаданской гидрометеорологической станции (поселок Горный) площадь 2471 км^2, отличается совершенно незначительной высотой. Высоты до 1000 м занимают в нем 73,1%, до 1500 м — 90,9% общей площади. На долю высот 2000—2500 м приходится всего 2,0% площади водосбора при максимальной отметке 2834 м. Средняя взвешенная высота его равна 933 м. Наибольшей высотой отличается левобережная часть водосбора (хребет Каржантау), где формируется сток наиболее крупных его притоков (Уя, Каржан, Акпарак, Кокпак). Правобережные притоки в силу незначительности высот хребта Казыкурт представляют собой саи, в основном заполненные водой во время таяния снега весной и

Расходы воды р. Келес при

							Средний расход
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
9,86	17,6	12,0	3,85	1,59	1,46	1,96	2,82
13,9	16,7	9,75	2,24	0,86	0,59	2,35	5,05

прохождения селей и в остальное время имеющие весьма скудное подземное питание.

В силу благоприятных орографических условий орошение в бассейне р. Келес развито даже в пределах горной области (площадь орошаемых земель около 7500 га). Развитие ирригационной сети приводит к тому, что уже несколько выше с. Капланбек Келес в некоторые месяцы почти пересыхает. Поэтому для орошения нижележащих земель в Келес перебрасывается чирчикская вода. Питаемый черчикской водой Келес достигает Сыр-Дарьи, сбрасывая в нее расход воды, превышающий таковой при выходе из гор (табл. 150).

Незначительная высота водосбора р. Келес влечет за собой крайнюю его маловодность, несмотря на благоприятную ориентацию и доступность влажным воздушным массам и раннюю концентрацию стока. Средний модуль стока р. Келес составляет 2,32 л/сек.км², а с поправкой на разбор воды на орошение — порядка 3 л/сек. км². Таким образом, по удельной водоносности р. Келес уступает р. Чирчик в семь раз, а р. Ангрен — более чем в пять раз.

Наибольший месячный сток р. Келес приходится на апрель, минимум падает на август, когда в водосборе исчерпываются запасы снега и резко уменьшаются запасы подземных вод, разбор воды на орошение высок, а жидкие осадки почти отсутствуют. В табл. 150 приведены некоторые данные о режиме р. Келес в створе Рамаданской станции (средние за 1929—1960 гг., первая строка) и сброс ее в Сыр-Дарью (средний за 1931—1960 гг., вторая строка).

Река Арысь

(L=339 км; F=14 530 км²)

Бассейн р. Арысь расположен между хребтом Таласским Алатау и его отрогами на юге и хребтом Каратау на севере. Высота Таласского Алатау на востоке превышает 4000 м. Вершины хребта покрыты вечными снегами, а в истоках рек Джебоглысу и Аксу (левые притоки) имеются небольшие ледники. При продвижении на юго-запад высота хребта сни-

Таблица 150

выходе ее из гор и близ устья

в м³/сек.					Сток в % от годового			
XI	XII	I	II	год	III–VI	VII–IX	X–XII	δ
3,85	4,30	4,20	5,10	5,72	63,1	7,3	29,6	0,116
6,48	6,21	6,34	8,24	6,56	54,1	4,8	41,0	0,089

жается, однако отдельные вершины достигают отметок 4000 м (Сайрамский пик 4229 м). Западнее водосбора р. Сайрамсу отметки отрогов Таласского Алатау резко снижаются и не превышают 2500 м. Высота хребта Каратау в пределах бассейна практически не превышает 1800 м (наивысшая отметка 1810 м). Границы бассейна, ясно выраженные в восточной его части по хребтам Таласский Алатау и Каратау, на западе среди равнинной местности теряют свою определенность. Общая площадь бассейна составляет округленно 14 500 км², на горную его часть приходится 7170 км², или около 50%.

Река Арысь берет начало в ур. Чакпак, расположенном на седловине между Таласским Алатау и Каратау. Здесь целый ряд родников, стекающих со склонов названных хребтов, образуют верховья р. Арысь — небольшой речки, протекающей по дну широкой долины. Ее сглаженные склоны покато спускаются к реке. Ниже с. Высокое р. Арысь принимает ряд притоков, в том числе слева свой первый крупный приток Джебаглысу, а немного выше с. Балыкчи справа р. Балыктысу, превращаясь в сравнительно крупную реку. Между упомянутыми селениями долина и русло значительно развиваются. Изрезанные склоны долины, отходя друг от друга, делаются более крутыми, террасы расширяются и используются под посевы. Ширина долины доходит до 1 км и больше, широкая пойма заросла густой травой и высоким тростником. Между с. Балыкчи и г. Арысь речная сеть бассейна наиболее развита. Здесь Арысь принимает все свои наиболее крупные притоки: Боролдай (правый), Машат, Аксу и Бадам (левый). Кроме того, в долине имеются многочисленные выходы грунтовых вод, частично являющихся возвратными ирригационными водами. В связи с интенсивным выклиниванием грунтовых вод долина на этом участке изобилует заболоченными пространствами. Долина и русло реки здесь довольно хорошо развиты. Пойма, заросшая густым тростником, достигает ширины 2 км. Левый берег высокий и обрывистый, но часто сменяется низкими и пологими участками. Вначале река имеет справа, как правило, пологий берег, дальше сменяющийся обрывистыми участками. Река, сильно меандрируя по широкой долине, прижимается то к одному, то к другому склону и, подмывая их, создает беспрерывные обрывы [3].

Ниже г. Арысь (L=117 км) река не принимает ни одного притока. Склоны долины далеко отступают от реки и теряются в общем слабоволнистом рельефе равнины. Сама река в начале участка, прорезая мощные отложения лёссовидных суглинков, имеет высокие и обрывистые берега, сменяющиеся более пологими и пониженными [3].

Сток верховьев р. Арысь (выше с. Балыкчи) формируется на небольших высотах, поэтому реку надо отнести к категории

рек снегово-дождевого питания. Значительно более высокий водосбор р. Джебоглысу почти не оказывает влияния на режим р. Арысь, так как талые воды с высоких зон водосбора р. Джебоглысу, разбираясь на орошение, до р. Арысь почти не доходят. В связи с этим режим р. Арысь у с. Балыкчи характеризуется ранневесенним половодьем и низкими расходами в июле—сентябре, когда проходит всего около 12% годового стока. Уменьшению стока за этот период способствует и разбор воды на орошение из р. Арысь и ее притоков. Осенне-зимний сток (октябрь—февраль) очень высок и составляет почти 42% годового. Это объясняется возможным подтаиванием снежного покрова в течение почти всей зимы и выпадением жидких осадков. Таким образом, у р. Арысь, как и у всех рек с низко расположенными водосборами, сток за октябрь—февраль не может характеризовать подземное питание реки; последнее скорее характеризует сток за июль—август, когда снег сходит, а жидкие осадки незначительны.

Максимальных значений расходы воды достигают обычно в марте—апреле, за эти два месяца в среднем сбрасывается 31% годового стока реки. Для весенних месяцев характерны дождевые пики, накладывающиеся на снеговое половодье. Уже в мае расходы воды резко падают. Средний расход р. Арысь у с. Балыкчи составляет 4,99 м³/сек., что дает средний модуль стока 5,84 л/сек. км². Этот модуль стока сильно занижен вследствие разбора воды на орошение из р. Арысь и ее притоков.

Между селами Балыкчи и Мамаевка р. Арысь принимает все свои основные притоки, кроме р. Бадам, здесь же сосредоточена основная масса поливных земель. Водоносность резко возрастает, и у с. Мамаевка средний расход составляет 33,1 м³/сек., а средний модуль стока остается почти без изменений (5,3 л/сек. км²). Мало также изменяется и внутригодовое распределение стока; можно только отметить снижение стока за июль—сентябрь с 11,9 до 7,7% годового стока, вызванное интенсивным разбором воды на орошение (табл. 151).

Между с. Мамаевка и г. Арысь разбора воды на орошение непосредственно из самой р. Арысь нет, поэтому благодаря усиленному выклиниванию грунтовых вод и сбросу воды в р. Арысь сток реки увеличивается и у г. Арысь исчисляется 46,6 м³/сек. Ниже река не принимает притоков и не используется для целей орошения. Сток реки постепенно уменьшается, и в 18 км от устья (близ ж.-д. станции Тимур) ее средний расход составляет 42,6 м³/сек.

Внутригодовое распределение стока от с. Мамаевка до устья реки остается без существенных изменений, что можно видеть из табл. 151. Поверхностный сток с горной части

бассейна р. Арысь может быть приближенно оценен 65 м³/сек., что дает средний модуль стока 9,07 л/сек. км².

В 1959 г. по р. Арысь и многим ее притокам прошли выдающиеся дождевые паводки. Так, 9/IV у г. Арысь расход воды достиг 1120 м³/сек., тогда как следующий по величине максимальный расход равнялся всего 538 м³/сек. (23/IV 1958 г.). На р. Джебоглысу 7/IV 1959 г. зарегистрирован расход порядка 160 м³/сек., тогда как следующий по величине расход равнялся всего 16,5 м³/сек. На р. Боролдай у с. Чохай 8/IV 1959 г. прошел расход 709 м³/сек. (следующий по величине 341 м³/сек.) и т. д. Таким образом, интенсивные дожди и лив-

Расходы р. Арысь и сток

Пункт	Площадь бассейна в км²	Число лет наблюдений	Средний					
			III	IV	V	VI	VII	VIII
с. Балыкчи (колхоз им. Чапаева)	854	21	8,74	10,0	6,16	2,90	2,35	2,02
с. Мамаевка	6 300	30	70,4	75,5	38,1	16,0	10,0	6,74
г. Арысь	11 100	34	92,3	107	58,3	29,9	16,6	10,2
ст. Тимур	13 950	39	88,0	103	54,0	26,0	14,2	5,41

Характеристика стока

Река — пункт	Площадь бассейна в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Число лет наблюдений	Средний рас					
				III	IV	V	VI	VII	VIII
Джебоглысу — с. Новониколаевка	177	2550	34	1,28	2,75	4,74	5,50	4,92	3,23
Машат [1] — с. Антоновка . .	525	—	20—25	7,50	10,2	6,83	4,61	3,75	3,53
Аксу — с. Подгорное	522	2287	32	3,40	8,37	17,4	26,0	23,5	13,6
Сайрамсу — с. Блинково . .	463	2181	35	3,18	5,59	11,4	18,3	16,9	11,2
Боролдай — с. Чохай	1320	1057	34	29,7	36,8	16,1	6,16	3,13	2,15
Бадам — у устья (с. Обручево)	4300	—	29	9,98	13,9	9,51	4,76	2,99	1,20
Болдыбрек — с. Сахаровка .	189	2442	29	0,98	3,34	6,37	8,03	6,92	4,19

[1] Приведены суммарные расходы Узунмашат и Культемашат.

ни 6—8/IV 1959 г. охватили не только бассейны рек Ангрен и Чирчик, но и бассейн р. Арысь, за исключением верхнего ее течения, где максимумы не были выдающимися.

Притоки р. Арысь. Наиболее водоносными притоками р. Арысь являются реки Джебоглысу, Машат, Аксу, Боролдай, Бадам с притоком Сайрамсу и Болдыбрек. Перечисленные реки могут быть разбиты на две группы. К первой относятся реки, в питании которых довольно значительная роль принадлежит высокогорным снегам, в силу чего сток за июль—сентябрь у них сравнительно высок и составляет от 70 до 90% стока за март—июнь, наивысших значений расходы

Таблица 151

за отдельные сезоны

расход в м³/сек.							Сток в % от годового			Cv
IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II	
2,77	4,34	4,97	5,06	4,93	5,64	4,99	46,4	11,9	41,7	0,26
13,8	23,7	27,9	33,6	35,0	46,4	33,1	50,3	7,7	42,0	0,15
19,8	31,6	39,5	45,4	48,7	60,3	46,6	51,3	8,3	40,4	0,16
13,5	26,5	35,0	41,7	48,2	56,0	42,6	53,0	6,5	40,5	0,12

Таблица 152

воды притоков р. Арысь

ход в м³/сек.							Cv	Сток в % от годового			Забор воды выше створа в м³/сек.	Средний за год расход с учетом водозабора в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²
IX	X	XI	XII	I	II	год		III—VI	VII—IX	X—II			
1,89	1,34	1,18	1,01	0,89	0,88	2,47	48,2	33,9	17,9	0,70	нет	2,47	14,0
3,97	4,57	4,91	5,05	5,23	5,72	5,49	44,1	17,1	38,8	0,39	0,47	5,96	11,4
7,57	4,87	4,07	3,36	3,01	2,91	9,86	46,7	37,8	15,5	0,81	0,15	10,01	19,1
6,46	4,49	3,89	3,50	3,13	2,98	7,58	42,2	38,0	19,8	0,90	0,09	7,67	16,6
2,10	2,53	3,45	5,57	6,13	12,0	10,5	67,8	6,4	25,8	0,095	нет	10,5	7,95
1,55	3,10	5,40	6,45	7,01	7,98	6,15	51,7	7,8	40,5	0,15	?	6,15	1,43
2,29	1,51	1,24	1,00	0,83	0,79	3,12	50,0	35,7	14,3	0,71	0,02	3,14	16,6

воды достигают в июне, а наинизшие наблюдаются зимой. Ко второй группе относятся реки с низко расположенными водосборами, основное питание которых осуществляется за счет сезонных снегов, причем существенное значение (до $^1/_3$ годового стока) приобретают жидкие осадки, создающие дождевые пики на фоне снегового половодья. Для них характерны ранневесенние половодья (март—апрель) и минимальные расходы летом. Сток за октябрь—февраль и март—июнь у них высок. В общем режим этих рек близок к режиму р. Арысь.

К первой группе относятся реки Джебоглысу, Аксу, Сайрамсу и Болдыбрек, питающиеся на северных склонах Таласского Алатау и его отрогов, отличающихся значительной высотой. Представительницами второй группы являются реки Боролдай и Бадам, первая из которых питается на склонах хребта Каратау, а вторая — на пониженных отрогах Таласского Алатау (табл. 152).

Река Джебоглысу ($L=36$ км; $F=194$ км^2) впадает в р. Арысь выше с. Ванновка. Отметки водосбора местами превышают 4000 м и выдаются за снеговую линию, которая здесь расположена на высоте около 3300 м. В истоках реки имеются небольшие леднички. Разбор воды на орошение начинается ниже гидрометеорологической станции, и таким образом ее данные отражают естественный режим реки.

Река Машат ($L=17$ км) имеет площадь бассейна 579 км^2, из них 434 км^2 приходится на бассейн левой составляющей р. Узунмашат, 91 км^2 — на бассейн правой составляющей р. Кельтемашат и остальные 54 км^2 — на долю самой р. Машат. Наивысшая отметка водосбора 2987 м.

Река Узунмашат берет начало под названием Ирсу на высоте около 2500 м. Первые 10 км протекает в горах, выйдя из которых, разбирается на орошение и пересыхает. Только в теплые зимы и большие половодья Ирсу составляет одно целое с р. Узунмашат. Ниже с. Раевское река начинает углубляться, прорезая лёссовидные суглинки и рыхлые конгломераты. На 18 и 19-м км от истока река принимает слева два родника, из которых Котурбулак является основным источником питания реки в среднем течении. На 25-м км V-образная долина переходит в каньон глубиной до 150—200 м с отвесными, сложенными конгломератом склонами. На 45-м км от истока после впадения справа р. Даубаба каньон несколько расширяется, достигая в нижнем течении реки 100—150 м [3]. Средний расход воды р. Узунмашат близ устья (у с. Антоновка) равен 2,66 м^3/сек.

Истоком р. Кельтемашат считается часто пересыхающий родник Джусалысу, расположенный на высоте 900 м. Основную массу воды дает родник Кельтемашат, расположенный на высоте 856 м. Большая часть воды в месте слияния родни-

ков разбирается на орошение. В противоположность Узунмашату р. Кельтемашат имеет широкую долину, густо поросшую тростником и тальником, в особенности в местах интенсивного выклинивания грунтовых вод. Длина реки 10 км, средний расход воды близ устья равняется 2,83 м³/сек.

После слияния рек Узунмашат и Кельтемашат долина р. Машат постепенно расширяется, но в начале остается еще глубокой; поливные земли теснятся в приречной полосе. Длина реки 75 км, считая от истока р. Узунмашат. Гидрометеорологические станции в бассейне р. Машат учитывают только остатки воды после разбора на орошение. Следует подчеркнуть очень высокое участие родниковых вод в питании р. Машат и ее составляющих. Согласно отрывочным данным, средний расход воды р. Машат близ устья равен 6,6 м³/сек.

Река Аксу (L=122 км; F=821 км²). В водосборе Аксу вершины хребтов превышают 4000 м, здесь наиболее развито оледенение. Истоки реки, представляющие собой ряд горных ручьев, расположены на высоте около 4000 м. Долина в пределах гор узкая. В среднем течении долина представляет собой каньон глубиной до 40 м и более с конгломератовыми отвесными стенами. В 7 км ниже с. Подгорного долина расширяется до 700 м, лёссовые и конгломератовые обрывы отступают от русла, река становится доступной для орошения; в долине изобилие родников. Ниже с. Белые Воды, где река протекает в широкой долине, во вторую половину лета Аксу нередко пересыхает. Появление воды в русле ниже по течению обеспечивается обильными родниковыми водами р. Атаната (левая).

В 15 км ниже с. Белые Воды берега опять становятся высокими, что затрудняет вывод каналов из реки. В приустьевой части течения, где берега ее снова делаются доступными, река используется на орошение [3].

Выше станции Подгорненской из реки забирают воду только два небольших канала со средним годовым расходом 0,15 м³/сек. Таким образом, приведенные в табл. 152 данные характеризуют режим реки, почти не измененный разбором воды на орошение. Реки Джебоглысу, Аксу и Боролдай (выше с. Чохай) являются единственными реками в бассейне р. Арысь, режим которых изучен в естественном состоянии. С учетом разбора воды на орошение средний модуль стока р. Аксу у с. Подгорного равен 19,1 л/сек. км².

Река Боролдай (L=59 км; F=1800 км²). Наивысшая точка водосбора имеет отметку 1810 м. Исток р. Боролдай — р. Улькунборолдай — имеет длину 70 км и площадь бассейна 420 км². Она протекает в узкой долине, в скалистых, часто отвесных берегах до 200 м высотой. Лишь изредка встречаются расширения долины. Река Кичикборолдай имеет длину 84 км и пло-

щадь бассейна 900 км². Долина реки отличается широким плоским дном и крутыми и среднекрутыми склонами, хорошо разработана. Ниже устья р. Кичикборолдай долина Боролдая расширяется до 1 км, ближе к устью достигает 4 км. Длина р. Боролдай, считая от истока р. Улькуборолдай, 126 км. Режим реки ниже с. Чохай изменен разбором воды на орошение.

Река Сайрамсу ($L=72$ км; $F=1060$ км²) является правым притоком р. Бадам, впадающим в нее на 76-м км от устья последней. Самая высокая точка — Сайрамский пик, имеющий высоту около 4000 м. На 36-м км от истока справа в Сайрамсу впадает самый крупный приток р. Балдыбрек. Ее воды в летний период целиком разбираются на орошение и в Сайрамсу попадают только во время снегового паводка. Разбор воды на орошение выше станции Блинково ориентировочно составляет 0,09 м³/сек. С учетом разбора воды на орошение средний модуль стока водосбора р. Сайрамсу выше названной станции равен 16,6 л/сек. км².

Река Бадам ($L=137$ км; $F=4460$ км²). Наивысшие отметки в водосборе собственно р. Бадам достигают 3000 м. Первые 25 км река протекает в горах в узкой долине. Вода разбирается на орошение почти на всем протяжении реки, кроме верховьев.

Реки юго-западного склона хребта Каратау

С юго-западного склона хребта Каратау по направлению к Сыр-Дарье стекает значительное число речек, до нее не доходящих. Питание их прежде всего определяется высотой хребта Каратау, наивысшая отметка которого равна 2176 м, а на значительном протяжении его гребень оказывается ниже 1000 м. Поэтому основным источником питания этих рек являются сезонные снега, интенсивное таяние которых вследствие незначительной высоты хребта начинается рано — часто уже в феврале, причем подтаивание его, в особенности в теплые зимы, возможно в течение всего холодного периода года, поэтому сток октября—февраля высокий. Сравнительно значительная роль в питании рассматриваемых рек принадлежит также жидким осадкам, что обусловливает во время интенсивных ливней прохождение селей, а в период обложных дождей — дождевые пики. В связи с быстрым сходом снега и малым количеством осадков уже в июне реки переходят на скудное подземное питание, а некоторые — даже в мае. Ранний и быстрый сход снега, совпадающий с максимумом осадков, обусловливает раннее прохождение по рекам паводков. За февраль—апрель они сбрасывают от 49 до 67% годового стока (чаще более 60%), а максимальные расходы наблюдаются обычно в марте, сдвигаясь

на некоторых реках на апрель и даже на февраль. Очень благоприятная ориентация хребта Каратау по отношению к влажным воздушным массам и доступность им водосборов рек, стекающих с хребта, обусловливают исключительно высокую удельную водоносность водосборов, если учесть ничтожную их высоту. Для более детальной характеристики режима приведены данные о стоке рек, средний годовой расход которых превышает 1,0 м³/сек. (табл. 153).

Водосборная площадь всех рек юго-западного склона хребта Каратау составляет округленно 5500 км², а общий поверхностный сток приближенно равен 25 м³/сек. Таким образом, средняя удельная водоносность юго-западного склона хребта Каратау составляет около 4,6 л/сек. км².

Глава VI

БАССЕЙН РЕК ТАЛАС, ЧУ И ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА

К северу от бассейна Сыр-Дарьи располагается бассейн рек Талас, Чу и озера Иссык-Куль. Как уже указывалось в главе I, этот бассейн с точки зрения поверхностного стока делится на три, а строго говоря, даже на четыре самостоятельных бассейна: р. Талас, маловодной р. Асса, р. Чу и озера Иссык-Куль. Однако перечисленные бассейны в какой-то степени связаны между собой подземным стоком, когда-то были соединены друг с другом поверхностным стоком и легко могут быть объединены снова. Так, еще совсем недавно (около 60 лет назад) р. Чу сообщалась в высокие половодья с озером Иссык-Куль, в отдаленные времена р. Талас впадала в р. Чу, а р. Асса — в р. Талас. Это позволило объединить их в одну сравнительно крупную гидрографическую единицу.

Водосборная площадь рассматриваемого бассейна занимает площадь округленно 50 000 км². Таким образом, по размерам водосбора бассейн рек Талас, Чу и озера Иссык-Куль значительно уступает бассейнам рек Аму-Дарья и Сыр-Дарья (в 4,5 и 3,0 раза). Наиболее крупным по водосборной площади является бассейн р. Чу, на долю которого приходится половина всего водосбора. Почти одинаковы по размерам водосборы р. Талас с р. Асса и озера Иссык-Куль, из которых первый располагается на западе рассматриваемого бассейна, а второй — на востоке. На юге водораздел, отделяющий бассейн рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль от бассейнов рек Тарим и Сыр-Дарья, проходит по хребтам Терскей-Алатау и его отрогам, Киргизскому,

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний				
				III	IV	V	VI	VII
Балабугунь — Китаевка . . .	120	1038	1929—36, 1943—45, 1948—50, 1952—60	3,33	4,14	2,44	1,34	0,66
Каттабугунь — Леонтьевка (выше р. Алмалы)	268	987	1931—42, 1944—60	9,57	11,3	4,61	1,61	0,80
Чаян — ур. Майбулак . . .	214	—	1948—60	8,33	9,55	3,73	1,21	0,51
Арыстанды — у выхода из гор	392	712	1936—37, 1939—41, 1947—50, 1952—60	2,08	2,15	1,23	0,66	0,41
Кантаг — Карачик	334	912	1930—34, 1936—45, 1947—50, 1952—60	6,23	7,41	2,88	0,65	0,18
Карачик — с. Шимкурган . .	—	—	1928—30, 1930—58	5,97	7,75	3,71	2,15	1,52
Баялдыр — с. Султанбексай	191	1207	1929—31, 1937—43, 1949—50, 1952—60	4,98	6,70	3,80	1,10	0,67
Икансу — у выхода из гор	143	930	1927—31, 1935—43, 1947—60	2,58	2,51	1,41	0,82	0,57
Янги-Курган — Бабайкурган	196	963	1929—31, 1934—41, 1945—60	3,13	3,94	1,41	0,66	0,45
Актюбе — у выхода из гор . .	—	—	1946—47, 1949—60	3,44	4,25	1,51	0,82	0,49
Майдантал (Уш-Озен) — у выхода из гор	263	707	1930—34, 1936—60	2,95	2,46	1,07	0,58	0,48

Таблица 153

юго-западного склона хребта Каратау

ний расход в м³/сек.								Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового			C_v
VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год		III–VI	VII–IX	X–II	
0,48	0,50	0,55	0,59	0,68	1,11	1,51	1,45	12,1	64,9	9,5	25,6	0,15
0,52	0,48	0,51	0,79	1,67	1,96	4,35	3,18	11,9	71,0	4,7	24,3	0,066
0,38	0,39	0,48	0,90	1,42	1,96	3,32	2,68		70,9	4,0	25,1	0,056
0,48	0,53	0,68	0,74	0,81	1,40	1,26	1,04	2,65	49,3	11,4	39,3	0,23
0,11	0,090	0,068	0,087	0,32	0,79	1,90	1,72	5,15	83,5	1,8	14,7	0,022
1,48	1,33	1,38	1,44	1,46	1,57	3,24	2,75		59,4	13,1	27,5	0,22
0,29	0,22	0,21	0,14	0,12	0,48	1,54	1,68	8,90	81,9	5,8	12,3	0,071
0,47	0,43	0,48	0,44	0,58	0,96	1,58	1,07	7,48	57,0	11,5	31,5	0,20
0,37	0,36	0,46	0,42	0,57	0,98	1,77	1,21	6,18	63,0	8,1	28,9	0,13
0,43	0,41	0,52	0,49	0,66	1,08	1,53	1,30		64,2	8,5	27,3	0,13
0,45	0,42	0,41	0,39	0,60	1,04	1,90	1,06	4,03	55,4	10,6	34,0	0,19

Таласскому Алатау и Каратау. На севере от бассейна озера Балхаш он отделен хребтами Кунгей-Алатау, Заилийским Алатау и Чу-Илийскими горами. На западе бассейн сливается с равнинными пространствами, где водораздельная линия выражена слабо или совсем отсутствует. Перечисленные хребты, за исключением Каратау и Чу-Илийских гор, отличаются значительной высотой (выше 4000 м), поэтому большинство крупных рек являются реками ледниково-снегового питания.

В климатическом отношении рассматриваемый бассейн отличается некоторыми особенностями. Действительно, если в равнинных областях описанных выше бассейнов количество зимних осадков уступало только весенним, причем за зимне-весенний сезон, как правило, выпадало от 70 до 90% годового количества осадков, то в равнинной области бассейна рек Чу и Талас[1] зимние осадки понижены, а летние повышены. В результате самыми сухими сезонами года в одинаковой степени становятся зима и лето. В бассейнах, описанных в главах II—V, самым сухим сезоном года было лето, за которое выпадало не более 15% годового количества осадков (и то только в северо-западной части бассейна Сыр-Дарьи), а в бассейне Аму-Дарьи — даже редко более 7%; в бассейне рек Чу и Талас максимальное количество осадков выпадает весной; осадки зимнего и летнего сезонов почти одинаковы и обычно составляют 15—20% годовой суммы. В равнинной области бассейна встречаются пункты, где самым сухим сезоном года является лето (например, Джамбул, Александровка). Однако они являются скорее исключениями на общем фоне. На равнинах южной части бассейна озера Балхаш, как правило, летние осадки выше зимних, и, следовательно, самым сухим сезоном года является зима. Таким образом, бассейн рек Чу и Талас является как бы переходным между бассейнами, расположенными к югу и северу от него.

Итак, во всей равнинной области Средней Азии максимум осадков наблюдается весной, когда выпадает 40—50% годовой суммы (за исключением бассейна озера Балхаш, где весной может выпадать менее 30% осадков). Что же касается минимума осадков, то к югу от бассейна рек Чу и Талас самым сухим сезоном года является лето, а к северу — зима.

В горной области бассейна рек Чу и Талас на периферийных хребтах летние осадки превышают зимние, которые составляют около 10% годовой суммы, в то время как за лето может выпадать до 30% годовой суммы осадков и более. Во внутренних частях гор, так же как и в бассейнах Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, наблюдается значительное преобладание летних осадков (до 50% годовой суммы и более), весенние же осадки занимают второе место. В частности, такое распределение осадков наблю-

[1] Бассейн оз. Иссык-Куль, по существу, лишен равнинной части.

дается в верховьях р. Чу и на всей территории бассейна озера Иссык-Куль, представляющем собой межгорную котловину, со всех сторон окруженную высокими хребтами. Причины описанного выше внутригодового распределения осадков были изложены в главе I первой части, несколько слов о них будет сказано и ниже.

Преобладание летних осадков, в особенности ярко проявляющееся в бассейне озера Иссык-Куль, а также незначительность выпадающих за один снегопад твердых осадков [1] приводит к тому, что роль снежников в питании рек рассматриваемого бассейна становится значительно меньше по сравнению с бассейнами Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи. Еще меньше участие снежников в питании рек южной части бассейна озера Балхаш. Малой роли снежников в питании рек, рассмотренных в главах VI и VII, способствует и сравнительно богатая древесная растительность, препятствующая в известной мере сходу лавин и тем самым питанию снежников. Одновременно со снижением снежникового питания в рассматриваемом бассейне и тем более в южной части бассейна озера Балхаш происходит некоторое уменьшение снегового питания и увеличение дождевого, как об этом было сказано в главе II первой части.

Из 50 000 км² водосборной площади рассматриваемого бассейна на долю бассейна Чу приходится почти 25 000 км². Сток с этой площади составляет не менее 130 м³/сек., что дает средний модуль стока 5,2 л/сек. км². Водосборная площадь бассейна рек Талас и Асса занимает несколько больше 12 500 км², включая и весь северо-восточный склон хребта Каратау. Сток с этой площади приближенно может быть оценен в 60 м³/сек., или 4,8 л/сек. км². На долю водосборной части бассейна озера Иссык-Куль приходится немногим менее 12 700 км². Поверхностный сток с этой площади равен приблизительно 120 м³/сек., что дает средний модуль стока в размере 9,5 л/сек. км². Таким образом, по удельной водоносности бассейн озера Иссык-Куль значительно превосходит водосборы рек Чу и Талас. Возможно, что бóльшая часть влаги, испарившейся с поверхности озера, вновь выпадает в пределах его бассейна, увеличивая водоносность рек восточной части бассейна.

Общий средний модуль стока бассейна рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль равен 6,2 л/сек. км², т. е. на 23% ниже среднего модуля стока водосбора Сыр-Дарьи и почти в 1,8 раза ниже модуля стока водосбора Аму-Дарьи. Причины меньшей удельной водоносности рассматриваемого бассейна заключаются в особенностях синоптических процессов (см. главу I первой части),

[1] Например, число дней с осадками $\geqslant 5$ мм в декабре—феврале даже в нижних зонах водосбора Малой Алмаатинки не превышает шесть, а на высотах около 3000 м — три. Значит, объем лавин и, следовательно, снежников в складках склонов и долинах небольшой [7].

в преобладании летних осадков на большей части водосбора и т. д. По интенсивности смыва бассейн рек Чу, Талас и озера Иссык-Куль также уступает бассейнам Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Достаточно указать, что смыв в верховьях р. Чу составляет 30,9 т/км², а в верховьях р. Талас — всего 7,62 т/км² за год. Смыв с северного склона Киргизского хребта, по-видимому, не превышает 100 т/км², в подавляющем же большинстве случаев исчисляется десятками тонн, а смыв с поверхности водосборов рек озера Иссык-Куль не превышает нескольких десятков тонн, а часто даже тонн с 1 км² за год.

Реки Талас и Асса

Общая характеристика бассейна и гидрографическое описание рек. Бассейн рек Талас и Асса ограничен на севере Киргизским хребтом, на юге Таласским Алатау, соединяющимся на востоке с Киргизским, и хребтом Каратау.

Из перечисленных хребтов наибольшей высотой отличается Таласский Алатау и его отроги, отдельные вершины которых на всем протяжении хребта в пределах рассматриваемого бассейна выдаются за 4000 м, но нигде не превышают 4500 м. Перевалы через Таласский Алатау обычно лежат на высотах более 3500 м, а иногда — более 3700 м. Особенно высок хребет на востоке, на участке, где он отделяет рассматриваемый бассейн от бассейна р. Чирчик.

Киргизский хребет только на востоке (в верховьях р. Каракол) в отдельных точках превышает 4000 м (наивысшая отметка 4195 м), к западу, до 72° в. д., его отметки не превышают 3600—3800 м, а западнее указанного меридиана он быстро снижается до отметок 2000—1000 м.

Высота гор, входящих в систему хребта Каратау, незначительна, лишь отдельные вершины их приближаются к высотам 1500 м, в очень редких случаях превышая 1500 м.

Наиболее водоносная и протяженная река бассейна — Талас — образуется слиянием рек Каракол и Учкошой. Первая из них берет начало в месте соединения Киргизского хребта с Таласским Алатау.

Истоком р. Каракол является слияние рек Уччат и Колтюр. Уччат собирает свои воды из множества ручьев, питающихся отчасти вечными снегами и незначительными по размерам висячими ледниками, которых Л. К. Давыдов насчитал четыре [2]. Колтюр берет начало в вечных снегах Киргизского хребта и собирает воды многочисленных потоков в небольшое озеро, лежащее на высоте 3309 м. Правые притоки р. Каракол незначительны; из левых притоков можно отметить р. Курумды, берущую начало из висячего ледника на высоте 3750 м.

Река Учкошой образуется слиянием рек Чонкошой и Ортако-

шой, из которых первая более значительна. Чонкошой берет начало на западном склоне Таласского Алатау из двух небольших висячих ледников, концы которых расположены на высотах 3300 и 3650 м [2]. Ортакошой берет начало на высоте 3400 м. Все основные притоки Учкошой принимает с левой стороны. По свидетельству Давыдова, в верховьях этих рек поражает обилие подземных вод. Они часто выходят на поверхность и нередко даже на значительной высоте образуют топкие болота. Водами рек Каракол и Учкошой орошается около 10 000 га земель.

От слияния рек Каракол и Учкошой (с. Буденный) до с. Кировское Талас протекает по довольно широкой (до 15 км) межгорной долине, на протяжении которой он принимает все свои притоки. Наиболее крупными из них являются Колба, Бешташ, Урмарал, Кумыштаг, Карабура (левые), Кенкол и Нельды (правые). Помимо перечисленных притоков, в пределах межгорной котловины по направлению к р. Талас текут многочисленные мелкие родниковые притоки (карасу). Все перечисленные реки, в том числе и карасу, разбираются на орошение и до р. Талас своих вод либо не доносят (р. Нельды), либо сбрасывают эпизодически в незначительных количествах воду, оставшуюся после разбора на орошение. Исключением является только р. Урмарал, которая в течение большей части года сбрасывает до 40% своего стока при выходе из гор.

В пределах межгорной котловины русло р. Талас дробится на протоки, образуя острова. На западе межгорная котловина замыкается отрогами Киргизского хребта — горами Ичкелетау и Актау, прорезая которые, река образует Кировское (бывшее Александровское) ущелье. Вырвавшись из ущелья, р. Талас течет к северу до оконечности Киргизского хребта, беспрестанно разделяясь на протоки и образуя острова. От оконечности Киргизского хребта Талас течет на северо-запад к г. Джамбулу, где окончательно выходит на равнинные пространства, с которыми сливается долина реки, теряя ясно выраженные границы. Севернее г. Джамбула сосредоточен основной земельный фонд долины р. Талас, поэтому здесь речная вода интенсивно разбирается на орошение. Сеть каналов особенно густая на ирригационном веере у г. Джамбула. Разбираясь на орошение и теряя воду на инфильтрацию и испарение, р. Талас постепенно уменьшает свою водоносность и теряется в равнинных пространствах, далеко не доходя до р. Чу, притоком которой она являлась раньше[1].

Река Асса, по водоносности значительно уступающая р. Талас, начинается в горах Каратау под названием Терс. Терс на значительном протяжении течет на восток. Приняв свой

[1] Сухое русло р. Талас вплоть до р. Чу было прослежено, например, Д. И. Яковлевым [8].

единственный приток р. Кюркюресу, формирующую сток на северном склоне Таласского Алатау, река получает название Асса и меняет направление течения на северное. Пройдя в непосредственной близости от ирригационного веера р. Талас у г. Джамбула, Асса меняет направление на западное и впадает в крупное (по площади) озеро Бийликоль, выйдя из которого течет в северном направлении, питая по пути несколько более мелких озер, и теряется, не доходя до р. Талас. С северо-восточного склона хребта Каратау по направлению к рекам Асса и Талас стекает ряд небольших и маловодных речек, разбираемых на орошение и не доносящих стока до своих главных рек. Из них можно упомянуть реки Коктал, Бугунь и Ушбас. В водных ресурсах рассматриваемого бассейна их сток играет совершенно незначительную роль.

Общая площадь горной области бассейна рек Талас и Асса составляет округленно 12 500 км². Поверхностный сток с этой площади равен 60 м³/сек. Таким образом, средний модуль стока получается равным 4,8 л/сек. км².

Питание. Режим жидкого стока. Из двух составляющих р. Талас Каракол отличается большей высотой водосбора. Средняя взвешенная высота бассейна р. Каракол равна 2740 м, в то время как средняя высота бассейна р. Учкошой составляет 2650 м, т. е. на 90 м ниже. Отсюда несколько бóльшая роль в питании первой высокогорных снегов и более поздняя концентрация стока ($\delta = 1{,}16$ и $1{,}12$).

По площади бассейна р. Каракол несколько уступает р. Учкошой (соответственно 1236 и 1284 км²), по абсолютной и удельной водоносности она также уступает р. Учкошой. Так, средний расход р. Каракол равен 7,79 м³/сек., а средний модуль стока 6,31 л/сек. км²; средний расход р. Учкошой 9,49 м³/сек., средний модуль стока 7,38 л/сек. км². Меньшая удельная водоносность водосбора р. Каракол объясняется, вероятно, большим внедрением его верховьев в глубь горной системы Таласский Алатау — Киргизский хребет на том участке, где последний имеет наибольшую высоту. По изменчивости годового стока обе реки аналогичны (у р. Каракол $C_v = 0{,}23$, а у р. Учкошой $C_v = 0{,}22$).

В непосредственной близости от слияния рек Каракол и Учкошой (с. Буденный; $F = 2520$ км²; $H_{ср} = 2720$ м) р. Талас является представительницей рек ледниково-снегового питания. Максимум стока у нее наблюдается в июне — июле, а минимум в марте (табл. 154). Средний расход воды за 1929—1960 гг. равен 15,7 м³/сек., а средний модуль стока — 6,23 л/сек. км². Средние годовые расходы воды колеблются в пределах 24,0 (1934 г.) — 10,2 м³/сек. (1944 г.); их коэффициент вариации $C_v = 0{,}20$.

В отдельные годы внутригодовое распределение стока существенно отличается от среднего (см. табл. 154). Так, например,

Таблица 154

Характеристика стока воды р. Талас у с. Буденный

1929—1960 гг.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III—VI	VII—IX	X—II	δ
Расход воды в м³/сек.																	
средний	6,05	7,39	19,5	36,3	37,5	25,0	14,7	11,0	9,79	7,99	7,02	6,60	15,7				
наибольший . . .	8,89	14,2	36,5	66,8	56,7	51,1	29,6	18,7	14,8	12,2	8,90	8,89	24,0				
наименьший . . .	3,69	2,25	7,77	11,9	20,4	16,5	8,88	6,59	6,41	4,76	5,08	4,37	10,2				
Средний сток в % от годового	3,2	3,9	10,3	19,3	19,9	13,2	7,8	5,8	5,2	4,2	3,7	3,5	100	36,7	40,9	22,4	1,11

Таблица 155

Средние расходы воды и сток за отдельные сезоны р. Талас

Станция	Период наблюдений, гг.	Расход в м³/сек.													Сток в % от годового		
		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
Кировская . . .	1924—60	18,4	19,5	31,8	54,8	64,7	49,1	30,6	26,8	28,0	26,1	23,8	22,6	33,3	31,2	36,2	31,9
Черный Камень .	1926—60	22,1	19,1	22,6	39,6	46,0	36,0	21,5	22,9	28,1	27,8	25,0	23,5	27,7	30,9	31,0	38,1
Шаповаловская .	1927—42	(16,8)	9,32	4,93	12,4	12,5	8,87	5,52	6,56	(15,5)	(20,4)	(23,0)	(18,6)	12,9	28,1	17,4	54,5
Жиембет	1929—36, 1938—41, 1948—60	26,3	16,9	8,39	11,9	15,5	11,1	4,21	11,7	23,6	26,3	28,4	27,7	17,7	30,0	14,5	55,5
Ушаральская . .	1931—41, 1948—60	21,6	14,3	5,68	7,42	9,45	8,10	3,56	5,02	12,4	15,0	16,2	19,4	11,5	35,5	15,3	49,2

в 1931-32 г., по водоносности равном 111% среднего за весь период наблюдений, отношение стока за июль — сентябрь к стоку за март — июнь равнялось 1,77, а в 1941-42 г., на 16% превышавшем средний, $\delta = 0{,}68$.

Наибольший из максимальных расходов наблюдался 14/VI 1934 г. и был равен 153 м³/сек., наименьший средний месячный расход составлял 2,25 м³/сек. (апрель 1940 г.); 16/IV 1940 г. расход был равен 0,94 м³/сек.

Описанный выше режим р. Талас по мере продвижения вниз по реке претерпевает существенные изменения (табл. 155), обусловленные в основном разбором воды на орошение, сбросом в реку вод притоков (на участке с. Буденный — с. Кировское) и карасу, а также поступлениями в русло подземных вод.

Наиболее благоприятным для образования русловых и родниковых вод является участок между селами Буденный и Кировское, где Талас, протекая по наиболее пониженным точкам межгорной котловины, является естественной дреной для окружающей территории. Здесь же сосредоточена основная масса родников бассейна, главным образом по левому берегу, на котором расположены наиболее водоносные притоки р. Талас. Последние, выйдя из гор в межгорную котловину, теряют на инфильтрацию значительную часть своего стока, который выклинивается затем по периферии конусов выноса и в межконусных пространствах.

Все карасу левого берега группируются в 12 систем. Вода карасу часто используется на орошение, а остаток стока сбрасывается в Талас. Поступление подземных вод в русло р. Талас в пределах межгорной котловины (протяжением около 90 км), по определению Средазгипроводхлопка (инж. А. В. Бостанджогло), составляет 6,8 м³/сек. С августа по апрель средние месячные расходы русловых поступлений грунтовых вод равны приблизительно 7 м³/сек., а с мая по июль — около 6 м³/сек. В результате поступлений в русло подземных вод и сбросов воды притоков и карасу, сток р. Талас при выходе из межгорной котловины (с. Кировское) более чем вдвое превышает сток при слиянии рек Каракол и Учкошой (см. табл. 154 и 155), несмотря на разбор воды на орошение.

Особенно резко увеличивается сток невегетационного периода, когда разбор воды на орошение наименьший, а поступления в русло наибольшие. Общие очертания гидрографа р. Талас при выходе его из межгорной котловины остаются аналогичными очертанию гидрографа при слиянии его составляющих (рис. 157). По выходе из ущелья река образует конус выноса, на котором ее сток интенсивно разбирается на орошение и происходит инфильтрация в почво-грунты. В результате в створе станции Черный Камень, расположенной ниже на 26 км, расходы воды в течение большей части года, за исключением ноября—марта, ниже,

чем при выходе реки из Кировского ущелья. Наиболее резко сток воды снижается в период интенсивного разбора ее на орошение (май — сентябрь). Потери в русле на этом участке сравнительно невелики и составляют в среднем порядка 0,7 м³/сек., причем потери воды в сентябре — апреле отсутствуют, а в мае — августе равны 2 м³/сек.

На следующем участке, между станциями Черный Камень и Шаповаловская, протяжением 46 км снова наблюдается доминирование притока грунтовых вод над потерями в русле. Средний расход поступающих грунтовых вод в русло р. Талас на этом

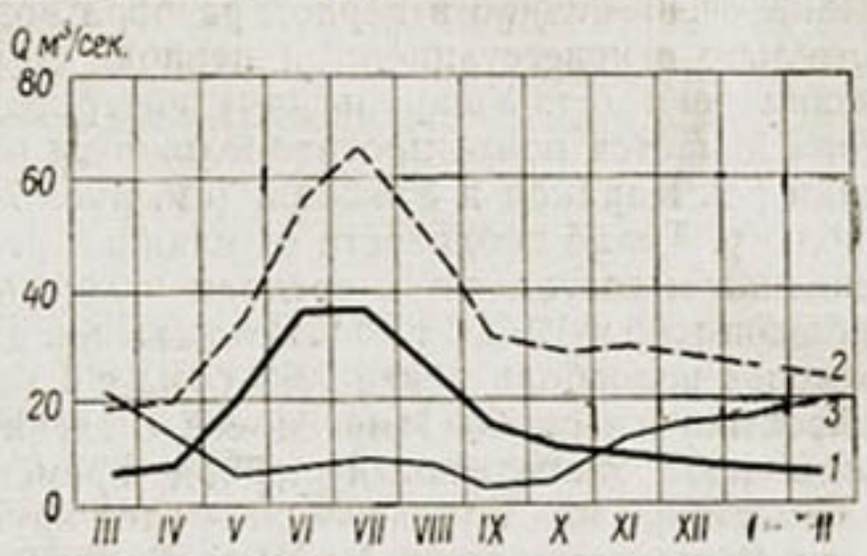


Рис. 157. Ход средних месячных расходов воды р. Талас.

1 — с. Буденный, *2* — с. Кировское, *3* — с. Ушарал.

участке определен Средазгипроводхлопком в размере 1,1 м³/сек. На этом же участке по периферии конуса выноса сосредоточена вторая группа родников, меньшая как по количеству, так и по дебиту, чем родниковые системы межгорной котловины. Тем не менее вследствие разбора воды на орошение расходы на этом участке резко уменьшаются. Обращает на себя внимание относительное увеличение стока за октябрь—февраль, вызванное поступлением грунтовых вод.

На участке между станциями Шаповаловская и Жиембет (длиной 120 км) также преобладает поступление грунтовых вод в русло. Средний годовой расход этих поступлений оценивается 2,8 м³/сек. Поступление грунтовых вод в русло обусловливает увеличение расходов воды на этом участке.

На участке между станциями Жиембет и Ушаральской преобладают потери воды в русле, незначительные в вегетационный период и более значительные в невегетационный, когда расходы воды больше. Количественно потери в русле р. Талас на этом участке не могут быть оценены. При рассмотрении величин, приведенных в табл. 155, необходимо учитывать различный период наблюдений на отдельных станциях.

Общее поступление грунтовых вод в русло р. Талас от истока до ст. Жиембет за вычетом потерь на участке Кировское — Черный Камень в среднем равно 10 м³/сек. Суммарный дебит карасу бассейна, по определению Средазгипроводхлопка, равен 8,5 м³/сек. Следовательно, общие дополнительные водные ресурсы бассейна р. Талас составляют средний расход 18,5 м³/сек.

По выходе р. Талас из межгорной котловины в связи с прекращением поступления воды притоков, уменьшением поступлений в русло реки грунтовых вод и интенсивным разбором воды на орошение происходит уменьшение стока вниз по реке. Это уменьшение стока очень велико в период разбора воды на орошение и значительно в невегетационный период. В результате в нижнем течении реки (ст. Ушаральская) внутригодовое распределение стока делается почти противоположным распределению при слиянии рек Каракол и Учкошой (см. рис. 59).

Мутность воды р. Талас поблизости от слияния рек Каракол и Учкошой невелика и составляет в среднем 0,0395 кг/м³. Сток взвешенных наносов равен 19 200 т/год. Итак, вынос взвешенных наносов из пределов водосбора равен 7,62 т/год с 1 км².

Режим р. Асса изучен слабо. Имеющиеся сведения о расходах воды охватывают значительный период времени (1926—1960 гг.) только в створе ниже устья ее наиболее крупного притока Кюркюресу. В этом пункте (с. Маймак, $F=2850$ км²) средний за 1927—1960 гг. расход р. Асса равен 11,6 м³/сек., из них около $^1/_2$ приходится на долю р. Кюркюресу. Верхнее течение р. Асса известное, как уже упоминалось, под названием Терс, относится к рекам снегово-дождевого питания, поскольку об этом можно судить, исходя из анализа высотных условий его водосбора и немногочисленных данных о расходах воды. Максимум стока р. Терс приходится на март—апрель. Ниже впадения р. Кюркюресу, которая относится к рекам ледниково-снегового питания с поздним прохождением паводка, распределение стока р. Асса становится более равномерным (табл. 156). Река Терс-Асса почти от истоков разбирается на орошение.

Притоки рек Талас и Асса

Как уже указывалось, наиболее водоносные притоки этих рек стекают с северного склона Таласского Алатау. К ним относятся (с востока на запад) реки Колба, Бешташ, Урмарал, Кумыштаг, Карабура и Кюркюресу. Бóльшая водоносность левых притоков вполне понятна, так как Таласский Алатау отличается большей высотой и развитостью склона, благодаря чему площади водосборов значительны. Северная ориентация склона хребта и его большая высота способствуют развитию вечных снегов, снежников и, хотя и очень небольшой площади, оледенения. В результате реки, стекающие с северного склона Таласского Ала-

Таблица 156

Средние расходы воды и сток за отдельные сезоны р. Асса

Расход в м³/сек.							
III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
22,0	22,1	11,7	6,69	8,94	8,50	6,58	7,45

Расход в м³/сек.					Сток в % от годового		
XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
9,51	10,6	11,4	13,6	11,6	44,9	17,4	37,7

тау, относятся к рекам ледниково-снегового питания. Для них характерно прохождение гребня половодья в июле или июне (реки Бешташ и Кумыштаг) и минимум стока в феврале—марте. Наибольшее ледниковое питание имеют реки Карабура и Кюркюресу, формирующие свой сток в наиболее высокой части Таласского Алатау, где он является водоразделом между рассматриваемым бассейном и бассейном р. Чирчик. У названных рек сток за июль—сентябрь округленно вдвое превышает сток за март—июнь (табл. 157).

Удельная водоносность рек северного склона Таласского Алатау небольшая — округленно 5—13 л/сек. с 1 км² водосбора. Это объясняется неблагоприятной ориентацией хребта по отношению к направлению движения влажных воздушных масс и закрытостью его с севера Киргизским хребтом. В соответствии с условиями питания колебания годового стока рек северного склона Таласского Алатау сравнительно невелики, что подтверждается значениями их коэффициентов вариации, которые равны 0,11—0,22 (в большинстве случаев не более 0,17).

Более низкие отметки Киргизского хребта и южная ориентация его склона приводят к тому, что оледенение здесь отсутствует, так же как и вечные снега. В результате реки южного склона Киргизского хребта (наиболее крупные Кенкол и Нельды) отличаются значительно более ранней концентрацией стока: максимум стока в мае—июне, причем сток за март—июнь почти втрое превышает сток за июль—сентябрь (см. табл. 157). Удельная водоносность рек Киргизского хребта меньше, чем рек Таласского Алатау (5—6 л/сек. с 1 км² водосбора). К бассейну рек Талас и Асса автор присоединяет и реки северо-восточного склона хребта Каратау, хотя наиболее северные из них относятся к бассейну р. Чу.

Таблица 157

Характеристика стока притоков рек Талас и Асса

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средние расходы воды в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²	Коэффициент вариации годового стока	Средний сток воды в % от годового			Δ
							III—VI	VII—IX	X—II	
Колба — с. Колба . . .	218	2940	1945—60	1,70	7,80	0,11	30,8	40,8	28,4	1,32
Бешташ — с. Дженды-булак (голова арык Саз)	307	2920	1927—60	3,58	11,7	0,14	41,3	43,0	15,7	1,04
Урмарал — с. Романовское (с. Октябрьское)	1120	2900	1927—60	8,46	7,56	0,14	31,8	51,9	16,3	1,63
Кумыштаг — с. Бозтактыр (голова арык Янги)	406	2670	1929—60	2,71	6,67	0,22	41,2	42,2	16,6	1,02
Карабура — с. Сарыункур (ущ. Коксай) . .	797	2600	1927—33, 1935—60	3,72	4,67	0,17	27,7	53,8	18,5	1,94
Кюркюресу — ур. Чонкурчак	454	2841	1927—34, 1936—60	5,87	12,9	0,16	26,0	52,8	21,2	2,03
Кенкол — устье р. Терскол	406	2490	1929, 1930, 1935, 1936, 1938—60	2,43	6,00	0,35	63,4	22,1	24,5	0,35
Нельды — ур. Джурга	153	2500	1929, 1930, 1935—60	0,76	4,97	0,39	62,1	23,1	14,8	0,37

Все эти реки, небольшие по площади водосбора и водоносности, далеко не доходят до главных речных артерий и являются тем самым самостоятельными источниками. По условиям питания и распределению стока на протяжении года они близки к рекам, стекающим с противоположного склона хребта Каратау, которые рассмотрены в главе V. Нужно только отметить меньшую их удельную водоносность при тех же средних взвешенных высотах водосбора, что объясняется неблагоприятной по отношению к движению влагоносных воздушных масс ориентацией склона.

Река Чу

Общая характеристика бассейна. Бассейн р. Чу, расположенный между бассейнами Сыр-Дарьи и озера Балхаш, на севере ограничен хребтом Заилийским Алатау и Чу-Илийскими горами, на юге — хребтами, относящимися к системе Терскей-Алатау, в том числе на большей части протяжения Киргизским хребтом, на востоке — хребтом Кунгей-Алатау и слабовыраженным водоразделом между рассматриваемым бассейном и бассейном озера Иссык-Куль; на западе бассейн р. Чу сливается с равнинными пространствами Средней Азии.

Из перечисленных хребтов наибольшей высотой отличается хребет Заилийский Алатау, наивысшая точка которого в пределах бассейна достигает 5000 м, причем на значительном протяжении гребень хребта превышает отметки 4000—4500 м. Хребты, слагающие водосбор р. Чу в верховьях (система хребта Терскей-Алатау), имеют наивысшую точку 4501 м, на значительных протяжениях выдаваясь за 4000 м. Киргизский хребет имеет аналогичную высотную характеристику. Его наивысшая вершина имеет отметку 4875 м, а гребень на значительном протяжении выдается за 4000 м.

Высота Чу-Илийских гор значительно уступает описанным выше. Наивысшая их вершина имеет отметку 2836 м (в водосборе р. Каракунус). К западу высота гор быстро снижается, и их гребень часто оказывается ниже 1500 м.

Одной из важнейших климатических особенностей бассейна р. Чу по сравнению с бассейном Сыр-Дарьи, как уже отмечалось, является меньшее количество осадков зимой и большее летом. Так, в равнинной части бассейна р. Чу количество зимних и летних осадков обычно почти одинаково, в то время как в равнинной области бассейна Сыр-Дарьи количество зимних осадков, как правило, в три—шесть раз превышает количество летних. Относительное количество осадков весной остается тем же, что и в бассейне Сыр-Дарьи (округленно 40% годовой суммы осадков). Таким образом, в равнинной области обоих бассейнов максимум осадков наблюдается весной, но в бассейне р. Чу количество летних осадков увеличивается за счет зимних.

В горах количество летних осадков еще более возрастает, а зимних уменьшается, вследствие чего зима становится самым сухим сезоном года. Внутри же гор летние осадки становятся преобладающими (до 50% годовой суммы); здесь распределение осадков во времени очень сходно с распределением осадков во внутренних частях бассейна Сыр-Дарьи.

Преобладание летних осадков в верховьях Чу и невысокий, как правило, коэффициент стока жидких осадков являются одной из причин малой удельной водоносности рек верхнего течения Чу.

Описанные выше высотные условия хребтов определяют условия питания и характер распределения стока внутри года, а также в значительной мере и водоносность рек Чуйского бассейна. Так, реки верховьев басейна р. Чу (наиболее крупный приток Чу р. Чонкемин и большинство рек, стекающих с северного склона Киргизского хребта) относятся к рекам ледниково-снегового питания или приближаются к ним. Наоборот, реки, стекающие с Чу-Илийских гор, в большинстве случаев относятся к рекам снегово-дождевого питания. Для многих из них характерно пересыхание летом, если сток не поддерживается подземным питанием.

Вполне закономерна наибольшая, за исключением бассейна р. Чонкемин, удельная водоносность водосборов северного склона Киргизского хребта, расположенного на периферии горной системы, доступного влажным воздушным массам и отличающегося значительной высотой. С 1 км² его склона, несмотря на неблагоприятную ориентацию по отношению к влагоносным воздушным массам, стекает в среднем 7,6 л/сек. воды. Верховья р. Чу хотя и имеют более значительную высоту, но отличаются меньшей удельной водоносностью вследствие расположения в глубине горной системы. С 1 км² верховьев Чу (выше устья р. Чонкемин) стекает всего 4,30 л/сек. Наивысшей удельной водоносностью отличается водосбор р. Чонкемин (M_0 = = 12,1 л/сек. км²), характеризующийся наибольшей высотой, расположенный на периферии горной системы и благоприятно ориентированный (на западо-юго-запад) по отношению к движению влажных воздушных масс. Наименьшей удельной водоносностью вследствие ничтожной высоты отличается юго-западный склон Чу-Илийских гор (M_0 = 1,8 л/сек. км²), несмотря на благоприятную ориентацию по отношению к движению влажных воздушных масс.

В целом с горной области бассейна р. Чу, занимающей примерно 25 000 км², стекает около 130 м³/сек., что соответствует среднему модулю стока, равному 5,2 л/сек. км². Таким образом, по удельной водоносности бассейн р. Чу значительно уступает примыкающему к нему на юге бассейну Сыр-Дарьи, с 1 км² горной области которого стекает 8 л/сек. воды. Причины меньшей

удельной водоносности горной части бассейна р. Чу ясны из предыдущего (неблагоприятная ориентация и слабая доступность верховьев Чу воздушным массам, несущим влагу).

Следующей весьма важной особенностью бассейна р. Чу является небольшая величина эрозии и денудации в пределах горной части его бассейна. Так, с 1 км² верховьев Чу (включая и бассейн р. Чонкемин) в Чуйскую межгорную котловину ежегодно выносится 30,9 т взвешенных наносов. Смыв с северного склона Киргизского хребта обычно не превышает 100 т/км² за год. Этим обусловлена небольшая мутность рек Чуйского бассейна на их горных участках. Напомним, что смыв с 1 км² водосбора р. Нарын составляет 290 т за год, а с 1 км² водосбора Карадарьи — 652 т.

Река Чу образуется слиянием рек Джуванарык и Кочкор. Вскоре после слияния упомянутых рек Чу прорывается через отроги хребта Терскей-Алатау и Киргизского хребта в Иссык-кульскую котловину, почти касаясь озера. Дальше река через Боамское ущелье выходит в обширную Чуйскую котловину, а затем в пустынные пространства Муюнкум и Бетпакдала. При выходе из Боамского ущелья р. Чу принимает справа свой наиболее водоносный приток р. Чонкемин. В пределах Чуйской котловины с северного склона Киргизского хребта и юго-западного склона Чу-Илийских гор стекает весьма значительное число рек. Наиболее крупными реками северного склона Киргизского хребта являются (с востока на запад) Шамси, Иссыката, Аламедин, Алаарча, Сокулук, Аксу и Карабалты, большинство из них не доносит своих вод до Чу. Последний левобережный приток — р. Курагата, впадающая в Чу при вступлении ее в пески Муюнкум. Она имеет довольно развитую речную сеть, принимая ряд правых притоков. Эти притоки, являясь продолжением рек, стекающих с Киргизского хребта, все представляют собой реки грунтового питания (карасу). Наиболее водоносными правобережными реками являются реки Кичикемин, Каракунус и Ргайты.

Рассматривая речную сеть бассейна р. Чу, следует отметить водотоки грунтового питания. Наиболее значительной представительницей рек этого типа на левом берегу является Красная, начинающаяся в районе г. Токмак, и Черная на правобережье, во много раз уступающая по водоносности первой.

В пределах Чуйской котловины р. Чу интенсивно разбирается на орошение (до выхода Чу из гор площадь поливных земель незначительна) сетью ирригационных каналов, из которых наиболее значительными являются Восточный и Западный Большой Чуйский (БЧК) и Атбашинский каналы. Общий разбор воды на орошение из р. Чу в равнинной части бассейна составляет около 1,5 млрд. м³ в год (1946 г.), т. е. 90% стока реки при выходе ее из гор. Несмотря на столь значительный забор воды на ороше-

ние, р. Чу, подпитываясь грунтовыми водами, у с. Фурмановка имеет даже больший сток, чем при выходе из гор. Интересно отметить, что в бассейне р. Чу на орошение используется около 55% поверхностного притока с гор (напомним, что он равен 130 м³/сек.), остальные 45% поступают в низовья реки, где расходуются главным образом на разного рода испарение.

Река Джуванарык (L=43 км; F=4716 км²)

Образуется слиянием рек Каракуджур и Тюлек, берущих начало в снежниках и ледниках южного склона хребта Терскей-Алатау и его отрогов. Первая из них в общем течет с востока на запад, а вторая — с запада на восток, течение Джуванарыка направлено на север. От слияния рек Каракуджур и Тюлек до пункта, расположенного в 4 км ниже устья р. Биже (левая), долина реки узкая (ширина по дну 50—80 м) с очень крутыми склонами. Надпойменная терраса, преимущественно односторонняя (левобережная), и пойма часто прерываются конусами выноса боковых притоков и выдающимися склонами долины. Русло реки прямое. В 4 км ниже устья р. Биже река выходит в Кочкорскую котловину, где ширина долины резко увеличивается (до 6 км). На всем протяжении (от названного пункта до устья) к долине Джуванарыка слева примыкает долина р. Кочкор; водораздел между ними невысокий и неясно выраженный. Правый склон долины крутой и сильно вогнутый. Русло реки извилистое, вблизи устья умеренно разветвленное. Острова низменные, поросли кустарником. Воды реки частично используются на орошение. Водосбор главной составляющей Джуванарыка р. Каракуджур занимает площадь 1362 км², его средняя взвешенная высота 3115 м, наибольшая 4662 м, высоты более 4000 м занимают в нем 3,7% всей площади, а более 3500 — 19,2%. Аналогична высотная характеристика водосбора второй составляющей Джуванарыка р. Тюлек, занимающей площадь 375 км². Это можно видеть из следующих данных: средняя высота 3129 м, наибольшая 4200 м, площадь, занятая высотами 4000 м, равна 3,7% общей площади водосбора и высотами 3500 м — 20,7%.

Сходство высотных условий водосборов рек Каракуджур и Тюлек обусловливает и сходство условий питания, а следовательно, и режима. Это подтверждается данными табл. 158.

Можно отметить несколько пониженную удельную водоносность водосбора р. Тюлек по сравнению с водосбором р. Каракуджур (это, скорее всего, результат менее благоприятной ориентации его водосбора), пониженный сток июля—сентября и повышенный октября—февраля, что косвенно свидетельствует о большем подземном питании р. Тюлек. Наименьший средний месячный сток, приходящийся у обеих рек на февраль,

Таблица 158

Характеристика стока рек Каракуджур и Тюлек

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний расход воды в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового			δ
						III—VI	VII—IX	X—II	
Каракуджур — с. Сарыбулак	1290	3155	1932—60	8,89	6,89	37,2	40,9	21,9	1,10
Тюлек — устье (с. Тюлек)	3[82]	3129	1934—60	2,14	5,61	36,4	37,9	25,7	1,04
Джуванарык — с. Кумбельата	2240	3041	1929—30, 1935—60	11,6	5,19	36,6	42,1	21,3	1,15

Таблица 159

Характеристика стока воды р. Джуванарык у ст. Кумбельатинской

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год
Расход в м³/сек. . . .	4,84	7,22	16,7	22,4	26,9	20,4	11,6	8,04	6,18	5,17	4,95	5,41	10,6
Сток в % от годового	3,5	5,2	11,9	16,0	19,2	14,6	8,3	5,8	4,4	3,7	3,5	3,9	100

у р. Тюлек не падает ниже 4,2% годового, а у р. Каракуджур составляет 3,8%. Наивысший месячный сток в среднем приходится на июль, и у обеих рек достигает 18% годового стока.

По высотной характеристике водосбора Джуванарык, занимающий до выхода в Кочкорскую котловину площадь 2253 км² (створ Кумбельтинской станции), близок к своим составляющим. Действительно, средняя взвешенная высота водосбора равна 3041 м, высоты 4000 м занимают в нем 3,5% общей площади. Это обстоятельство, а также то, что примерно 95% стока р. Джуванарык формируется стоком ее составляющих, определяет сходство режима с режимом рек Каракуджур и Тюлек.

В среднем многолетнем месячный сток воды р. Джуванарык достигает наименьших значений в январе и марте, когда он снижается до 3,5% годового стока, наибольшие значения приходятся на июль (19,2% годового стока). Средние месячные расходы и месячный сток р. Джуванарык приведены в табл. 159.

При выходе в Кочкорскую долину сток реки, фильтруясь в обломочный материал и частично разбираясь на орошение, претерпевает изменения, которые будут рассмотрены ниже. Изменчивость годового стока рек Каракуджур и Джуванарык характеризуется величиной $C_v=0{,}16$. Колебания средних годовых расходов воды р. Тюлек несколько больше ($C_v=0{,}20$), несмотря на большее подземное питание.

Река Кочкор ($L=45$ км). Слияние рек Восточный Каракол и Восточный Суек дает начало р. Кочкор. Высотные характеристики их водосборов приводятся в табл. 160.

Таблица 160

Река — пункт, станция	Площадь водосбора в км²	Высота водосбора в м		Площадь в % от общей, занятая высотами	
		средняя взвешенная	наибольшая	⩾4000 м	⩾3500 м
Восточный Каракол — устье р. Ирису . . .	391	3085	4300	1,0	18,7
Восточный Суек — устье ручья Ичкесай . . .	470	3236	4200	1,1	25,0
Кочкор — Верхняя . .	1175	3023	4300	0,8	17,4
Кочкор — Нижняя . .	2684	2713	4300	0,7	10,2

Как показывает табл. 160, высотные характеристики составляющих р. Кочкор сходны между собой и близки к таковым составляющих р. Джуванарык. Отсюда на первый взгляд можно сделать вывод об аналогичности условий питания и распределения их стока внутри года. В действительности это не совсем так. Внутригодовое распределение стока р. Восточный Суек по сравнению с р. Тюлек и в особенности с р. Каракуджур, несмотря

на самую большую высоту ее водосбора, характеризуется более ранним прохождением половодья, вследствие этого она относится уже к рекам снегово-ледникового питания. Река Восточный Каракол, наоборот, отличается повышенным стоком в июле—сентябре, т. е. в период таяния высокогорных снегов и ледников, что свидетельствует о большей их роли в общем питании реки (табл. 161), несмотря на наименьшую высоту водосбора по сравнению с водосборами составляющих Джуванарык и Восточный Суек. Если меньшая роль высокогорных снегов и ледников в питании р. Восточный Суек еще может быть объяснена меньшим распространением в водосборе по сравнению с составляющими Джуванарыка высот более 4000 м (1,1% против 3,7%), то высокий сток июля—сентября Восточного Каракола этой причиной объяснить нельзя. Значительно большее увлажнение атмосферными осадками водосборов составляющих р. Кочкор по сравнению с составляющими Джуванарыка, которое может обусловить более низкие положения снеговой линии в водосборах первых, позволяет объяснить позднее прохождение половодья по р. Восточный Каракол, но не объясняет раннее сосредоточение стока на р. Восточный Суек. Условия экспозиции во всех четырех водосборах также не слишком отличны друг от друга. Причины этих особенностей в настоящее время объяснить не представляется возможным.

Наконец, следует отметить значительно меньшее подземное питание составляющих р. Кочкор по сравнению с реками Каракуджур и Тюлек. Это показывает удельный вес стока за октябрь—февраль, который у первых равен 13—16% годового стока, а у вторых — 22—26%. Коэффициент внутригодовой неравномерности стока рек Восточный Каракол и Восточный Суек, по данным Л. И. Шалатовой [6], составляет 0,41 и 0,40, в то время как для р. Тюлек он равен всего 0,24.

По сравнению с составляющими р. Джуванарык составляющие р. Кочкор отличаются меньшим стоком в октябре—феврале и меньшей его зарегулированностью. Если наибольший месячный сток первых не превышает 18% годового стока, то у р. Восточный Суек он достигает 26,2% (в июне), а у р. Восточный Каракол — 25,0% (в июле) годового стока. Минимальные значения месячного стока р. Восточный Каракол наблюдаются в марте (1,4% годового стока), а р. Восточный Суек — в феврале—марте (2,6%). Удельная водоносность составляющих р. Кочкор намного превышает удельную водоносность составляющих р. Джуванарык (округленно 12 л/сек. км² против 6—7 л/сек. км²). Это объясняется прежде всего более близким расположением их водосборов к периферии горной системы по сравнению с реками Каракуджур и Тюлек.

Река Кочкор в межгорной котловине начинает использоваться на орошение. С другой стороны, ее сток интенсивно ин-

Таблица 161

Характеристики стока составляющих р. Кочкор и р. Кочкор

Река — пункт, станция	Период наблюдений, гг.	Средний расход воды в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового			g
				III—VI	VII—IX	X—II	
Восточный Каракол — устье р. Ирису	1929—30, 1932—60	4,84	12,4	36,9	50,1	13,0	1,36
Восточный Суек — устье ручья Ичкесай	1929—30, 1932—60	5,95	12,7	45,7	38,6	15,7	0,84
Кочкор — Верхняя	1935—37	(7,60)	(6,47)	(45,0)	(41,6)	(13,4)	(0,93)
Кочкор — Нижняя	1935—37	(11,0)	—	(34,6)	(27,5)	(37,9)	(0,80)

Таблица 162

Внутригодовое распределение стока р. Кочкор в % от годового

Станция	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Верхняя	(1,8)	(1,5)	(17,4)	(24,3)	(20,2)	(14,3)	(7,1)	(3,8)	(4,0)	(1,8)	(1,8)	(2,0)
Нижняя	(7,2)	(6,3)	(10,4)	(10,7)	(9,3)	(9,9)	(8,3)	(7,8)	(7,2)	(7,2)	(8,1)	(7,6)

фильтруется в рыхлообломочные отложения, выполняющие котловину, поэтому поверхностный сток реки резко уменьшается, а подземные воды усиленно подпитываются. В нижнем течении реки они начинают поступать в русло реки, увеличивая сток меженного периода, в результате чего распределение стока на протяжении года существенно изменяется. Действительно, если в створе Верхней станции распределение стока р. Кочкор во времени занимает промежуточное положение между ходом стока рек Восточный Каракол и Восточный Суек, то в створе Нижней станции резко возрастает сток в октябре—феврале и снижается сток остального периода (табл. 162 и рис. 158).

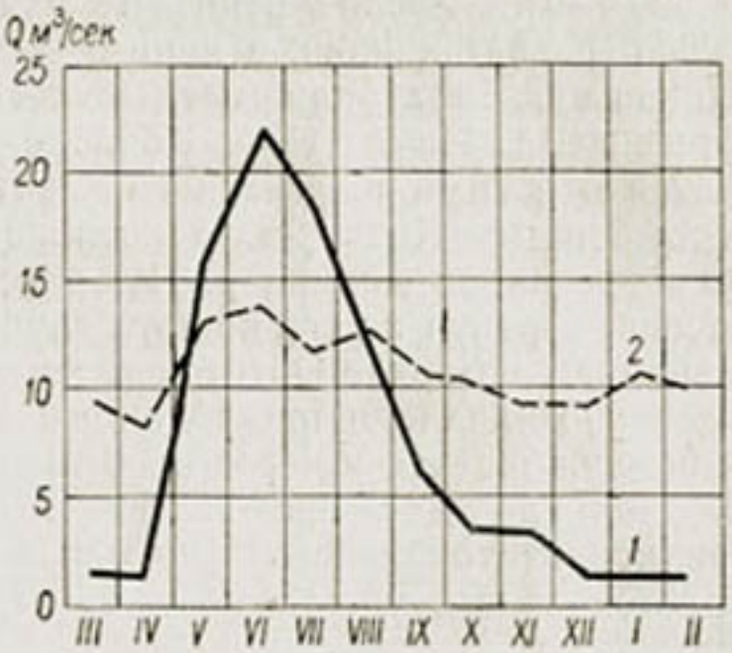


Рис. 158. Ход средних месячных расходов воды р. Кочкор в створах Верхней (*1*) и Нижней (*2*) станций.

В результате в нижнем течении р. Кочкор ее сток отличается исключительно высокой зарегулированностью, причем в роли своеобразного водохранилища выступают рыхлые отложения Кочкорской котловины. По-видимому, в меньшем масштабе та же картина наблюдается и на р. Джуванарык в ее нижнем течении. Подпитывание подземными водами р. Кочкор на участке между Верхней и Нижней станциями достигает 10 м³/сек., снижаясь в мае—сентябре до 2,5 м³/сек.

Приведенные в табл. 161 и 162 данные о расходах р. Кочкор не отличаются высоким качеством. Тем не менее они чрезвычайно наглядно показывают те изменения в режиме, которые происходят при пересечении рекой межгорных котловин.

В настоящее время режим р. Кочкор в нижнем течении неплохо изучен Кочкорской станцией УГМС КиргССР.

Гидрографическое описание реки Чу

По гидрологическим и морфологическим признакам р. Чу может быть разделена на четыре участка:

1) верхнее течение — от слияния рек Кочкор и Джуванарык до впадения р. Чонкемин (правая),

2) среднее течение — от устья р. Чонкемин до ст. Ташуткул или Святых гор,

3) нижнее течение — от ст. Ташуткул до Гуляевских разливов включительно и

4) низовья — ниже Гуляевских разливов.

Участок от слияния рек Кочкор и Джуванарык до устья р. Чонкемин

Характер долины здесь резко различен: широкие развитые участки долины чередуются с глубокими каньонами, где берега русла совпадают с коренными склонами долины. На протяжении первых 16 км река протекает по восточной части межгорной котловины, известной под названием Кочкорской. Длина ее около 70 км, а ширина на меридиане с. Кочкорка около 18—20 км. Русло реки в начале умеренно извилистое, сильно разветвленное, в конце — неразветвленное. Острова возвышенные, незатопляемые. Берега русла отлогие, местами обрывистые. На востоке Кочкорская котловина резко замыкается отрогами Киргизского хребта и хребта Терскей-Алатау, отделяющими Кочкорскую котловину от Иссык-кульской. Глубоко врезанная долина р. Чу рассекает поперек этот горный массив, образуя по его концам глубокие каньоны, известные под названием Верхне-Ортотокойского и Нижне-Ортотокойского ущелий. Вначале ширина долины 1,5—2,0 км, далее она постепенно суживается и через 5—6 км переходит в глубокий каньон шириной по дну около 150—200 м (наиболее узкое место Верхне-Ортотокойского ущелья). Коренные склоны Верхне-Ортотокойского ущелья имеют среднюю относительную высоту 200—250 м, отдельные вершины возвышаются над дном на 400—500 м. Расчлененные поперечными саями склоны, сложенные порфировидными гранитами, метаморфизованными сланцами, круто (местами вертикально) обрываются к реке. Ниже река выходит в Ортотокойскую впадину и поворачивает на восток. Пройдя 7—8 км в этом направлении, река поворачивает к северу, образуя большую излучину. Затем, выдерживая северо-восточное направление, река входит в Нижне-Ортотокойское ущелье, сходное с Верхне-Ортотокойским. В отличие от последнего, Нижне-Ортотокойское ущелье врезано более узким каньоном, коренные склоны менее расчленены и во многих местах круто подступают к реке; местами осыпи спускаются прямо в воду.

Ортотокойская котловина (ур. Баке) вытянута с запада на восток и имеет длину 7—8 км, ее ширина 2—3 км. Склоны котловины крутые и расчлененные. Ровное плоское дно сложено щебневыми наносами; к склонам примыкают пролювиальные шлейфы. Местами на дне долины выклиниваются грунтовые воды, создающие сазовые (переувлажненные) участки. Прирусловая часть дна котловины покрыта зарослями кустарника. Пойма у реки на участке от начала Верхне-Ортотокойского ущелья и до выхода из Нижне-Ортотокойского ущелья в Иссык-кульскую котловину отсутствует. Русло реки в верхней части участка умеренно извилистое; изредка встречаются небольшие

острова, затопляемые в половодье. В Ортотокойской котловине русло сильно извилистое, разветвленное. Берега русла местами обрывистые и высокие, местами низменные и пологие. В настоящее время Ортотокойская котловина заполнена водой одноименного водохранилища. Плотина, перегородившая долину р. Чу, расположена в Нижне-Ортотокойском ущелье.

Выйдя из Нижне-Ортотокойского ущелья, р. Чу вступает в Иссык-кульскую котловину, где на протяжении первых 22 км (до скал Каратау и Карагаш[1]) протекает по слабо разработанной долине среди мощных пролювиальных шлейфов. Водораздел между бассейном р. Чу и бассейном оз. Иссык-Куль представляет собой еле заметную седловину, на гребне которой река сильно меандрирует. В недалеком прошлом здесь от реки отходил рукав, носящий название Кутемалды, по которому часть воды р. Чу сбрасывалась в озеро Иссык-Куль[2]. В настоящее время русло этого рукава приподнято над горизонтом самых высоких паводковых вод на 1—1,5 м. Общее падение вдоль рукава в сторону озера составляет около 6 м.

От скал Каратау и Карагаш до входа в Боамское ущелье река протекает по обширному урочищу Капчагай (бывшему озерному заливу). Здесь долина реки имеет ящикообразную форму с высокими бортами. Правый коренной склон имеет высоту около 500—700 м, левый — 500—1000 м. Оба склона крутые. Нижние части склонов представлены размытыми озерными террасами, вертикально обрывающимися к реке. Преобладающая высота их над дном долины 20—30 м, но местами она достигает 50 м и более. Ширина долины между бровками террас 1,0—1,5 км; ширина террас 700—800 м (местами до 1 км). Дно долины плоское, изрезанное протоками и староречьями р. Чу.

На протяжении Иссык-кульской котловины река поймы не имеет. Русло умеренно извилистое и умеренно разветвленное, встречаются небольшие, по преимуществу возвышенные острова, по длине равные пяти-шестикратной ширине потока. Берега русла то низменные пологие, то обрывистые. У скалы Карагаш имеется порог. Здесь на протяжении 100—150 м падение реки составляет 3—4 м.

В пределах Боамского ущелья долина реки имеет *V*-образную форму, переходя в некоторых местах в каньон. Высота крутых склонов долины достигает 500—800 м. Дно долины имеет ширину 30—50 м и целиком занято потоком. Ширина долины по верху 1—3 км, в устьях боковых притоков долина расширяется до 4—6 км. В начале Боамского ущелья склоны долины почти

[1] Другое название Марусина Гора.

[2] Посетив озеро Иссык-Куль в 1903 г., Л. С. Берг [1] отмечал, что «Кутемалдинка впадала в озеро двумя рукавами, через которые едва проходила лодка, так они были мелки; выше разветвления ширина речки была метров 15».

сплошь заняты осыпями. Русло реки слабоизвилистое, неразветвленное (небольшие островки затапливаются в половодье). Течение реки бурное. По существу, русло реки представляет

Рис. 159. Река Чу.

Участок от устья р. Чонкемин до ст. Ташуткул

собой пороги, следующие друг за другом. Склоны долины непосредственно подступают к руслу, оставляя в некоторых местах приплески шириной 1—2 м (рис. 159).

На этом участке река, вырвавшись из Боамского ущелья, протекает по обширной межгорной котловине, заключенной между Киргизским хребтом и Чу-Илийскими горами. Ширина межгорной котловины с востока на запад быстро увеличивается. Слева горы очень скоро далеко отходят от реки, вытягиваясь в широтном направлении мощным Киргизским хребтом. Справа горы, заметно снижаясь, тянутся вдоль течения свыше 150 км на расстоянии нескольких километров от бровки долины. Ширина межгорной котловины на меридиане г. Токмак достигает 30 км, а на меридиане г. Фрунзе — 40 км. В полосах, примыкающих к горам, дно межгорной котловины занято сливающимися конусами выноса многочисленных притоков р. Чу (особенно левобережных), в отложения которых фильтруются их воды.

Разбираясь к тому же при выходе из гор на орошение, притоки в большинстве случаев не доносят своих вод до р. Чу. Только в период половодья сухие русла некоторых притоков оживают и по ним сбрасывается вода в р. Чу. Профильтровавшийся в грунт сток притоков р. Чу играет существенную роль в питании грунтовых вод.

Наиболее пониженная часть котловины занята современной долиной р. Чу с относительно небольшими поперечными размерами. В верхней своей части, между Боамским ущельем и г. Токмак, она вложена в тело конуса выноса р. Чу, высота склонов в районе Бурулдая около 50 м, к г. Токмак постепенно уменьшается до 3—5 м. Между г. Токмак и Чумышскими скалами долина вложена в пролювиально-аллювиальную равнину, высота склонов здесь до 50—60 м. Характерной морфологической особенностью долины является наличие аллювиальных террас.

При выходе из Боамского ущелья р. Чу вначале протекает по узкой долине, имеющей каньонообразный профиль. У с. Быстровка ширина современной долины по дну составляет всего 700—800 м. Ниже, по направлению к г. Токмак, долина расширяется и заметно выполаживается. У г. Токмак дно долины занято поймой шириной до 1 км, на которой река дробится на множество мелких переплетающихся рукавов.

Ниже г. Токмак и до Чумышской плотины (с. Георгиевка) ширина долины достигает 3—5 км, она вся заболочена. Из многочисленных источников здесь образуются наиболее мощные карасу Чуйской долины, среди которых выделяется своей водоносностью р. Красная, впадающая в Чу слева.

Русло реки прямое, от с. Карабулак до г. Токмак сильно разветвленное, со сложной системой рукавов, быстро изменяющихся во время половодья.

Большинство островов в половодье заливается водой; крупные острова остаются сухими, дробя русло в период половодья на многочисленные протоки. Выше с. Карабулак на протяжении 10 км русло реки неразветвленное, с крутыми обрывистыми берегами.

От г. Токмак и до Чумышской плотины русло реки извилистое, но значительно менее разветвленное, чем в районе г. Токмак (за исключением участка от с. Чернореченское до Чумышской плотины, где оно сильно разветвленное).

Обогнув Чумышские скалы, р. Чу продолжает течь по широкой долине, сужающейся только в районе увала, называемого Святыми горами, пересекающего долину р. Чу и уходящего на запад. Ниже этого увала начинается нижнее течение реки. От Чумышской плотины и до увала Святые горы русло реки, как правило, неразветвленное, но сильно извилистое; низменные участки широкой поймы заливаются при подъеме воды.

Участок от ст. Ташуткул до Гуляевских разливов

Ниже увала горы по правому борту долины отходят от современного русла на значительное расстояние. Долина реки на этом участке заметно суживается. Особенно узка долина несколько ниже устья р. Курагаты, где Чу входит в пески. Здесь ширина долины немного превышает ширину русла. Террасы также узки и едва выделяются на бортах долины. Русло реки сильно извилистое, в верхней части участка обычно неразветвленное. Пойма на вогнутых берегах низкая, со следами староречий и болот; берега обычно невысокие, обрывистые. За с. Ильинское к Чу слева вплотную подходят пески Муюнкум. Русло Чу здесь расширяется, глубины уменьшаются, в некоторых местах имеются острова. Вода продолжает оставаться мутной. На 35-км выше с. Фурмановка (бывшее с. Гуляевка) Чу сильно сжимается, скорости течения увеличиваются. По всему нижнему течению, за исключением разлива у с. Фурмановка, нет больших камышовых зарослей. Камыши встречаются небольшими участками в виде узких камышовых обочин. Несколько ниже с. Фурмановка долина начинает расширяться, река делится на множество рукавов и широко разливается. Эти разливы тянутся на протяжении 50—60 км и представляют собой внутридолинную дельту. Заросли камыша и тростника тянутся на значительное расстояние, иногда на 10—15 км в ширину, прерываясь сухими островами. Местами вода идет руслом, местами прямо среди камыша и тростника. Некоторые протоки бывают глубокими. Течение в некоторых местах очень быстрое, местами же совершенно отсутствует, вода мутная. В общем, по словам Г. В. Никольского [3], «...этот участок представляет из себя наиболее широко разошедшуюся воду, и можно ехать километры по колено лошади в воде и не встретить сухого места, кроме небольших «аралов», а из животных — только водяную птицу да кабанов». Постепенно количество воды уменьшается, растительность беднеет, некоторые притоки пересыхают и образуют ряд луж.

Ниже разливов проточная вода бывает только периодически — зимой, весной и в первой половине лета, а позднее — только в особо многоводные годы. Это обстоятельство и дало основание Д. И. Яковлеву часть долины р. Чу ниже Гуляевского разлива выделить как низовье реки.

Участок ниже Гуляевских разливов[1]

Ниже Гуляевских разливов, приблизительно от оз. Коккый (Кокуйдынколь), начинаются низовья р. Чу. Здесь долина достигает значительной ширины. Обычно она составляет 5—10 км,

[1] Описание низовьев р. Чу дано по работе Д. И. Яковлева [8]. Оно соответствует современному состоянию низовьев Чу.

но местами достигает 30—35 км (например, в районе оз. Камкалы). В отличие от нижнего течения, где в долине Чу нет озер, за исключением очень редких и небольших стариц, в низовьях озер очень много. Сужается долина очень редко; ее сужения связаны с грядами каменноугольных пород, пересекающих Чу в урочищах Казыкты и Уламбель. От оз. Коккый и до разлива у оз. Камкалыколь ширина долины достигает в среднем 10—15 км, сужаясь только в упомянутых выше урочищах. Вся долина Чу на этом участке сплошь поросла камышом, свободными от него остаются только некоторые острова. Русло Чу довольно часто разделяется на большое число рукавов. Среди сплошных камышовых зарослей на ровной поверхности зарождаются самостоятельные русла, как будто не связанные с главным. Зимой и весной, когда сток р. Чу не поглощается целиком Гуляевскими разливами, вода переполняет главное русло и к весне уже течет по камышам часто от одного края долины до другого.

Камкалинский разлив достигает ширины 30—35 км и растягивается по течению от острова Кентарал до конца острова Кызылжайма, т. е. на протяжении около 50 км. На этом участке поднимаются очень крупные острова, но заболоченные пространства между ними занимают еще большие площади. Помимо возможности разливаться по всей ширине долины, воды Чу свободно проникают во впадины лежащих по соседству больших озер и в солончаковые впадины у борта долины. В весеннее время в Камкалинском разливе еще отчетливо заметно течение воды по многочисленным протокам. Вода в застойных лужах, даже в сухое осеннее время, в верхней части разлива сравнительно слабо засолонена, и ее населяет большое количество рыбы. В нижней части разлива застойные лужи в руслах реки в большинстве случаев сильно минерализованы и рыбы в них уже нет. Таким образом, основной зимний и весенний поверхностный сток р. Чу заканчивается именно в этом разливе, а остатки его, уцелевшие от испарения, уходят в наносы и текут дальше под землей.

Недостаток водных ресурсов отчетливо сказывается на камышовом покрове долины. Выше острова Кызылжайма камыш в равной степени высок и буен почти по всей ширине долины, тогда как ниже он заметно хиреет, и только отдельные кущи его вдоль русла и притом у менее засоленных участков сохраняют свой мощный рост. Ниже острова Кызылжайма долина реки суживается. Основным ее растительным покровом является полынь, из злаков аджерик, а также многочисленные солянки. Камыш становится мелким, во многих местах едва превышающим полметра. Несколько более высоким он бывает вдоль русла. Само русло, так же как и на участке до Камкалинского разлива, довольно сильно заглублено, на дне его иногда встречаются лужи пересыщенной солями воды.

У урочища Экитой долина Чу входит в пески, где она еще более суживается и приобретает еще более пустынный характер. Ниже гряды Асказан она совершенно утрачивает морфологические формы крупной долины и в виде узкого рва проходит барханные и грядовые пески. Этот участок низовий представляет собой область громадного развития солончаков.

Выйдя из песков, р. Чу резко меняет свой облик. Русло ее все еще заглублено, но с обеих сторон ограничено высокими валами, отделяющими его от соседних пониженных земель. В прежние годы, когда Чу доходила до солончаков Акджайкын, обозначенных на некоторых картах как оз. Саумалколь, река блуждала здесь по широкому дну долины, затопляла низменности, создавала временные озера и придала современный облик всей громадной площади песков, тальвегов и солончаков, тянущихся от Акджайкына до оз. Ащикуль. Это место было тогда такой же внутренней дельтой, какой сейчас являются разливы у Камкалыколя и с. Фурмановка. Заканчивается этот участок сплошных солончаков, такыров и старых протоков около оз. Ащиколь. Ниже Ащиколя следов русла Чу экспедиции под руководством Д. И. Яковлева обнаружить не удалось.

Режим жидкого стока. Перед вступлением в Верхне-Ортотокойское ущелье р. Чу отражает режим своих составляющих рек Джуванарык и Кочкор, видоизмененный в пределах Кочкорской котловины, выступающей в роли своеобразного подземного водохранилища. О масштабах регулирующего действия этой котловины можно было составить представление уже на примере трансформации стока р. Кочкор на участке между Верхней и Нижней станциями. К сказанному ранее можно только добавить, что на участках: р. Кочкор от Нижней станции до впадения Джуванарыка, р. Джуванарык от Кумбельатинской до устья и р. Чу от слияния этих рек до Кочкорской станции дополнительное подпитывание указанных рек подземными водами в отдельные месяцы вегетационного периода, по ориентировочным подсчетам Средазгипроводхлопка (Н. П. Борисов), составляет от 6 до 12 м³/сек. (среднее за 1935—1937 гг.). В результате сток р. Чу в створе Кочкорской станции отличается очень высокой зарегулированностью. Действительно, отношение максимального среднего месячного расхода к минимальному здесь составляет всего 2,45, причем наибольший месячный сток не превышает 13,2% годового, а минимальный не опускается ниже 5,4% (табл. 163).

Ниже, до впадения р. Чонкемин, режим р. Чу подвержен незначительным изменениям, как это показывает табл. 126, и лишь после впадения р. Чонкемин, отличающийся повышенной удельной водоносностью, более поздней концентрацией стока и меньшей его зарегулированностью, в режиме Чу происходят существенные изменения: увеличивается абсолютная и удельная

Таблица 163

Характеристика стока воды р. Чу

Станция	Площадь водосбора в км²	Средний расход воды в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²	Сток в % от годового														
				III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III–VI	VII–IX	X–II
Кочкорская	5475	23,4	5,19	5,8	5,4	8,7	13,0	13,2	12,6	9,5	7,4	6,7	6,0	5,8	5,9	32,9	35,3	31,8
Кутемалдинская . . .	6268	26,1	4,16	5,4	5,2	8,3	13,3	14,0	12,4	9,8	7,4	6,9	5,5	6,0	5,8	32,2	35,2	31,6
Джильрыкская (выше устья р. Чонкемин)	7220	31,0	4,30	5,3	5,3	8,3	12,9	14,3	13,7	9,8	7,2	6,3	5,8	5,5	5,6	31,8	37,8	30,4
Джильрыкская (ниже устья р. Чонкемин)	9426	52,9	5,61	4,5	4,7	8,4	14,1	15,7	14,9	9,9	7,0	5,9	5,2	4,9	4,8	31,7	40,5	27,8

Таблица 164

Характеристика стока воды р. Чу при выходе из гор

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Год	III–VI	VII–IX	X–II	ε
Расход в м³/сек.																	
средний	28,5	30,1	53,5	89,4	100	94,3	63,0	44,6	37,5	33,0	30,9	30,3	52,9	—	—	—	—
наибольший . . .	34,5	38,0	84,3	170	131	135	80,1	56,3	42,6	33,5	36,4	37,3	65,5	—	—	—	—
наименьший . . .	25,7	26,5	34,5	41,2	62,5	64,9	45,0	37,6	32,6	29,1	27,1	27,5	45,3	—	—	—	—
Сток в % от годового																	
средний	4,5	4,7	8,4	14,1	15,7	14,9	9,9	7,0	5,9	5,2	4,9	4,8	100	31,7	40,5	27,8	1,18
1954-55 г.	4,7	4,5	5,1	10,9	14,8	19,8	11,7	7,8	6,2	5,0	4,8	4,7	108	25,2	46,3	28,5	1,84
1936-37 г.	5,2	5,2	13,0	15,8	13,0	11,5	8,8	6,8	5,9	5,1	4,8	4,9	100	39,2	33,3	27,5	0,85

водоносность, сток сосредоточивается в более позднее время, уменьшается его зарегулированность, в связи с чем сток за октябрь—февраль уменьшается.

При выходе р. Чу из гор ниже устья р. Чонкемин средний за 1927—1960 гг. расход воды составляет 52,9 м³/сек., что дает средний модуль стока (M_0=5,61 л/сек. км². Таким образом, в силу неблагоприятных условий увлажнения водосбора Чу атмосферными осадками удельная водоносность его низкая.

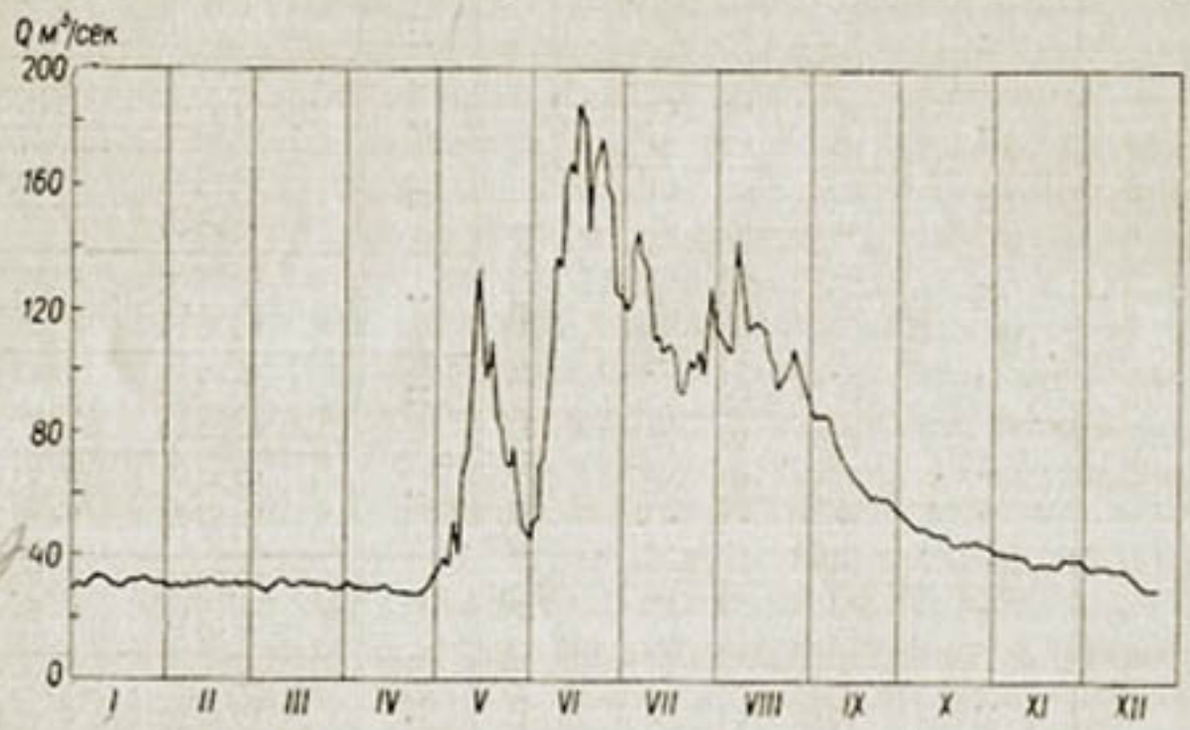


Рис. 160. Гидрограф р. Чу при выходе из гор за 1942 г.

В этом отношении Чу уступает даже р. Нарын, водосбор которой располагается в глубине горной системы и, так же как водосбор Чу, характеризуется незначительным количеством осадков (M_0 водосбора р. Нарын равен 7,40 л/сек. км², т. е. на 32% выше M_0 водосбора Чу). По сравнению же с водосбором р. Чирчик удельная водоносность водосбора Чу меньше в 3,7 раза. Благодаря большой зарегулированности стока годовой сток р. Чу очень устойчив (C_v=0,10). Наименьший средний годовой расход р. Чу 45,3 м³/сек. зарегистрирован в 1940 г., наибольший в размере 65,5 м³/сек. отмечен в 1934 г. Крайние и средние расходы воды р. Чу приводятся в табл. 164.

Вполне закономерно наибольшей изменчивостью отличается сток мая и июня (рис. 160), в особенности последнего, когда наибольший и наименьший расход различаются более чем в четыре раза. Наименьшим колебаниям подвержен сток ноября—марта, когда Чу в основном питается подземными водами.

Наибольшие и наименьшие средние месячные расходы воды выбраны без учета 1956—1960 гг., когда начало работать Ортотокойское водохранилище, сильно изменившее расходы, в особенности в межень. Достаточно сказать, что расходы в ноябре—

апреле в отдельные годы уменьшились до 10—14 м³/сек., в то время как до строительства Ортотокойского водохранилища они не опускались ниже 26—27 м³/сек. На средние многолетние расходы воды работа Ортотокойского водохранилища еще сказалась слабо. Однако в дальнейшем расходы воды р. Чу ниже Ортотокойского водохранилища должны быть исправлены за счет регулирующего его действия. Только при этом условии наблюденные ряды до постройки водохранилища могут быть продолжены данными последних лет (начиная с 1956 г.). По этой же причине в табл. 164 при определении лет с наиболее поздней и наиболее ранней концентрацией стока исключены данные за 1956—1960 гг.

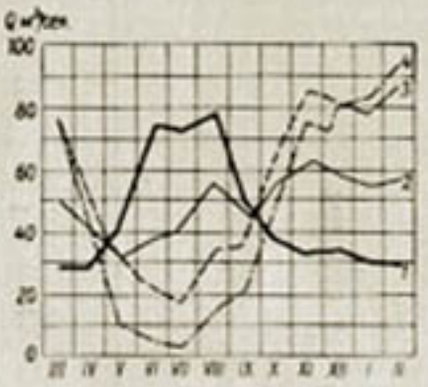


Рис. 161. Ход средних месячных расходов воды р. Чу в 1940-41 г. *1* — с. Джильарык, *2* — с. Чумыш, *3* — с. Ташуткул, *4* — с. Фурмановка.

Внутригодовое распределение стока р. Чу подвержено существенным изменениям, как это можно видеть из табл. 164. В 22,6% лет наибольших значений средние месячные расходы воды достигают в июне, в 51,6% — в июле, в 22,6% — в августе и 3,2% — в мае. Наибольший из максимальных расходов 209 м³/сек. воды был зарегистрирован 16/VI 1934 г. Наименьший средний месячный расход воды 25,7 м³/сек. наблюдался в марте 1928 г.

После выхода реки Чу из гор в равнинной части бассейна сток претерпевает настолько существенные изменения, что в конечном счете распределение его внутри года становится противоположным распределению при выходе из гор. Это видно из рис. 161. Более детально модификацию стока р. Чу по мере продвижения вниз по реке можно показать на материалах исследовательской партии Средазгипроводхлопка, работавшей под руководством инж. Н. П. Борисова (табл. 165).

На участке между Джильарыком и г. Токмак наблюдаются интенсивные потери в русле реки, составлявшие в отдельные месяцы 1946 г. от 18,3 до 53,9% расходов воды в створе Джильарыкской станции, а в целом за год 24,5 м³/сек. Водозабор из реки на орошение на этом участке в 1946 г. (календарном) был равен 11,6 м³/сек., а сбросы воды в реку незначительны. В результате потерь воды в русле реки (которые тем больше, чем больше расходы воды в реке) и разбора воды на орошение (который достигает наибольших размеров в июне—июле, т. е. почти совпадает с периодом прохождения по реке наибольших расходов воды) сток реки на этом участке резко уменьшается, в особенности в половодный период.

От г. Токмак начинается участок выклинивания подземных вод, питающихся за счет инфильтрации поверхностных вод

Таблица 165

Расходы воды р. Чу и сток за отдельные сезоны 1946-47 г.

Пункт	Расстояние между пунктами в км	Средний расход в м³/сек.													Сток в % от годового		
		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	год	III—VI	VII—IX	X—II
Джильарык . .	60	29,6	33,0	48,7	88,8	136,0	135,0	64,7	49,7	(42,2)	35,2	32,2	31,4	61,0	28,0	45,9	26,1
Токмак	40	19,8	19,9	21,1	35,3	66,0	61,5	27,5	25,8	26,7	20,3	14,8	16,0	29,6	27,1	43,7	29,2
Чумыш	14	35,1	41,2	30,5	30,6	51,5	56,1	31,9	40,0	43,9	37,0	29,6	31,8	38,2	29,9	30,4	39,7
Константиновская	95	34,2	39,6	27,3	20,0	42,5	56,4	31,2	35,7	42,4	31,4	29,7	33,3	35,6	28,4	30,5	41,1
Ташуткул . . .	95	88,5	92,1	60,6	32,3	50,1	77,9	57,4	79,8	90,3	82,2	77,5	86,5	72,9	31,2	21,2	47,6
У устья р. Курагата	70	101	106	58,3	14,4	24,7	56,5	49,0	72,5	94,3	(93,9)	(84,5)	—	(70,4)	(33,1)	(15,4)	(51,5)
Фурмановка . .		—	—	50,5	11,4	20,3	52,2	40,7	—	—	—	66,7	82,2	—	—	—	—
с. Уламбель[1] . .		97,7	176	67,7	31,1	7,94	1,22	0,88	0,65	2,85	12,8	18,4	19,8	36,4	85,1	2,3	12,6

[1] Приведены расходы воды средние за 1951—1960 гг.

в русле Чу и ее притоков, ирригационной сети и на полях. Выклинивание подземных вод наиболее интенсивно в период низких расходов воды в реке. Поступление подземных вод в русло реки на участке между г. Токмак и Чумышской станцией в 1946 г. (календарном) составило 12,5 м³/сек. Этот участок характеризуется наиболее интенсивным выклиниванием. Кроме того, между г. Токмак и Чумышской станцией в реку поступают в большом количестве воды карасу, в том числе р. Красной. В результате расходы воды Чу на этом участке, несмотря на разбор воды на орошение в том же размере, что и на предыдущем участке (11,6 м³/сек.), значительно возрастают, за исключением периода июнь—август, когда поступления в русло реки не в состоянии компенсировать забор воды на орошение.

На участке между Чумышской и Константиновской станциями меньшие по сравнению с предыдущим участком поступления воды в русло реки (7,23 м³/сек.) не в состоянии полностью восполнить разбор воды на орошение (в размере среднего за год расхода 10,7 м³/сек.), и расходы воды в реке несколько уменьшаются.

На следующем участке (Константиновская—Ташуткул) разбор воды на орошение совершенно незначителен (1,22 м³/сек.), поэтому расходы воды в Чу возрастают на протяжении всего года (приток подземных вод в русло составляет 5,76 м³/сек.).

Между Ташуткулом и устьем р. Курагата разбор воды на орошение снова значителен (11,5 м³/сек.), поэтому расходы воды р. Чу в мае—октябре снижаются, а в ноябре—апреле, когда приток подземных вод в русло реки наиболее интенсивен, возрастают (средний годовой приток в русло Чу на этом участке равен 8,44 м³/сек.).

Ниже устья р. Курагата, при выходе Чу из межгорной котловины в пустынные пространства Муюнкумов и Бет-Пак-Дала, приток подземных вод в русло реки прекращается и в нем начинают преобладать потери воды. В результате расходы воды р. Чу у с. Фурмановка на протяжении всего года ниже, чем у устья р. Курагата. В целом, несмотря на разбор воды на орошение, который на участке между Джильарыком и с. Фурмановка в 1946 г. составлял в среднем за год 49 м³/сек., или 1500×10^6 м³, сток реки у последнего пункта не меньше, чем у Джильарыка.

Обращает на себя внимание постепенное увеличение стока за октябрь—февраль по мере продвижения вниз по реке. У устья р. Курагата сток за названный период составляет более половины всего годового стока, тогда как при выходе из гор он лишь незначительно превышал $^1/_4$ годового стока. Наоборот, сток за июль—сентябрь снижается с 45,9 до 15,4% годового стока. Более детально русловой баланс р. Чу представлен в табл. 166.

Таблица 166

Составляющие руслового баланса р. Чу в м³/сек.

1946—1947 гг.

Балансовые участки	Расход воды в верхнем створе	Забор воды из реки	Сбросы	Приток на участке	Расход воды в нижнем створе	Потери (—) и поступления (+) в русло реки
Джильарык — Токмак . . .	53,2	12,2	2,6	43,6	(22,6)	—21,0
Токмак — Чумыш	(22,6)	12,4	(10,3)	(20,5)	34,4	+13,9
Чумыш — Константиновская .	34,4	13,8	3,1	23,7	30,3	+6,6
Константиновская — Ташуткул	30,3	1,2	(31,2)	60,3	(67,1)	(+6,8)
Ташуткул — Курагата . . .	(61,0)	(10,7)	(1,3)	(51,6)	(60,1)	(+8,5)
Курагата — Фурмановка . .	30,3	2,8	0,0	27,5	25,3	—2,2[1]

[1] Средние за май—сентябрь.

Описанная выше трансформация стока р. Чу не может вызвать удивления, если учесть, что потери поверхностного стока притоков р. Чу на инфильтрацию в руслах рек, ирригационных каналов и на полях, по подсчетам автора, составляют округленно 1500 млн. м³ в год, инфильтрация в ирригационной сети, питающейся водой из Чу, и на полях — более 800 млн. м³ (при заборе из р. Чу 1500 млн. м³) и, наконец, инфильтрация в русле р. Чу выше г. Токмак — около 700 млн. м³, а в целом — около 3000 млн. м³. Поступления подземных вод в русло Чу составляют свыше 1100 млн. м³. Кроме того, грунтовые воды, выклиниваясь на поверхность, образуют многочисленные карасу, которые рассматривались выше.

Ниже Гуляевских разливов, но выше Камкалинского разлива, как уже указывалось, сток воды часто прекращается уже в конце июля — начале августа. Возобновляется сток нередко только в декабре, а в отдельные годы даже в январе и в виде исключения в феврале. Согласно данным Уламбельской станции (см. табл. 126) за 1951—1960 гг., за март — июнь проходит в среднем 78% годового стока; за август — ноябрь сток составляет всего 1,3% и осуществляется только в многоводные годы.

Описанное выше изменение режима стока Чу по ее длине соответствует положению на конец 40-х годов. В течение 50-х годов в верхнем течении р. Чу было построено Ортотокойское водохранилище, а в среднем течении — три водоподъемных плотины. Ввод в действие этих сооружений обеспечивал увеличение расхода на орошение и гидроэнергетическое строительство. Как уже отмечалось, заметное и с каждым годом увеличивающееся влияние на внутригодовое распределение стока Чу стало оказывать с конца 50-х годов Ортотокойское водохранилище, постро-

енное в целях сезонного регулирования стока для нужд ирригации. Оно накапливает воду в осенне-зимний период, давая дополнительные попуски в мае — сентябре. Строительство водохранилища полностью завершено в 1963 г., но оно частично наполнялось и давало попуски уже с 1958 г. Сказанное требует пересмотра руслового баланса р. Чу и водного баланса долины Чу в целом, приближенные данные по которым были приведены выше. Однако составление таких балансов только заканчивается, и поэтому они не могут быть приведены.

Твердый сток. Как уже отмечалось, эрозия и денудация в пределах горной части бассейна Чу не отличаются интенсивностью, в силу чего сток взвешенных наносов и мутность воды невелики. Так, в створе Кочкорской станции средний сток взвешенных наносов (за 1937—1944 и 1948—1960 гг.) составляет 135 тыс. т в год, что дает среднюю мутность в размере 0,150 кг/м³. В створе Джильарыкской станции средний за 1931—1944 гг. сток взвешенных наносов равен 291 тыс. т, а средняя мутность воды — 0,174 кг/м³. Таким образом, средний смыв с поверхности водосбора р. Чу составляет для створа Кочкорской станции 24,7 т/км² в год, а для створа Джильарыкской станции 30,9 т/км².

После выхода Чу из гор сток взвешенных наносов резко возрастает, что представляет обычную картину на реках Средней Азии. Так, у с. Чумыш сток взвешенных наносов (средний за 1941—1943 гг.) равен 588 тыс. т., а у с. Ташуткул — 1883 тыс. т. (средний за 1938—1945 и 1947—1960 гг.). Средние мутности воды соответственно составляют 0,298 и 0,839 кг/м³. Только на участке между селами Ташуткул и Фурмановка вследствие уменьшения расходов воды сток взвешенных наносов снижается до 1450 тыс. т (средний за 1938—1941, 1943—1945 и 1949—1952 гг.), но мутность воды не меняется (0,812 кг/м³).

Ледовые образования. В пределах верхнего участка сплошного ледостава не наблюдается, местами отсутствуют даже забереги. Из всех видов ледовых образований преобладают шугоходы. Средняя продолжительность плывущих ледовых образований в районе Кутемалдинской станции составляет 30 суток, максимальная продолжительность равна 72 суткам (1944-45 г.). Самое раннее начало ледовых образований отмечено 21/X (1960 г.), самое позднее очищение реки от льда — 23/IV (1957 г.). Средняя продолжительность ледостава 10 суток. На участке Джильарыкской станции средняя продолжительность плывущих ледовых образований достигает 54 суток, наибольшая — 111 суток (1929-30 г.). Наиболее раннее появление ледовых образований отмечено 23/X (1929 г.). Наиболее позднее очищение реки от льда отмечено 27/III (1942 г.).

Ниже с. Токмак в связи с интенсивным поступлением в русло реки теплых грунтовых вод продолжительность плывущих

ледовых образований резко сокращается. Так, на участке Чумышской станции средняя продолжительность плывущих ледовых образований равна 17 суткам, а на участке Константиновской станции — всего 8 суткам; наибольшая продолжительность соответственно равна 39 и 29 суткам.

Ниже по течению в связи с уменьшением притока грунтовых вод и понижением температур воздуха зимой продолжительность плывущих ледовых образований увеличивается, а затем начинает появляться ледостав, становящийся в нижнем течении и в низовьях преобладающим ледовым образованием.

Так, на участке Ташуткульской станции средняя продолжительность ледостава равна 17 суткам, а средняя продолжительность плывущих ледовых образований — 12 суткам. Наибольшая продолжительность соответственно равна 69 (1944-45 г.) и 39 суткам (1953-54 г.). Наиболее раннее появление ледовых образований отмечено 9/XI (1953 г.). Наиболее позднее очищение реки от льда — 8/III (1954 г.).

В районе с. Фурмановка средняя продолжительность ледостава равна 84 суткам, а плывущих ледовых образований — 14 суткам. Наибольшая продолжительность соответственно 125 (1950-51 г.) и 34 суток (1951-52 г.). Наиболее раннее образование ледостава зафиксировано 6/XI, наиболее раннее появление ледовых образований — 5/XI (1943 г.), наиболее позднее очищение реки от льда — 3/IV (1945 г.).

За период 1951—1960 гг. у с. Уланбель средняя продолжительность ледостава составила 112 суток, а максимальная — 147 суток (1959-60 г.). Средняя продолжительность плывущих ледовых образований составила 8 суток, а наибольшая — 15 суток (1956-57 г.). Самое раннее появление ледовых образований зафиксировано 28/X (1953 г.), самое позднее очищение реки от льда — 11/IV (1960 г.).

Таким образом, продолжительность ледостава в нижнем течении реки может превышать три месяца, а в особо суровые зимы — четыре месяца. В низовьях Чу (ниже Гуляевских разливов) даже средняя продолжительность ледостава составляет около трех месяцев.

Притоки реки Чу

Река Чонкемин ($F_в$=1780 км²). Чонкемин является наиболее многоводным притоком р. Чу; ее сток несколько превышает 40% стока р. Чу по выходе из Боамского ущелья. Бассейн ограничивают хребты Заилийский и Кунгей-Алатау. Эти хребты на большом протяжении поднимаются выше 4000 м (такие высоты занимают 15,3% общей площади), достигают своими вершинами отметок 4500 м, а в отдельных случаях даже несколько более 5000 м (наибольшая высота 5346 м, г. Жалпак), далеко выходя за пределы снеговой линии. Таким образом, по распро-

страненности высот ⩾4000 м Чонкемин значительно превосходит реки, формирующие сток верхнего течения р. Чу. Отсюда и значительное развитие в его бассейне вечных снегов и оледенения. Средняя взвешенная высота бассейна составляет 3189 м.

Открытость водосбора р. Чонкемин с запада обусловливает его относительно высокую удельную водоносность, превышающую более чем вдвое водоносность верховьев Чу (выше устья р. Чонкемин), находящихся в глубине горной системы, неблагоприятно ориентированных по отношению к движению влажных воздушных масс и отличающихся меньшей высотой. Так, средний модуль стока верховьев Чу равен 4,30 л/сек. км², тогда как средний модуль водосбора р. Чонкемин составляет 12,1 л/сек. км². Бóльшая высота бассейна обусловливает также повышенную роль высокогорных снегов и ледников в питании р. Чонкемин по сравнению с верховьем Чу и вследствие этого более позднюю концентрацию его стока (табл. 167). Из таблицы видно, что Чу отличается, кроме того, более зарегулированным стоком, что логически вытекает из приведенного выше описания режима р. Чу. Более детально разница в распределении стока внутри года рек Чу и Чонкемин видна при сопоставлении средних месячных расходов воды этих рек.

Средние годовые расходы р. Чонкемин колеблются в пределах 28,4 (1934 г.) — 16,7 м³/сек. (1940 г.). Коэффициент вариации средних годовых расходов равен 0,12. Наибольший из максимальных расходов 156 м³/сек. отмечен 14/VI 1934 г. Наименьший средний месячный расход в марте 1940 г. был равен 7.31 м³/сек.

Сток взвешенных наносов р. Чонкемин у устья в среднем равен 8,83 кг/сек., или 278 000 т за год. Таким образом, средний смыв с поверхности его водосбора составляет 156 т/км² в год. Средняя многолетняя мутность воды равна 0,405 кг/м³.

Притоки ниже Боамского ущелья. В пределах межгорной котловины со склонов Киргизского хребта и Чу-Илийских гор стекает большое число рек, речек и саев. Притоки, сток которых формируется на северных склонах Киргизского хребта, во всех отношениях резко отличаются от рек Чу-Илийских гор, что в первую очередь объясняется высотными различиями Киргизского хребта и Чу-Илийских гор.

Реки северного склона Киргизского хребта. Начинаясь у г. Джамбул невысокими грядами, Киргизский хребет уже на долготе 72° поднимается выше 3000 м над ур. м., а еще менее чем через 1,5° — выше 4000 м, достигая 4800 м в водосборах рек Аламедин и Алаарча (наивысшая вершина 4785 м). В водосборах рек Иссыката, Аламедин, Алаарча и Чонкурчак высоты более 4000 м занимают 9,4—21,1% общей площади. Таким образом, на большей части своего протяжения

Река — пункт	Период наблюдений, гг.	Средний расход воды в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек.км²	Средний			
				III	IV	V	VI
Чонкемин — у устья . .	1913—16, 1929—60	21,6	12,1	9,36	10,8	22,3	39,3
Чу — выше устья р. Чонкемин	1929—60	31,0	4,39	19,6	19,5	30,9	48,1

Киргизский хребет выдается за линию вечных снегов, располагающуюся здесь на высоте 3500—3800 м над ур. м.

В пределах гор реки северного склона Киргизского хребта протекают в узких (несколько сот метров шириной) долинах, часто V-образной формы. Местами реки протекают в ущельях. Склоны долин высокие и крутые. Русла рек, как правило, слабоизвилистые, неразветвленные. Только в местах расширений долин реки разделяются на рукава. Продольные профили рек слабо разработаны, в силу чего уклоны русел очень значительны (до 0,1 и более), а местами образуются каскады.

Выйдя из гор, реки вступают в область предгорного шлейфа, образованную в основном галечниковыми конусами выноса этих рек. В верхней части предгорного шлейфа реки протекают в резко очерченных долинах глубиной до 30—50 м, имеющих каньонообразный поперечный профиль. Такой характер долин сохраняется на протяжении 5—15 км по выходе из предгорий. По удалении от них борта долин понижаются, веерообразно расходятся и теряются. Интенсивное использование рек для орошения обусловливает почти полный забор их воды в веерообразно расходящиеся по конусам выноса каналы. Благодаря этому, а также интенсивной инфильтрации в отложения конусов выноса реки по выходе из предгорий быстро пересыхают. Пройдя предгорный шлейф (северная граница которого приблизительно совпадает с шоссейным трактом г. Джамбул — г. Фрунзе — с. Быстровка), реки попадают в зону покатой пролювиально-аллювиальной равнины, где образуют неглубокие (обычно до 5—10 м, реже более значительные) долины, по дну которых извиваются русла.

Характерной особенностью гидрографии пролювиально-аллювиальной равнины является наличие многочисленных водотоков грунтового питания (карасу). Карасу, имея в общем меридиональное направление, образуют густую сеть переплетающихся между собой водотоков. Долины карасу обладают крутыми

Таблица 167

воды р. Чу и Чонкемин

расход в м³/сек.								Сток в % от годового			q
VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III–VI	VII–IX	X–II	
45,1	42,4	26,9	17,9	14,1	11,3	10,5	9,65	31,5	44,1	24,4	1,40
53,1	50,9	36,3	26,8	23,5	21,7	20,6	20,8	31,8	37,8	30,4	

склонами, ширина их по дну обычно не превышает 20—50 м. Ниже карасу сливаются (большинство их впадает в русла рек) и текут далее сосредоточенными потоками или до рек Чу (Аламедин, Алаарча, Аксу) и Курагата, или теряются в пределах равнины, или, наконец, сбрасывают свою воду на заболоченные участки и в ирригационные каналы [1].

Реки Алаарча и Аламедин в нижних течениях, между Атбашинским каналом и широтой с. Маевки, прорезают на глубину до 100 м всхолмленно волнистую возвышенную часть равнины, представляющую собой как бы вал, вытянутый с юго-востока на северо-запад. Здесь они имеют долины шириной до 4 км. Южнее широты с. Маевка ширина долин 20—50 м, глубина 5—10 м.

С северного склона Киргизского хребта стекает более 35 горных рек, не считая мелких саев и логов, периодически наполняющихся водой. Среди этих рек наиболее водоносной является Иссыката, имеющая при выходе из гор средний расход 7,16 м³/сек. Еще четыре реки (Шамси, Аламедин, Сокулук и Карабалта) имеют средние расходы в пределах 5—6,5 м³/сек. и четыре (Алаарча, Аксу, Аспара и Мерке) — от 5 до 3 м³/сек. (табл. 168).

Общий поверхностный сток с северных склонов Киргизского хребта может быть оценен приблизительно 70 м³/сек. Таким образом, северный склон Киргизского хребта оказывается водоноснее р. Чу при выходе ее из Боамского ущелья.

Как и в других бассейнах Средней Азии, здесь наблюдается тесная зависимость удельной водоносности рек от высоты водо-

[1] По руслу р. Алаарча сбрасываются грунтовые воды, выклинивающиеся в пределах пролювиально-аллювиальной равнины. По руслу р. Аксу сбрасываются те же грунтовые воды и воды карасу нижней части бассейнов Сокулук, Аксу и Карабалта. По руслу р. Аламедин в основном сбрасываются воды из энергетических трактов.

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний годовой расход в м³/сек.			Средний модуль стока в л/сек. км²	Коэф. вариации годового стока
				средний многолетний	наибольший	наименьший		
Северный склон								
Кзылсу — Кокджой (с. Балабулак) . . .	201	2440	1929—60	1,45	(2,28)	0,97	7,22	0,20
Шамси — Лесной кордон	457	2940	1931—60	5,12	(6,88)	3,68	11,2	0,15
Кегеты — Бельсу (Лесной кордон)	242	2900	1927, 1929 1931—60	2,36	3,21	1,58	9,75	0,17
Туюк — Лесной кордон	177	3140	1935—39, 1948—60	2,26	2,83	1,87	12,8	0,12
Иссыката — Санташ (с. Юрьевское) . . .	527	3000	1926—60	7,16	8,83	4,87	13,6	0,13
Норус	324	2172	1925—27, 1929, 1930, 1937	(1,14)	—	—	(3,58)	—
Чонкурчак — Ташмайнок (устье)	97	2700	1929—60	0,81	1,14	0,38	8,35	0,16
Кашкасу — Байтык (устье)	26	2700	1929—60	0,27	(0,42)	0,16	10,4	0,21
Алаарча — Байтык (устье р. Кашкасу)	249	3280	1925—60	4,20	5,09	3,13	16,9	0,12
Аламедин — Ташмайнок (устье р. Чонкурчак)	327	3120	1928—60	6,28	8,40	4,54	19,8	0,15
Джаламыш—Александр (клх им. Чапаева)	153	2540	1932—60	1,27	1,76	0,94	8,30	0,18
Сокулук — с. Белогорское	353	2850	1927, 1929—60	5,22	6,35	4,05	14,8	0,13
Аксу — Беловодское (с. Чонарык)	489	2950	1928—60	4,79	5,58	3,97	9,81	0,11
Карабалта — с. Сосновка	577	2970	1925—60	5,35	6,27	4,06	9,27	0,12
Чонкаинды — Майнок (ущ.)	167	3000	1929, 1931—60	1,87	2,39	1,43	11,2	0,12
Джарлыкаинды — Бутамайнок (с. Ортоарык)	185	2950	1936—59	1,81	2,24	1,39	9,80	0,14
Аспара — Гранитогорск	430	2891	1927—45, 1947—60	3,32	4,74	2,37	7,72	0,19
Мерке — зим. Улбутуй .	410	—	1936—46, 1948—60	3,52	4,75	1,90	8,69	0,25

воды рек бассейна р. Чу

Средний сток в % от годового			Величины δ			Максимальный расход		Минимальный средний месячный расход	
III—VI	VII—IX	X—II	средняя	наибольшая	наименьшая	м³/сек.	дата	м³/сек.	дата
Киргизского хребта									
33,7	40,9	25,4	1,21	1,70	0,62	(13,0)	28/V 1934 г.	0,36	I 1933 г.
29,7	50,9	19,4	1,71	2,85	1,10	48,1	2/VIII 1946 г.	1,13	III 1940 г.
27,8	53,1	19,1	1,91	3,03	1,04	33,5	14/VI 1955 г.	0,21	IV 1927 г.
27,8	51,6	20,6	1,86	3,46	1,49	15,6	15/VI 1955 г.	0,42	II 1955 г.
22,3	52,1	25,6	2,34	3,62	1,67	45,8	5/VIII 1946 г.	2,29	IV 1940 г.
(29,1)	(30,5)	(40,4)	(1,05)	—	—	—	—	—	—
27,0	44,0	29,0	1,63	2,48	0,93	24,1	20/VII 1954 г.	0,22	II 1934 г.
46,7	35,3	18,0	0,76	1,37	0,38	6,91	20/VII 1954 г.	0,04	I, II, III 1933 г.
24,7	57,9	17,4	2,34	3,82	1,53	50,0	22/VI 1953 г.	0,97	III 1933 г.
22,7	60,4	16,9	2,66	4,66	1,79	58,2	15/VII 1958 г.	1,00	I 1940 г.
32,2	41,2	26,6	1,32	1,82	0,88	(20,0)	5/VI 1934 г.	0,43	III 1940 г.
25,6	57,4	17,0	2,24	3,00	1,40	46,4	6/VII 1931 г.	0,94	II 1940 г.
30,2	51,6	18,2	1,71	2,68	1,03	(43,3)	6/VII 1931 г.	0,94	III 1940 г.
34,6	47,1	18,3	1,36	2,61	0,87	(71,2)	28/VI 1926 г.	1,07	III 1956 г.
30,2	52,1	17,7	1,73	2,77	1,04	24,6	28/VI 1945 г.	0,35	II 1938 г.
31,6	48,8	19,6	1,54	2,22	1,01	16,2	28/VI 1945 г.	0,53	IV 1938 г.
30,2	51,5	18,3	1,70	3,39	0,87	40,3	2/VI 1933 г.	0,57	XII 1939 г.
40,6	39,7	19,7	0,98	1,90	0,57	40,6	19/V 1936 г.	0,13	III 1958 г.

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.	Средний годовой расход в м³/сек.			Средний модуль стока в л/сек. км²	Коэф. вариации годового стока
				средний многолетний	наибольший	наименьший		
Южный склон Заилийского								
Кичикемин — Бурулдай (свх им. Ильича) . .	184	2704	1931—34, 1937—60	2,02	3,17	0,86	11,0	0,30
Каракунус — с. Каракунус	490	1889	1936—60	2,61	4,90	1,18	5,32	—
Ргайты — с. Актас . .	461	—	1956—60	(1,43)	—	—	(3,10)	—

сбора. Однако в силу различных условий увлажнения здесь не может быть единой обобщающей зависимости. В восточной части хребта, где горы замыкаются, количество выпадающих осадков на тех же высотах больше, чем в западной части, в силу чего и средние модули стока рек там несколько выше, чем на западе, при одной и той же средней взвешенной высоте водосбора. Граница между более водоносными и менее водоносными реками проходит по водоразделу, отделяющему водосборы рек Сокулук и Аксу.

Все рассматриваемые реки, отличающиеся значительной высотой водосборов и берущие начало на главном гребне хребта, относятся к рекам ледниково-снегового питания, чем и определяется их внутригодовое распределение стока. Исключение представляют р. Мерке, которая находится на грани рек ледниково-снегового и снегово-ледникового питания, а также небольшие реки, находящиеся западнее водосбора р. Мерке, истоки которых расположены на участке хребта с пониженными отметками.

Таким образом, реки северного склона Киргизского хребта, за исключением отмеченных, характеризуются поздней концентрацией стока. Сток за июль — сентябрь у них превышает сток за март — июнь иногда более чем в два раза (реки Иссыката, Аламедин, Алаарча и Сокулук, см. табл. 132). Максимум средних месячных расходов приходится на июль, реже — на август, минимум чаще всего наблюдается в марте. В отдельные годы, главным образом в зависимости от температурных условий таяния снега и льда, внутригодовое распределение стока претерпевает весьма существенные изменения. Так, например, у р. Аламедин в 1946 г. сток июля — сентября в 4,66 раза превышал сток марта — июня, а в 1941 г.— 1,79 раза; у р. Шамси соответ-

Средний сток в % от годового			Величины δ			Максимальный расход		Минимальный средний месячный расход	
III–VI	VII–IX	X–II	средняя	наибольшая	наименьшая	м³/сек.	дата	м³/сек.	дата
Алатау и Чу-Илийских гор									
38,6	37,5	23,9	0,97	1,47	0,53	21,0	15/VII 1958 г.	0,46	II 1944 г.
63,5 (71,2)	17,7 (11,6)	18,8 (17,2)	0,28 (0,16)	— —	— —	41,0 —	10/V 1950 г. —	0,42 —	XII 1949 г. —

ственно имеет 2,85 (1958 г.) и 1,10 (1941 г.). Обращает на себя внимание факт отсутствия синхронности в колебаниях стока. Наиболее поздняя и наиболее ранняя концентрация стока у различных рек наблюдалась в разные годы.

Сток за октябрь — февраль рассматриваемых рек укладывается (округленно) в пределы 17—29% годового стока. Исключением является р. Норус, у которой сток за этот период достигает 40,4% годового стока, что свидетельствует о повышенном подземном питании реки. Как реки ледниково-снегового питания реки северного склона Киргизского хребта отличаются незначительной вариантностью годового стока. Коэффициенты вариации у них укладываются в пределы 0,1—0,2.

Реки южного склона Заилийского Алатау и Чу-Илийских гор. В противоположность Киргизскому хребту западная оконечность Заилийского Алатау и в особенности Чу-Илийские горы не отличаются значительной высотой. Только на востоке, в водосборе р. Кичикемин, они превышают 3000 м. Уже немного западнее меридиана 75°30′ Чу-Илийские горы не достигают отметок 2000 м (большей частью не превышают 1500 м). Этим определяется характер питания и внутригодового распределения стока, а также удельная водоносность рек, стекающих с юго-западного склона Заилийского Алатау и Чу-Илийских гор. Значительное участие высокогорных снегов и сравнительно высокий сток воды в июле — сентябре имеют место только в водосборе р. Кичикемин, средняя высота которого равна 2704 м. Сток р. Кичикемин за названный период равен 37,5% годового стока, он незначительно уступает стоку за март — июнь (97% его величины). Сток р. Каракунус, водосбор которой примыкает к водосбору р. Кичикемин и отличается значительно

меньшей высотой ($H_{ср}$ = 1889 м), за июль — сентябрь снижается уже до 17,7% годового стока, а у следующей на запад крупной р. Ргайты — до 11,6% (см. табл. 132). Таким образом, уже р. Ргайты является типичной представительницей рек снегово-дождевого питания с минимумом стока в конце лета, когда истощаются запасы подземных вод. При продвижении на запад с дальнейшим снижением высот реки рассматриваемых хребтов все больше приобретают облик саев, сток которых летом поддерживается только выходом подземных вод, а при истощении последних русла их пересыхают и наполняются водой на короткие отрезки времени только после прохождения обильных дождей.

Несмотря на исключительно благоприятную ориентацию и доступность водосборов рек важным воздушным массам, рассматриваемые водосборы не отличаются высокой удельной водоносностью. Только с 1 км² водосбора р. Кичикемин стекает 11 л/сек. воды, в водосборе р. Каракунус средний модуль стока уже снижается почти до 5 л/сек. км², а в водосборе р. Ргайты — до 3 л/сек. км². По выходе на предгорную равнину все реки разбираются на орошение и до Чу не доходят. Только реки Каракунус, Ргайты и Кокпатас сбрасывают свои воды в Чу в период прохождения половодья (апрель—май), и то лишь в многоводные годы.

Водотоки грунтового питания. Как уже указывалось, в равнинной области бассейна р. Чу развита густая сеть карасу, питающихся на периферии конусов выноса левобережных притоков. Краткое описание этих карасу было дано выше, поэтому здесь ограничимся сведениями о их дебите и режиме. Исследования дебита карасу, произведенные Средазгипроводхлопком в 1937—1938 гг., и данные МВХ позволили инж. А. С. Цветкову установить ориентировочные суммарные средние майские расходы карасу, территориально тяготеющих к бассейнам отдельных рек, эти расходы показаны в табл. 169.

Таблица 169

Суммарные средние расходы воды карасу в мае

Бассейны рек	Расход в м³/сек.
Иссыката, Норус . . .	0,5
Аламедин, Алаарча . .	3,5
Джаламыш, Сокулук .	2,4
Аксу	3,1
Карабалта	2,9
Чонкаинды	0,6
Джарлыкаинды . . .	0,3
Итого	13,3

Как правило, расходы воды достигают наибольших значений в марте—апреле (до 110—120% майских расходов); минимальные расходы наблюдаются в июле—августе (до 80% майских расходов).

Кроме указанных выше водотоков, получающих питание по периферии конусов выноса левобережных притоков, в долине Чу между г. Токмак и Чумышскими скалами располагается ряд карасу. Среди них выделяется р. Красная, берущая начало из родников на левом берегу Чу в районе г. Токмак. Гидрографическая сеть Красной очень развита. При расстоянии от истока до Кеньбулунской станции, равном 8 км, общая протяженность входящих в систему этой реки карасу составляет округленно 85 км. Интенсивность выклинивания равна в среднем 0,27 м³/сек. на 1 пог. км русла, а местами достигает 0,7 м³/сек. Питание р. Красной в основном происходит за счет потерь воды в русле Чу на участке Джильарык—г. Токмак, а также в ирригационной сети и на полях, питающихся чуйской водой. Однако в питании Красной значительная роль принадлежит и подземному потоку со стороны некоторых левобережных притоков Чу. Средний многолетний расход реки в створе Кеньбулунской станции равен 22,8 м³/сек. Расходы р. Красной отличаются большим постоянством как в течение года, так и в многолетнем периоде. Отношение наибольшего среднего месячного расхода к наименьшему за период 1927—1944 гг. равно всего лишь 1,6.

К северу от Красной располагается группа Токмакских карасу с суммарным дебитом 2,9 м³/сек. Общая протяженность Токмакских карасу 16 км, средняя интенсивность выклинивания 0,18 м³/сек. на 1 пог. км русла. Режим Токмакских карасу подобен режиму Красной.

На правом берегу р. Чу протекает р. Черная. В верхнем и нижнем течении ее русло мало заглублено, и река является типичной карасу. Естественный режим Черной в устье нарушен забором воды на орошение и ирригационными сбросами. Наименее изменены расходы зимних месяцев, судя по которым средний годовой расход Черной составляет около 0,5 м³/сек.

Бассейн озера Иссык-Куль

Восточная часть рассматриваемого бассейна занята своеобразной в физико-географическом отношении котловиной озера Иссык-Куль. Эта котловина имеет овальную форму и вытянута в широтном направлении. Большая ось овала имеет (с запада на восток) длину 252 км и малая ось (с севера на юг) — 116 км. Бассейн озера в основном состоит из двух покатостей: на севере южный склон хребта Кунгей-Алатау, а на юге — северный склон хребта Терскей-Алатау. Общая площадь бассейна равна 21 891 км² [4]. Она слагается из горной области площадью

12 660 км², где формируется сток рек и временно действующих саев, предгорной равнины, окаймляющей озеро и имеющей площадь 3025 км², и, наконец, зеркала озера с площадью 6206 км² [4].

Высота Кунгей-Алатау на западе около 3000 м; к востоку хребет повышается и достигает наибольшей высоты (5168 м) против вершины Чоктол. Далее к востоку хребет снова понижается до 3050 м. После повышения в верховьях р. Талдысу до 3700 м высота хребта доходит до 2195 м. Здесь хребет принимает почти меридиональное направление. Склоны Кунгей-Алатау очень крутые.

Терскей-Алатау выше Кунгей-Алатау; среди его вершин есть много пиков выше 5000 м. Наибольшая высота его в верховьях рек Каракол и Джеттыогуз равна 5250 м. К западу хребет понижается до 4000—4700 м; на меридиане западного конца озера водораздел имеет высоту около 3500 м.

Снеговая линия на Кунгей-Алатау в западной его части располагается на высоте 3900—4000 м, в районе р. Чонаксу она опускается до 3840 м, далее на восток остается примерно на той же высоте.

В западной части хребта Терскей-Алатау снеговая линия располагается на высоте 3850—3950 м, в восточной части опускается до 3550 м.

Вследствие большей высоты и северной ориентации склонов оледенение на Терскей-Алатау развито значительно больше, чем на южном склоне Кунгей-Алатау. По данным Р. Д. Забирова [5], оледенение на первом занимает площадь 538 км² (90%), а на втором — 62 км² (10% площади оледенения обоих хребтов).

Западная часть иссык-кульской котловины бедна осадками. Так, на западном побережье озера (ст. Рыбачье) годовая сумма осадков составляет всего 110 мм. К востоку количество осадков резко увеличивается и на восточном побережье (ст. Красный Октябрь) достигает 541 мм.

Такая разница в количестве выпадающих осадков объясняется тем, что господствующее в верхних слоях атмосферы западное течение воздуха, перевалив через горы, окаймляющие иссык-кульскую котловину, и в значительной степени уже выделив влагу, опускается и нагревается. По мере продвижения на восток над озером этот воздушный поток вновь обогащается влагой (за счет испарения с поверхности озера) и, поднимаясь по склону гор, выделяет ее в виде осадков. Помимо увеличения осадков с запада на восток, количество их увеличивается и по мере поднятия вверх по склонам горных хребтов.

Следующей, весьма важной для понимания гидрологических особенностей иссык-кульской котловины характерной чертой климата является преобладание летних осадков. В восточной части предгорной равнины максимальное месячное количество

осадков наблюдается с мая по август, а в западной — с июля по август. Количество осадков за холодный сезон (октябрь—март) ничтожно и не превышает 16—18,5% годовой суммы осадков, уменьшаясь в западной части равнины до 2—5% (станции Рыбачье, Улахол).

Согласно данным В. И. Михайловой, в водосборе р. Чонкызылсу за декабрь—февраль каждый месяц выпадает от нескольких десятых до 2—3% годовой суммы осадков. Не приходится поэтому удивляться, что дождемеры, установленные ею в пределах высот 2900—3100 м, дают количество твердых осадков в размере лишь от 25 до 31% годовой суммы, а в среднем оно равно 28%. Таким образом, на абсолютной высоте 3000 м жидкие осадки составляют 72%. Напомним, что на той же высоте на северном склоне Заилийского Алатау твердые осадки составляют 65% годовой суммы (рис. 10 первой части). Отсюда становится понятным своеобразие физико-географических условий замкнутой котловины озера Иссык-Куль, значительная часть которой занята к тому же водной поверхностью озера. В результате в бассейне озера Иссык-Куль необычайно большую роль в питании рек играет дождевое питание и крайне малую — снеговое. По этой причине соотношение различных источников питания в стоке рек Иссык-кульской котловины не типично для других, в том числе и северо-восточных районов Средней Азии, и выводы, полученные на примере рек бассейна озера Иссык-Куль, распространять на остальную территорию Средней Азии следует с осторожностью.

Малое количество зимних осадков, как указывалось в первой части работы, вообще свойственно глубинным частям горных систем и, в частности, замкнутым, окруженным высокими горами котловинам. Кроме того, в данном конкретном случае необычайно высокому количеству летних осадков благоприятствует высокое же испарение с поверхности озера летом.

Описанному выше распространению осадков соответствует и развитие речной сети. В западной части бассейна озера, бедной осадками и с пониженными отметками хребтов, речная сеть развита слабо и в большинстве случаев представлена периодически действующими водотоками. Удельная водоносность этих рек не превышает 4—6 л/сек. км² (табл. 170, реки Турайгыр и Улахол). Напротив, в средней и восточной частях бассейна, где количество осадков велико, а реки берут начало с наиболее возвышенных частей хребтов Кунгей- и Терскей-Алатау (за исключением самой восточной окраины котловины, где отметки хребтов снова снижаются), сосредоточены наиболее водоносные реки бассейна; здесь удельная водоносность рек достигает 16—21 л/сек. км². Таким образом, удельная водоносность рек бассейна озера Иссык-Куль обусловливается климатическими

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Период наблюдений, гг.
		Южный склон хребта	
Турайгыр — устье р. Кызылбулак	126	2680	1937, 1940—47, 1949—56
Чонкойсу — с. Курское	79	3490	1932—47, 1950—60
Чолпаната — свх. Чолпаната	74	3240	1932—38, 1941—60
Чонаксу — с. Григорьевское	309	3420	1930—60
Кичиаксу — с. Семеновское	186	3030	1930—60
Чонурюкты — Конесовхоз	79	2840	1932—60
Уйтал — с. Алексеевка	38	2760	1933—60
Кутурга — с. Кутурга	50	2950	1934—60
		Северный склон	
Улахол — с. Улахол	564	2970	1932—60
Актерек — Актерекская МТС	660	2820	1932—60
Аксай — с. Муяртюбе (с. Коксай)	342	3060	1932—60
Тон — с. Кольцовка (с. Турасу)	237	3300	1941—60
Тоссор — с. Тоссор (устье р. Кодал)	295	3200	1937—60
Тамга — с. Тамга	140	3100	1940—41, 1943—60
Барскаун — с. Барскаун (устье р. Сасык)	320	3490	1929, 1932—35, 1945, 1959
Чонджаргилчак — Лесозавод	128	—	1942—60
Джуука — с. Джуука (устье р. Джуукучак)	486	3250	1932—34, 1937—60
Кичикызылсу — с. Покровское	103	3250	1942—60
Чонкызылсу — Лесной Кордон	302	3160	1930—60
Джеттыогуз — кур. Джеттыогуз	263	3310	1924—48
Ирдык — с. Мариинское	91	2880	1932—60
Каракол — устье р. Каскасу	301	3510	1929—60
Аксу — с. Минеральные Ключи	209	3460	1932—60
Аксу-Арасан — с. Теплоключинское	301	3520	1928—60
Тургень-Аксу — пос. Лесозавода	330	3410	1929—60
Джаргалан — с. Лизогубовка (с. Советское)	250	2960	1926—60
Тюп — с. Сартологой	513	2740	1930—60

[1] Вместе с протоком Бардюбе.

бассейна озера Иссык-Куль

Средний годовой расход в м³/сек.			Коэффициент вариации годового стока	Средний модуль стока в л/сек. км²
средний многолетний	наибольший	наименьший		
Кунгей-Алатау				
0,43	0,65	0,26	0,27	3,41
1,15	1,72	0,72	0,22	14,6
1,23	1,94	0,88	0,21	16,6
5,10	7,19	3,62	0,14	16,5
3,11	4,64	2,28	0,16	16,9
1,37	1,88	0,93	0,18	17,4
0,49	0,75	0,25	0,28	12,9
0,89	1,13	0,67	0,15	17,8
хребта Терскей-Алатау				
3,07	3,84	2,37	0,14	5,45
4,55	6,34	3,48	0,15	6,90
3,11	4,34	2,22	0,15	9,10
3,13	4,32	2,40	0,17	13,2
2,36	2,96	1,77	0,15	8,00
1,12	1,31	0,87	0,12	8,00
4,57	6,34	3,51	—	14,3
2,21	2,79	1,72	0,16	17,3
6,20	8,18	4,43	0,16	12,7
1,20	1,57	1,03	0,12	11,7
4,73	6,53	3,48	0,15	15,7
5,61	7,69	4,28	0,17	21,3
1,32	1,69	1,00	0,15	14,5
6,43	8,66	4,86	0,12	21,4
4,06	6,42	3,04	0,16	19,4
5,15	7,09	3,53	0,17	17,1
6,67	8,32	5,03	0,14	20,2
4,60	6,03	3,20	0,18	18,4
8,24	11,2	6,43	0,17	16,1

Река — пункт	Средний сток воды в % от годового		
	III–VI	VII–IX	X–II
		Южный склон хребта	
Турайгыр — устье р. Кызылбулак	42,7	28,7	28,6
Чонкойсу — с. Курское	28,6	49,4	22,0
Чолпаната — свх. Чолпаната	30,5	48,7	20,8
Чонаксу — с. Григорьевское	26,4	52,8	20,8
Кичпаксу — с. Семеновское	35,2	44,6	20,2
Чонурюкты — Конесовхоз	44,3	39,9	15,8
Уйтал — с. Алексеевка	48,2	31,8	20,0
Кутурга — с. Кутурга	45,4	26,2	28,4
		Северный склон	
Улахол — с. Улахол	32,9	46,0	22,1
Актерек — Актерекская МТС	28,4	32,4	39,2
Аксай — с. Муяртюбе (с. Коксай)	19,6	50,3	30,1
Тон — с. Кольцовка (с. Турасу)	23,2	55,4	21,4
Тоссор — с. Тоссор (устье р. Кодал)	26,6	52,9	20,5
Тамга — с. Тамга	27,4	51,1	21,5
Барскаун — с. Барскаун (устье р. Сасык)	26,1	60,9	13,0
Чонджаргилчак — Лесозавод	24,6	58,0	17,4
Джуука — с. Джуука (устье р. Джуукучак)	20,7	60,5	18,8
Кичикызылсу — с. Покровское	36,7	47,3	16,0
Чонкызылсу — Лесной Кордон	30,2	55,3	14,5
Джеттыогуз — кур. Джеттыогуз	31,5	53,8	14,7
Ирдык — с. Мариинское	39,9	39,6	20,5
Каракол — устье р. Каскасу	28,7	54,8	16,5
Аксу — с. Минеральные Ключи	32,1	50,4	17,5
Аксу-Арасан — с. Теплоключинское	31,1	54,6	14,3
Тургень-Аксу — пос. Лесозавода	33,3	49,8	16,9
Джаргалан — с. Лизогубовка (с. Советское)	52,1	31,8	16,1
Тюп — с. Сартологой	57,9	26,4	15,7

Величина δ			Максимальный расход		Минимальный средний месячный расход	
средняя	наибольшая	наименьшая	м³/сек.	дата	м³/сек.	дата
Кунгей-Алатау						
0,67	1,79	0,43	7,50	28/V 1956	0,07	II 1947
1,73	2,81	1,11	12,6	15/V 1950	0,25	III 1946
1,60	2,45	1,07	15,5	11/V 1935	0,23	II 1938
2,00	2,92	1,15	52,0	15/VII 1958	1,43	III 1939
1,27	2,17	0,85	(31,0)	19, 20/VI 1931	0,64	II 1937
0,90	1,52	0,62	16,9	28/V 1951	0,22	II 1949
0,66	1,54	0,37	7,16	19/V 1936	0,07	III 1946
0,58	1,02	0,30	13,2	8/VI 1957	0,32	XII 1957
хребта Терскей-Алатау						
1,40	2,51	0,94	39,2	28/VI 1945	(0,61)	II 1938
1,14	2,03	0,65	21,9	20/VIII 1955	2,55	(VII 1937)
2,56	5,55	1,51	35,6	30/VII 1956	0,83	IV 1944
2,39	4,48	1,02	—	—	0,74	III 1949
1,99	3,04	1,06	32,7	1/VIII 1952	0,71	II 1939
1,87	2,72	0,89	26,2	29/VII 1959	0,23	II 1943
2,33	4,17	1,30	56,0	26/VII 1939	0,28	IV 1937
2,35	4,23	1,13	25,3	7 VIII 1942	0,27	I 1943
2,92	4,30	1,82	52,2	14/VII 1956	0,99	III 1937
1,29	1,86	0,85	45,0	7/VIII 1952	0,24	II 1957
1,83	2,84	1,16	(54,0)	11/VII 1930	0,70	III 1943
1,71	2,55	1,02	(57,0)	11/VII 1930	0,77	III 1939
0,99	1,56	0,67	(18,3)	27, 29/VI 1934	0,31	III 1940, 1942
1,91	3,04	1,16	(57,6)	27/VI 1934	0,68	III 1947
1,57	2,64	1,04	(29,6)	10, 11/VIII 1935	0,63	III 1946
1,76	2,81	1,13	(70,2)	11/VII 1930	0,39	III 1945
1,50	2,26	0,90	76,2	14/VI 1942	1,23	III 1932
0,61	0,94	0,40	65,6	26/IV 1946	0,66	II 1937
0,46	0,71	0,29	151	15/V 1960	1,11	III 1946

особенностями и высотой водосбора — она увеличивается с запада на восток и с подъемом в горы.

Со склонов гор, окружающих котловину, стекают многочисленные реки, которые в верхнем течении представляют собой типичные горные потоки, протекающие в узких каменистых долинах (нередко в ущельях), с частыми каскадами и водопадами.

Рис. 162. Река Джеттыогуз.

В половодье реки, уклоны которых в горной области достигают 0,1—0,2, представляют собой бурные пенящиеся потоки.

Выходя в приозерную покатую равнину шириной от 1 до 15 км, они приобретают характер небольших равнинных рек; наиболее значительные из них представляют собой обычно узкие ручьи, текущие по дну глубоких и широких логов, фильтруясь в отложения конусов выноса, сливающихся в предгорной полосе почти в один сплошной шлейф (рис. 162). Разбираясь на орошение, мелкие реки не достигают поверхностным путем озера Иссык-Куль. У берегов озера местами наблюдается выклинивание грунтовых вод в виде небольших родников и заболоченных пространств (сазы).

Со склонов Кунгей- и Терскей-Алатау стекает семь рек (Чонаксу, Джуука, Джеттыогуз, Каракол, Тургеньаксу, Аксу-Арасан и Тюп) с средними годовыми расходами при выходе из гор 5 м³/сек. и более. Наиболее водоносная из них р. Тюп,

имеющая средний годовой расход 8,24 м³/сек. Рек с расходами от 3 до 5 м³/сек. тоже семь. Средние годовые расходы остальных рек менее 3 м³/сек., у некоторых падают до долей м³/сек. Водосборные площади наиболее крупных рек колеблются в пределах 625—300 км² (13 рек). Рек протяженностью более 50 км всего четыре: Тюп, Джаргалан, Джеттыогуз и Джуука.

Внутригодовое распределение стока рек зависит от высоты водосборов. Наиболее ранним прохождением гребня половодья (в мае) и наиболее ранней концентрацией стока отличаются реки, находящиеся в северо-западной части озера и питающиеся с наиболее пониженного склона хребта Кунгей-Алатау (р. Турайгыр и др.). У них сток за период таяния сезонных снегов (март—июнь) существенно превышает сток за период таяния высокогорных снегов и ледников (июль—сентябрь). К ним приближаются реки Чонурюкты, Уйтал и Кутурга, питающиеся с пониженной части хребта Кунгей-Алатау, и реки Тюп и Джаргалан, сток которых формируется в пониженной части хребта Терскей-Алатау (средние высоты водосборов этих рек меньше 3000 м, у некоторых снижаются до 2700 м). Наиболее поздним прохождением гребня половодья и наиболее поздним сосредоточением стока отличаются реки, имеющие истоки в наиболее возвышенной части южного склона хребта Кунгей-Алатау (Чонаксу) и в особенности северного склона хребта Терскей-Алатау (Аксай, Тон, Тамга, Барскаун, Джуука). Средние взвешенные высоты водосборов этих рек превышают 3250 м, а сток за июль—сентябрь более чем вдвое превышает сток за март—июнь.

В общем большая часть наиболее крупных рек Иссык-кульской котловины (исключение представляют реки Тюп и Джаргалан) относится к рекам ледниково-снегового питания, у которых сток за июль—сентябрь превосходит сток за март—июнь, а гребень половодья проходит поздно — в июле—августе.

Сток за октябрь—февраль у рек бассейна озера Иссык-Куль в подавляющем большинстве случаев укладывается в пределы 15—25%, т. е. ничем на выделяется среди рек Средней Азии. Исключение представляют реки Кутурга, Аксай и в особенности Актерек. У последней сток за этот период составляет 39,2% годового стока. Объяснение столь высокого подземного питания названных рек в первую очередь надо искать в особенности геологического строения их водосборов (большое распространение водопроницаемых пород, наличие межгорных котловин, выполненных обломочным материалом, и т. п.). Водотоки Иссык-кульской котловины, относящиеся преимущественно к рекам ледниково-снегового питания, отличаются незначительными колебаниями годового стока. Коэффициенты вариации их в основном заключены в пределах 0,10—0,20. Строгой зависимости между изменчивостью годового стока рек и высотой их водосборов не наблюдается. Так, наибольшим колебаниям подвер-

жен годовой сток, с одной стороны, реки Турайгыр и Уйтал (C_v=0,27÷0,28), высоты водосборов которых сравнительно невелики ($H_{ср}$=2680 и 2760 м), с другой стороны, высокой изменчивостью годового стока отличаются реки Чонкойсу и Чолпаната (C_v=0,22÷0,21), водосборы которых расположены высоко ($H_{ср}$=3490 и 3240 м). Наконец, небольшим колебанием средних годовых расходов воды (C_v=0,15) отличается р. Кутурга, обладающая сравнительно низким водосбором ($H_{ср}$=2950 м), но зато высоким подземным питанием.

Интенсивность смыва с поверхности водосборов и мутность воды рек при выходе их из гор сравнительно невелики. Так, согласно весьма скудным данным, интенсивность смыва в очень редких случаях превышает 50 т/км², а на некоторых реках она ниже 10 т/км². Средняя мутность воды не превышает 0,1—0,2 кг/м³, уменьшаясь до 0,01—0,02 кг/м³.

Образование ледяного покрова на реках иссык-кульской котловины при выходе из гор начинается обычно в конце ноября — начале декабря с появления заберегов, которые растут с обоих берегов и достигают максимальной ширины к середине января, когда льдом бывает покрыто около $^3/_4$ поверхности реки и лишь стрежневая часть потока остается свободной от льда. Исчезновение заберегов наблюдается в марте.

На реках интенсивно образуется шуга (в особенности в начале зимы), которая, двигаясь вниз по течению, вызывает зажоры с резким повышением уровней, нередко превышающим максимальные уровни половодий. Аналогичное явление имеет место и при заторах, образующихся от накопления в русле реки масс льда, оторвавшегося от берегов. Этот лед образует ледяные мосты, преграждающие русло. Наиболее интенсивно зажорные и заторные явления развиваются в декабре — первой половине января. В суровые зимы некоторые реки бассейна озера Иссык-Куль покрываются сплошным ледяным покровом.

Глава VII

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ БАССЕЙНА ОЗЕРА БАЛХАШ[1]

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА

Южная часть бассейна озера Балхаш занимает крайний северо-восток Средней Азии. Граница его проходит по южному побережью озера, Чу-Илийским горам, хребтам Заилийский

[1] Подробным изучением гидрологических условий бассейна озера Балхаш занимаются Академия наук КазССР, Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт и другие организации Казахстана, поэтому здесь ограничимся только общей характеристикой южной части названного бассейна, входящей в состав Средней Азии.

Алатау, Кунгей-Алатау, Терскей-Алатау и его отрогам, отрогам Джунгарского Алатау и, наконец, по восточному водоразделу бассейна р. Лепса, слабовыраженному в равнинной области.

Рассматриваемая часть бассейна озера Балхаш зимой в наибольшей степени находится под воздействием сибирского максимума давления (см. главу I первой части), поэтому зимние температуры воздуха здесь значительно ниже, чем на остальной

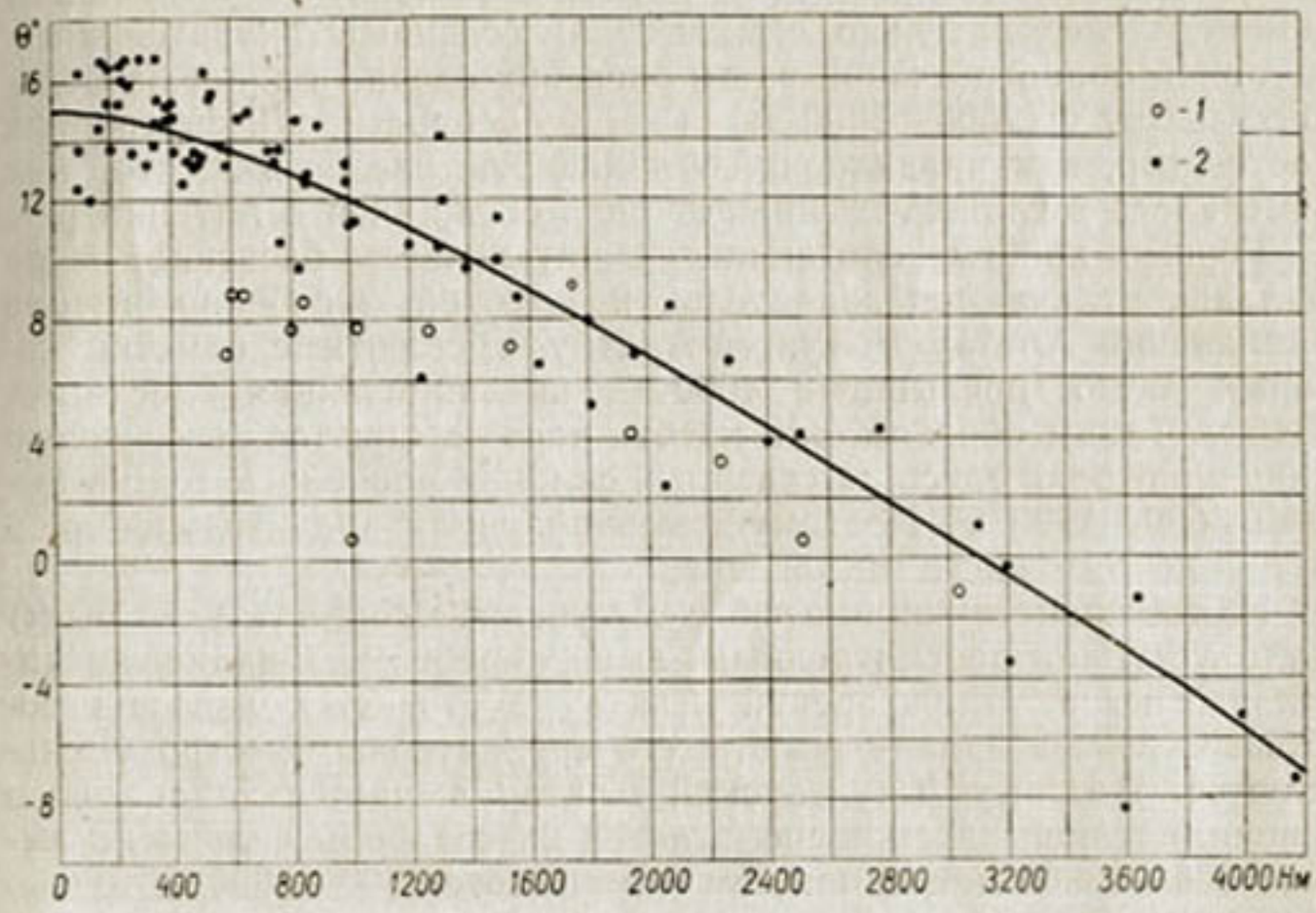


Рис. 163. Зависимость средних годовых температур воздуха θ от высоты местности (H).

1 — пункты в бассейне озера Балхаш, *2* — остальные бассейны Средней Азии.

территории Средней Азии. Если для последней зависимости средних годовых и средних месячных температур воздуха от высоты местности представляется в виде широкой полосы точек, в пределах которой находятся пункты, лежащие на различных широтах (другими словами, влияние широты затушевано), то пункты, расположенные в пределах рассматриваемого бассейна, резко отклоняются от общей зависимости (рис. 163).

Воздействие сибирского максимума давления сказывается и в том, что зимой на рассматриваемой территории воздушные фронты редки. Они появляются только тогда, когда сибирский максимум давления сходит на нет, т. е. весной и летом. Поэтому количество выпадающих в бассейне озера Балхаш осадков в зимний сезон невелико. Тем не менее, в равнинной области южной части бассейна озера Балхаш максимум осадков, как и на всей территории Средней Азии, наблюдается весной. Более

того, даже близ Балхаша имеются пункты, где летние осадки меньше зимних (например, Баканас, где зимой выпадает 26% годового количества осадков, а летом 15%, Куйган — соответственно 25 и 23%). Такое распределение осадков является, однако, исключением, и, как правило, летние осадки превышают зимние. Таким образом, если в равнинной области бассейна рек Чу и Талас зимние и летние осадки приблизительно равны, то в рассматриваемом бассейне летние осадки уже превышают зимние и, следовательно, самым сухим сезоном становится зима. В горной области южной части бассейна озера Балхаш на больших высотах (2500—3000 м) и в особенности во внутренних частях гор, как правило, преобладают летние осадки, что, как отмечалось в главе VI, снижает роль снежников в питании рек.

Горные хребты, слагающие южную часть бассейна озера Балхаш, отличаются значительной высотой. Особенно высоки Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау, абсолютные отметки которых часто превышают 4000 м, а наибольшая достигает 5346 м. Таким образом, оба хребта часто выдаются за снеговую линию, которая здесь на северных склонах располагается на высоте 3600—3900 м. Поэтому здесь получили значительное развитие вечные снега и оледенение.

Наивысшая вершина хребта Джунгарского Алатау (5066 м) мало уступает рассмотренным выше хребтам. Однако значительных высот Джунгарский Алатау достигает только на востоке СССР; к западу высоты его сравнительно быстро уменьшаются. Поэтому Джунгарский Алатау выдается за снеговую линию, которая здесь располагается на северном склоне на высоте 3000—3300 м, а на южном — на высоте 3500—3800 м, только в восточной части, где он и несет значительные поля вечных снегов и ледников. Совершенно ничтожной высотой отличаются Чу-Илийские горы. Описанным высотным условиям соответствует питание рек.

Реки, формирующие свой сток (полностью или частично) на северных склонах Заилийского Алатау и Кунгей-Алатау, обычно являются реками ледниково-снегового питания. Реки Джунгарского Алатау относятся к рекам этого же типа только в том случае, когда их водосборы приурочены к наиболее возвышенным частям хребта. Остальные наиболее крупные реки, формирующие сток на северных и западных склонах Джунгарского Алатау, относятся к рекам снегово-ледникового питания. Наконец, с северно-восточных склонов Чу-Илийского хребта стекают только периодически действующие водотоки.

Общая площадь горной области южной части бассейна озера Балхаш составляет 119 000 км². С нее стекает примерно 800 м³/сек., что дает сток с 1 км² в размере 6,7 л/сек. Таким образом, по абсолютной водоносности южная часть бассейна Балхаша значительно уступает бассейнам рек Аму-Дарьи и Сыр-

Дарьи, но выше всех остальных речных бассейнов Средней Азии. То же можно сказать и в отношении удельной водности.

По интенсивности смыва южная часть бассейна Балхаша уступает бассейну Сыр-Дарьи, а тем более бассейну Аму-Дарьи. Особенно незначителен смыв со склонов Джунгарского Алатау. Основными причинами малого смыва со склонов упомянутого хребта являются литологический состав пород (хребет сложен

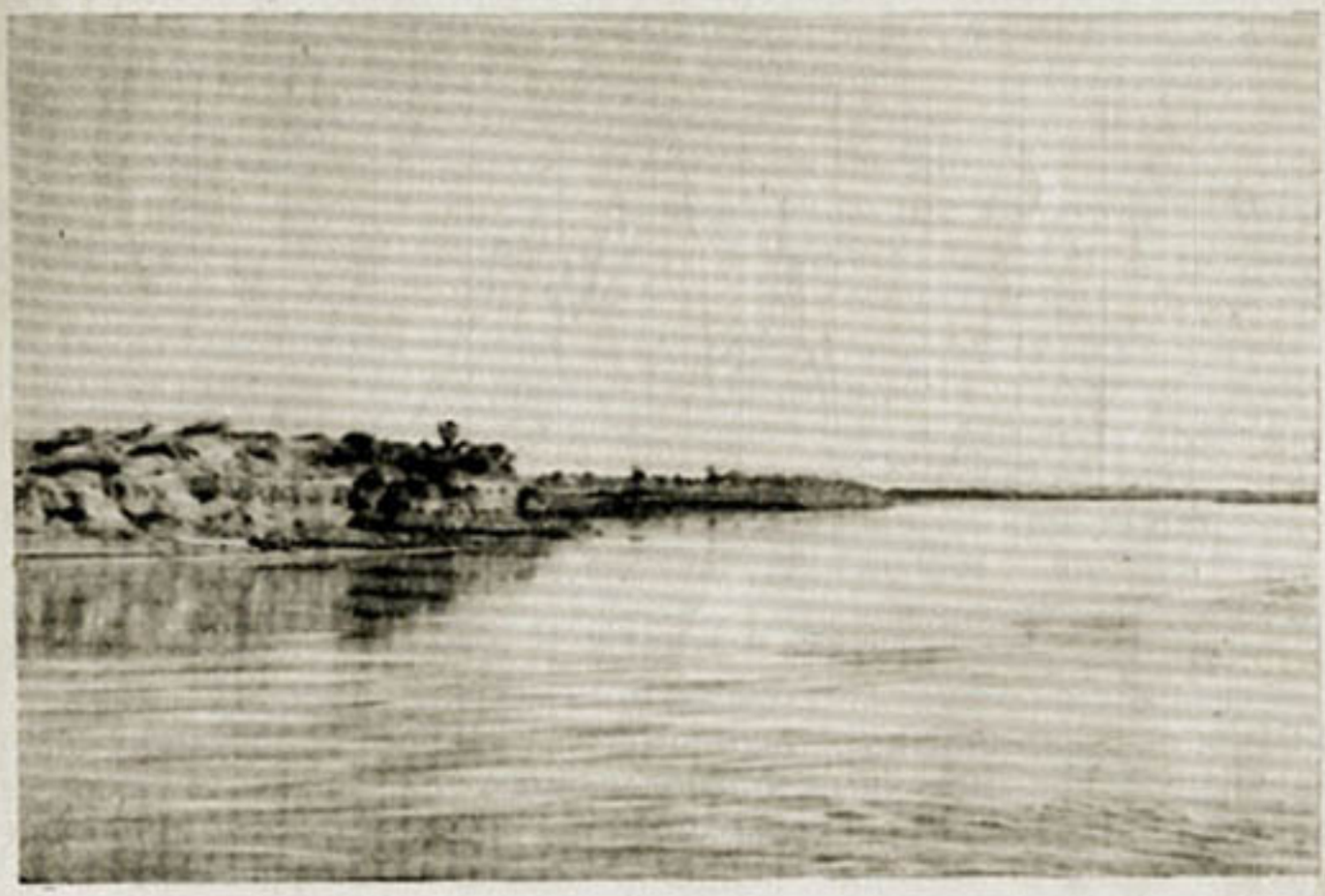


Рис. 164. Река Или.

в основном сланцевой толщей среднего палеозоя, состоящей из трудноразмываемых пород) и морфологические особенности хребта, который распадается на ряд морфологических ярусов с характерными выравненными площадями на больших высотах и с глубоко опущенными грабенами, где происходит накопление продуктов выветривания. Кроме того, здесь имеется более густой растительный покров.

Среди рек южной части бассейна Балхаша выделяется величиной бассейна и абсолютной водоносностью р. Или (рис. 164). Достаточно указать, что с горной области бассейна Или стекает округленно 550 м³/сек., или почти 70% поверхностного стока всей южной части бассейна Балхаша. Река Или образуется слиянием рек Текес и Кунгес.

Площадь бассейна Или при слиянии рек Текес и Кунгес равна 36 250 км², а выше створа Илийской станции, где водораздельные линии еще обрисовываются четко, — 112 700 км². Длина

р. Или от слияния названных рек и до впадения в озеро Балхаш равна 950 км.

Значительная высота водосбора Или и его северное положение обусловливают существенное развитие в его бассейне вечных снегов и оледенения. Вследствие этого Или относится к рекам ледниково-снегового питания, для которых характерно превышение стока июля—сентября над стоком марта—июня. В среднем соотношение стока за эти периоды у р. Или равно

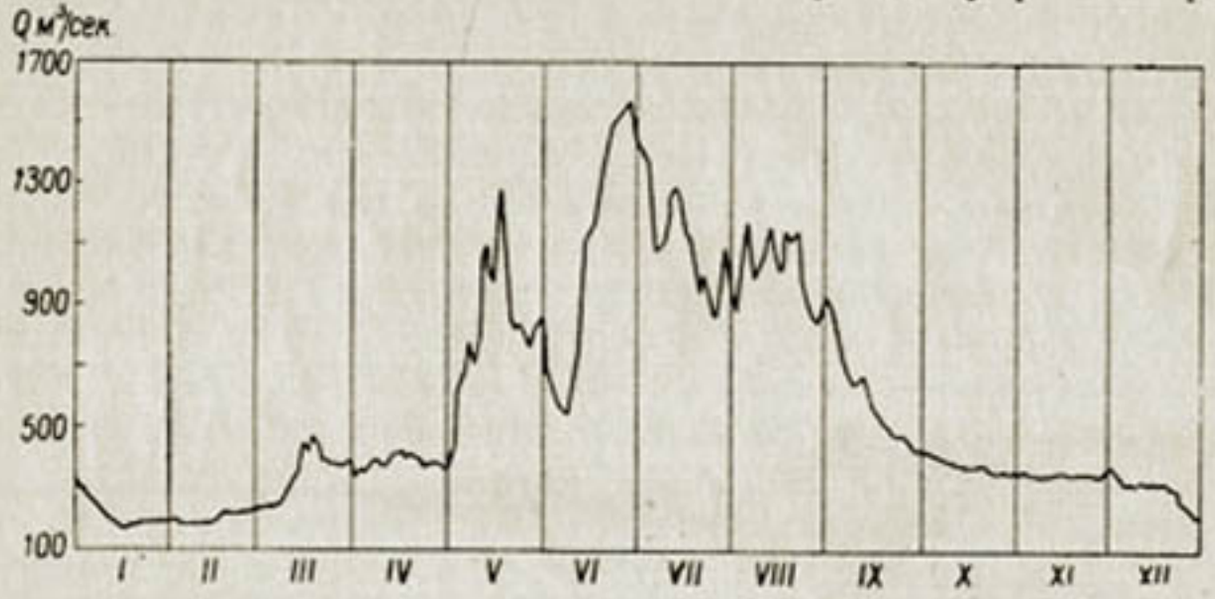


Рис. 165. Гидрограф р. Или у с. Илийское за 1942 г.

1,24, т. е. очень близко к таковому Аму-Дарьи. Наивысших значений средние месячные расходы воды достигают в июле—августе, после чего расходы сначала резко, а затем плавно уменьшаются до января—февраля. В общем внутригодовое распределение стока р. Или очень близко к внутригодовому распределению стока Аму-Дарьи у г. Керки (рис. 165).

В створе, расположенном в 12 км ниже с. Илийское, средний многолетний расход Или равен округленно 470 м³/сек.

Средний расход взвешенных наносов р. Или в створе Илийской станции составляет около 300 кг/сек., что дает ежегодный сток взвешенных наносов в размере 9,5 млн. т. Средняя мутность воды равна округленно 0,65 кг/м³.

Река Или на всем протяжении замерзает ежегодно. В отдельные годы с суровой зимой ледостав устанавливается в конце ноября, очищение реки от льда наблюдается во второй половине марта. Ледоставу предшествует шугоход и ледоход, которые в суровые зимы могут начинаться в первой половине ноября и очень редко в конце октября.

Северо-восточнее бассейна р. Или располагаются бассейны рек (с запада на восток) Каратал, Биен, Аксу и Лепса. Среди них своей водоносностью выделяется р. Каратал.

Река Каратал (L=372 км) берет начало в ледниках и снегах Джунгарского Алатау, сливаясь из горных рек Чажа и Кара

(Карой). Приняв слева реки Коксу и Биже и пройдя около 60 км по степным пространствам, Каратал входит в полосу прибалхашских песков и впадает в озеро Балхаш.

Река Коксу (L=207 км), подобно р. Каратал, начинается в ледниках и снегах Джунгарского Алатау. Выйдя из гор у с. Коксуйского, река частично разбирается на орошение, большую же часть стока доносит до р. Каратал. По своей абсолютной водоносности и длине р. Коксу значительно превосходит р. Каратал до их слияния, поэтому по праву следовало бы считать Каратал притоком Коксу.

Истоки второго крупного притока р. Каратал р. Биже (L=153 км) лежат на значительно более низких отметках, чем Коксу, поэтому она собирает меньше воды и в большей степени разбирается на орошение. Между реками Каратал и Аксу располагается водосбор небольшой р. Биен (L=111 км), берущей начало с северного склона Джунгарского Алатау. Река маловодна и разбирается на орошение; остатки воды теряются в прибалхашских песках на большом расстоянии от озера Балхаш.

Река Аксу (L=307 км) берет начало в наиболее возвышенной части Джунгарского Алатау (до 5000 м). Выйдя из гор, принимает справа свой главный приток р. Саркан и направляется к озеру Балхаш, в которое впадает в непосредственной близости от устья р. Лепса.

Река Лепса (L=369 км) начинается в ледниках северного склона Джунгарского Алатау. В верховьях Лепса носит название Агыныкатты. В нижнем течении в нее слева впадает р. Баскан.

В общем меньшая по сравнению с Заилийским Алатау высота Джунгарского Алатау (средние взвешенные высоты водосборов здесь обычно не превышают 2500 м) является причиной того, что большинство рек, стекающих с западных и северных склонов, относится к рекам снегово-ледникового питания. Только реки, берущие начало с наиболее возвышенных частей Джунгарского Алатау, как-то: Аксу, Саркан, Баскан и Кара (Карой), являются представительницами рек ледниково-снегового питания, у которых месячный сток достигает максимума в июле, а сток в июле—сентябре превышает сток в марте—июне. На р. Каратал (за исключением р. Кара) и ее притоках, а также на р. Лепса максимум стока приходится на июнь. Минимальное значение расходов воды на реках обоих типов питания, как правило, приходится на январь—февраль.

В отношении распределения удельной водоносности обращает на себя внимание повышенная водоносность водосборов, имеющих западную ориентацию (Каратал, Кара, Чажа и Коксу). Так, средние модули стока р. Каратал и ее составляющих почти достигают или даже превышают 20 л/сек. км^2, а модуль стока р. Коксу, водосбор которой наиболее глубоко вклини-

вается в систему Джунгарского Алатау, равен почти 15 л/сек. км².

Такая высокая удельная водоносность не встречается на северном склоне Джунгарского Алатау, где средние модули стока часто не достигают 10 л/сек. км² и лишь в одном случае (р. Лепса) приближаются к 15 л/сек. км² (табл. 171). Причины меньшей водоносности северных склонов при прочих равных условиях по сравнению с южными и западными уже указывались неоднократно.

Таблица 171

Водность рек северного склона Джунгарского Алатау

Река — пункт	Площадь водосбора в км²	Средняя взвешенная высота водосбора в м	Средний расход в м³/сек.	Средний модуль стока в л/сек. км²
Каратал — с. Каратальское	1180	2400	22,5	19,1
Коксу — ущелье Кукреу . . .	3710	2310	53,5	14,4
Коксу — с. Абакумовское . .	1360	2240	11,4	8,38
Лепса — г. Лепсинск	1220	2340	18,0	14,8

Сток взвешенных наносов и мутность воды рассматриваемых рек очень низки. Причины этого были указаны в начале главы. Отметим только, что мутность воды и сток взвешенных наносов увеличиваются вниз по течению р. Лепса, т. е. наблюдается обычное в Средней Азии явление.

ЛИТЕРАТУРА

ЧАСТЬ II

К главе I

1. Александрова М. Н. К вопросу об уточнении восточной границы бассейна Каспийского моря. Изв. ВГО, т. 77, вып. 1—2, 1945.

К главе II

1. Кирста Б. Т. Мутность воды рек Туркмении. Изв. АН Туркм. ФАН СССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1961.
2. Львович М. И. Опыт классификации рек СССР. Тр. ГГИ, вып. 6, 1938.
3. Шамов Г. И. Сток наносов рек СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1956.

К главе III

1. Кирста Б. Т. Мелкие реки северного склона Копет-Дага и влияние землетрясений на них. Изв. Туркм. ФАН СССР, № 4, 1949.
2. Кирста Б. Т. Мутность воды рек Туркмении. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1961.
3. Шульц В. Л. Опыт подсчета поверхностных водных ресурсов Афганистана. Изв. АН УзбССР, сер. техн. наук, № 4, 1961.

К главе IV

1. Акулов В. В. Некоторые наблюдения над состоянием Сарезского озера в 1946 г. Изв. ВГО, т. 78, вып. 3, 1948.
2. Бачурин Г. В. Река Каинды. Сб. «Международный геофизический год». Изд. ЛГУ, Л., 1961.
3. Бейдеман И. Н. Роль растительного покрова в водно-солевом режиме почв. Почвоведение, № 7, 1949.
4. Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
5. Гельбух Т. М. Элементы водного баланса дельты р. Или. Тр. ГГИ, вып. 79, 1960.
6. Глуховской А. И. Пропуск вод Аму-Дарьи по старому ее руслу в Каспийское море и образование непрерывного водного Аму-Дарьинско-Каспийского пути от границ Афганистана по Аму-Дарье, Волге и Мариинской системы до Петербурга и Балтийского моря. СПб., 1893.
7. Зайков Б. Д. Современный и будущий баланс Аральского моря. Тр. НИУ ГМС, сер. IV, вып. 39, 1946.

8. Конкина Н. Г., Пронин А. Г. Водный режим р. Сельдары. Сб. «Международный геофизический год». Изд. ЛГУ, Л., 1961.
9. Корженевский Н. Л. Муксу и его ледники. Труды Гидрометеорологического отдела Средазмета, т. I, вып. 1, Ташкент, 1927.
10. Ледник Федченко, т. II. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1962.
11. Лопатин Г. В. Материалы по гидрологии дельты Аму-Дарьи. Тр. Лаборатории озероведения АН СССР, т. IV, М.—Л., 1957.
12. Никольский Г. В. и Фортунатов М. А. Ирригационное строительство и рыбное хозяйство Аральского моря. Материалы к познанию фауны и флоры СССР, нов. серия, вып. 19 (XXXIV). Изд. Моск. о-ва испытателей природы, М., 1950.
13. Орешина Л. М. Гидрологический очерк участка Аму-Дарьи от Тюя-Муюна до Аральского моря. Материалы по производительным силам Узбекистана, вып. 10. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1959.
14. Пронин А. Г. Режим твердого стока и русловые процессы р. Сельдара. Гляциологическая экспедиция на леднике Федченко. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1960.
15. Проскуряков А. К. Водный баланс р. Аму-Дарьи на участке от г. Керки до г. Нукуса. Гидрометеоиздат. Л., 1953.
16. Рогов М. М. Гидрология дельты Аму-Дарьи. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
17. Спенглер О. А. Краткий гидрологический очерк верховьев реки Муксу. Сб. «Памир». Изд. Тадж.-Памир. экспедиции, Л., 1936.
18. Форш Л. Ф. Испарение и транспирация в дельте Аму-Дарьи. Тр. Лаборатории озероведения, т. IV, М.—Л., 1957.
19. Цинзерлинг В. В. Орошение на Аму-Дарье. Изд. УВХ Средней Азии, М., 1927.
20. Шульц В. Л. К вопросу о рациональном размещении станций на р. Аму-Дарье. Социалист. наука и техника, № 12, Ташкент, 1938.
21. Шульц В. Л. Водный баланс дельты Аму-Дарьи. Тр. Узбек. геог. о-ва, т. II (XXI). Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1948.

К главе V

1. Бассейн реки Нарын. Физико-географическая характеристика. Изд. АН КиргССР, Фрунзе, 1960.
2. Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
3. Водные ресурсы бассейна р. Арысь и перспективы их комплексного использования, т. I. Редиздат ЦУЕГМС, М., 1935.
4. Зайков Б. Д. Современный и будущий баланс Аральского моря. Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 39, 1946.
5. Ильин И. А. Водные ресурсы Ферганской долины. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
6. Ильин И. А. Ледники бассейна реки Чаткал и условия стока воды с них. Труды САНИГМИ, вып. 13 (28), 1963.
7. Никольский Г. В. и Фортунатов М. А. Ирригационное строительство и рыбное хозяйство Аральского моря. Материалы к познанию фауны и флоры СССР, нов. серия, вып. 19 (XXXIV). Изд. Моск. о-ва испытателей природы, М., 1950.
8. Тяньшань. Тр. Ледниковых экспедиций, вып. II. Изд. ТПЭ (Тадж.-Памир. экспедиции), Л., 1935.
9. Шалатова Л. И. Некоторые данные о естественной зарегулированности стока рек Средней Азии. Труды ТашГУ, вып. 193, Ташкент, 1962.
10. Шульц В. Л. Вынос взвешенных наносов в Ферганскую долину и мутность воды рек. ДАН УзбССР, № 9, 1951.
11. Шульц В. Л., Орешина Л. М. Водный баланс Ферганской долины. Изв. АН УзбССР, серия техн. наук, № 4, 1959.

К главе VI

1. Берг Л. С. Озеро Иссык-Куль. Землеведение, № 1—2, 1904.
2. Давыдов Л. К. О гидрологических особенностях р. Талас. Вестник ирригации, № 3, 1924.
3. Никольский Г. В. Рыбы среднего и нижнего течения р. Чу. Ежегодник Зоол. музея АН СССР, вып. XXXII, 1931.
4. Озеро Иссык-Куль. Гидрометеоиздат, Л., 1946.
5. Природа Киргизии. Киргизгосиздат, Фрунзе, 1962.
6. Шалатова Л. И. Некоторые данные о естественной зарегулированности стока рек Средней Азии. Тр. ТашГУ, вып. 193, Ташкент, 1962.
7. Шульц В. Л. Таяние снежников в горах Средней Азии. Изд. АН УзбССР, Ташкент, 1956.
8. Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. Госфиниздат, М.—Л., 1941.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ РЕК

Абе-Хертут (Чильгузар)
Авгез
Агалхар
Агыныкатты
Азатбаш
Айдере
Акбура
Акбурхан
Акбайтал
Акбулак
Акдарья
Аклжарсай
Акпарак
Аксай
Аксаката
Аксу
Аксу-Арасан
Актерек
Актюбе
Акчасай
Алаарча
Алабуга
Алайку
Аламедин
Аличур
Алтынбельсай
Аму-Дарья
Ангрен
Арабель
Араван
Арасан
Артуч
Арпа
Арчалы
Арысь
Арыстанды
Аспара
Асса
Атбаши
Атрек
Ахала
Ашхабадка

Багирка
Бадам
Балабугунь
Балгарт
Балдыбрек
Балхаб
Балыктысу
Баляндкиик
Барскаун
Бартанг
Баскан
Башкызылсай
Баялдыр
Бешташ
Биен
Биже
Боролдай
Бурхан

Ванч
Варзоб
Вахандарья
Вахджир
Вахш
Вору
Восточный Каракол
Восточный Суек

Гавасай
Галибасай
Геируд
Гоидук
Гузар
Гунт
Гушсай

Даран
Дашнабад
Джаламыш
Джаланаш
Джалджакси
Джам
Джангджир
Джаргалан
Джарлыкаинды
Джебоглысу
Джегирген
Джергитал
Джеттыогуз
Джинысдарья
Дилехдарья
Джуванарык
Джузумдук
Джумгол
Джуука
Дукантсай
Дурунгляр

Еркендарья

Заамин
Западный Каракол
Зеравшан
Зидла
Зироу
Зоркентсай

Иерташ
Икансу
Иляк
Или
Ирдык
Ирсу
Искандердарья
Истой
Иссыката
Исфайрам
Исфара
Ичкекоманда

Казганчай
Кайсара
Какыркурган
Калон

Калмагаши
Кантаг-Карачик
Кара (Карой)
Карабалты
Карабаусай
Карабель
Карабура
Карадарья
Каракол
Каракаюн
Каракуджур
Каракульджа
Каракунус
Каранкуль
Карасай
Карасу
Карасу левая
Карасу правая
Каратаг
Каратал
Караташ
Каратеке
Караунгур
Караузяк
Карачик
Каржан
Касансай
Касьасу
Кассатараш
Катикаль
Каттабугунь
Каттауру
Кафириган
Каш
Кашан
Кашкадарья
Кашкасу
Кегеты
Келес
Келифский Узбой
Кельтемашат
Кенкол
Кешефруд
Кешинка
Кёкёмерен
Кичиаксу
Кичикборолдай
Кичикемин
Кичикуру
Кичикыдылсу
Кокджерты
Кокирим
Кокпак
Коксу
Кокча
Колба
Колтюр
Кочкор
Красная
Кугарт
Кудара
Куинды
Кульджа
Кумыштаг
Кунгес
Кундуздарья
Кунтар
Карагата
Курунды
Куршаб
Кутурга
Кушка
Кштут
Кштутдак
Кюркюресу
Кызылой

Лаинсу
Лепса
Лючоб

Магиан
Майдантал
Майлису
Майхура
Матча
Машат
Меаначай
Меркс
Могар
Мургаб
Мустер

Нарын
Нарын Большой
Нарын Малый
Нельды
Низбашсай
Норус

Обибарзанги
Обиназар
Обиракеру
Обойчай
Ойганиг
Ойтал
Онарча
Ортакошой

Падшаата
Памир
Паркентсай
Пасруд
Пскем
Пяндж

Ргайты
Сайрамсу
Саккизяб
Самальган
Сангардак
Сандалаш
Санзар
Саркан
Сарыкунгей
Сарытаг
Сарыпуль
Себаза
Серкаркирлгай
Сокулук
Сох
Суек
Сукоксай
Суляха
Сумбар
Сурхандарья
Сусамыр
Сыр-Дарья

Табилгаты
Таваксай
Талас
Тамга
Тамшуш
Тангиз
Тар
Тарим
Ташкуруй
Ташсай
Теджен
Текес
Тепкорумды
Терек
Терс
Тесакан
Тон
Торогай
Тоссор
Туполанг
Турайгыр
Тургеньаксу
Туюк
Тюзашу
Тюлек
Тюп

Угам
Узбой
Узунахмат
Узунмашат
Уйтал
Улан
Улахол
Улькунборолдай
Урмарал
Утмек
Учкошой

Уччат
Уя

Фандарья
Фирюзинка

Хазырмеч
Ханака
Ходжабакирган
Ходжаипак
Хульм

Чаадаксай
Чаачачай
Чажа
Чайлисай
Чандырь
Чаткал
Чаян
Черная
Чирчик
Чичкан

Чолоктурук
Чолпаната
Чонаксу
Чонджаргильчак
Чонкаинды
Чонкемин
Чонкендук
Чонкызылсу
Чонкойсу
Чонкорумды
Чонкошой
Чонкурчак
Чонурюкты
Чу

Шабрез
Шавассай
Шавурсай
Шамси
Шаро
Шахдара
Шахимардан
Шинк
Ширабад
Ширкент
Ширин-Дерсу
Шурабсай

Эгизтюр
Эгричек
Эшигарт

Юлмазар

Яакташ
Ягноб
Яккаарчасай
Яккабаг
Язгулем
Ямансу
Янгикурган
Яргак
Яссы
Яхсу

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть I

Введение 5

Глава I. **Гидрологические особенности Средней Азии** 10

Глава II. **Роль талых вод в питании рек Средней Азии** 30

Глава III. **Средний многолетний сток** 59

Факторы, определяющие величину среднего многолетнего стока . . . . . —

Распределение среднего многолетнего стока по территории горной области Средней Азии 73

Многолетние изменения водоносности 82

Глава IV. **Колебания годового стока рек** 89

Факторы, обусловливающие колебания годового стока . . —

Сроки разделения многолетнего стока на годовые периоды (начало года) 100

Практически приемлемый способ определения коэффициентов вариации средних годовых расходов воды в неизученных створах 103

Распределение изменчивости годового стока по территории горной области Средней Азии 105

Хронологическая последовательность лет различной водоносности 107

Синхронность колебаний годового стока рек на территории Средней Азии 111

Глава V. **Среднее внутригодовое распределение стока и половодье** 116

Факторы, определяющие внутригодовое распределение стока . . . . . —

Формирование стока половодья 131

Приближенная оценка внутригодового распределения стока и элементов половодья в неизученных створах 158

Водность рек Средней Азии по отдельным сезонам и классификациям рек по типу питания 169

Распределение средней водности рек по отдельным сезонам на территории Средней Азии 173

Глава VI. **Изменчивость внутригодового распределения стока** . . . 176
Факторы, обусловливающие изменчивость внутригодового распределения стока . . . . . —
Внутригодовое распределение стока в отдельные годы . . 189
Изменчивость стока за фазово-однородные периоды . . 202
Изменчивость элементов половодья и внутригодовой неравномерности стока 206
Внутригодовое распределение стока любой обеспеченности 207
Хронологическая последовательность и синхронность колебаний внутригодового распределения стока . . . 211

Глава VII. **Максимальные расходы воды** 217

Особенности формирования максимальных расходов воды в условиях Средней Азии . . . . . —
Максимальные расходы талых вод 222
Изменчивость максимальных расходов талых вод 231
Максимальные расходы дождевых вод . . . . . —
Изменчивость максимальных расходов дождевых паводков 246

Глава VIII. **Межень и минимальные расходы воды** 247

Межень и ее характеристика . . . . . —
Элементы межени 251
Изменчивость объема межени 254
Минимальные расходы воды и факторы, их определяющие 255
Распределение минимальных модулей стока по территории горной области Средней Азии 260
Изменчивость минимальных расходов воды 262

Глава IX. **Температура воды и ледовые образования** 263

Температура воды . . . . . —
Ледовые образования 267

Глава X. **Сток взвешенных наносов и смыв с поверхности водосборов** 274

Факторы, определяющие величину твердого стока . . . . —
Распределение интенсивности смыва по территории горной области Средней Азии 279
Распределение мутности воды 285
Распределение мутности воды и интенсивность смыва по длине рек 286
Изменчивость годового стока взвешенных наносов . . . 290
Внутригодовое распределение стока взвешенных наносов 291

Литература 294

Часть II

Введение 305

Глава I. **Разделение речной сети Средней Азии** 308

Глава II. **Бассейн реки Атрек** 312

Общая характеристика бассейна . . . . . —
Река Атрек 314
Река Сумбар 322

Глава III. **Бессточные бассейны Туркмении** 326

Общая характеристика бассейнов . . . . . —
Река Мургаб 328
Притоки реки Мургаб 338
Река Теджен (Герируд) 342
Реки северо-восточного склона хребта Копет-Даг . . . 350
Каракумский канал 353

Глава IV. **Бассейн реки Аму-Дарья** 355

Общая характеристика бассейна . . . . . —
Река Пяндж 359
Притоки реки Пяндж 365
Река Вахш 368
Притоки реки Вахш 389
Река Аму-Дарья 390
Река Кафирниган 435
Притоки реки Кафирниган 444
Река Сурхандарья 446
Притоки реки Сурхандарья 455
Река Ширабад 455
Река Кашкадарья 457
Река Зеравшан 466
Притоки реки Зеравшан 490

Глава V. **Бассейн реки Сыр-Дарья** 493

Общая характеристика бассейна . . . . . —
Река Нарын 497
Притоки реки Нарын 516
Река Карадарья 525
Река Сыр-Дарья 540
Притоки рек Сыр-Дарья и Карадарья в пределах Ферганской котловины 569
Левые притоки Сыр-Дарьи после выхода ее из Ферганской долины 577
Реки Чирчик, Ангрен, Келес 578
Река Чирчик 595
Река Ангрен 606
Река Келес 612
Река Арысь 613
Реки юго-западного склона хребта Каратау 620

Глава VI. **Бассейн рек Талас, Чу и озера Иссык-Куль** 621

Общая характеристика бассейна . . . . . —
Реки Талас и Асса 626
Притоки рек Талас и Асса 632
Река Чу 635
Притоки реки Чу 658
Бассейн озера Иссык-Куль 667

Глава VII. **Южная часть бассейна озера Балхаш** 676

Общая характеристика бассейна . . . . . —

Литература 683
Алфавитный указатель рек 686

Шульц Виктор Львович
РЕКИ СРЕДНЕЙ АЗИИ
Редактор *Л. А. Чепелкина*
Обложка худ. *Е. Е. Персон*
Художн. редактор *Ю. Н. Шаромов*
Технич. редактор *Г. С. Николаева*
Корректоры: *В. С. Игнатова* и *В. В. Мамедова*

Сдано в набор 21/XII 1964 г. Подписано к печати 15/IV 1965 г. Бумага 60×90¹/₁₆. Бум. л. 21,63. Печ. л. 43,25. Уч.-изд. л. 46,34. Тираж 1100 экз. М-21141. Индекс ГЛ.35. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, дом № 23.
Заказ № 906. Цена 2 руб. 42 коп.
Тем. план 1965 г., № 77

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома Государственного комитета Совета Министров СССР по печати. Ленинград, Прачечный пер., 6