

В. Л. ШУЛЬЦ

РЕКИ
СРЕДНЕЙ
АЗИИ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА • 1949

ЗАПИСКИ ВСЕСОЮЗНОГО
ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

Новая серия

том 8

В. Л. ШУЛЬЦ

РЕКИ
СРЕДНЕЙ
АЗИИ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА · 1949

Ответственный редактор
доктор географических наук профессор

Л. К. Давыдов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение основных географических особенностей гидрографической сети Средней Азии представляет собой большой теоретический и, в особенности, практический интерес. Развертывающиеся в наше время в гигантских масштабах гидротехнические и мелiorативные работы в Средней Азии приобретают межреспубликанский характер, охватывая нередко полностью бассейны крупных рек или связывая несколько рек между собой. Грандиозные задачи, выдвигаемые и решаемые в процессе успешного выполнения сталинских пятилеток, предъявляют гидрологам новые повышенные требования в гидрографическом изучении Средней Азии.

Возникает необходимость широкого географического изучения в первую очередь рек Средней Азии и установлении характерных для данных географических условий закономерностей.

Несмотря на всю важность этой задачи, в довольно обширной литературе по гидрографии Средней Азии, по целому ряду причин, отсутствуют работы, содержащие в себе широкие обобщения, основанные на глубоком анализе сущности гидрологических процессов в среднеазиатских республиках.

* * *

Мысль о создании книги по гидрографии Средней Азии возникла у автора более 10 лет назад, однако ее осуществление в то время представляло большие трудности. Эти трудности вытекали прежде всего из представлений автора, что основной задачей гидрографии является не простое, хотя бы тщательное и детальное описание водных объектов, а установление связей между гидрологическими процессами и остальными элементами

ландшафта, а также выявление закономерностей распределения их по территории отдельных своеобразных физико-географических районов. Такое понимание задач гидрографии в значительной степени аналогично требованиям, поставленным перед физической географией А. А. Григорьевым (3). Оно совпадает и с воззрениями Л. К. Давыдова (4), который следующим образом формулирует задачи гидрографии: «Наряду с детальной характеристикой вод различных территорий, гидрография ставит своей задачей, основываясь на общих закономерностях, разработанных гидрологией, установить взаимодействие между свойствами этих вод и их режима с остальными элементами ландшафта, объяснить эти свойства, определить, какими причинами они обусловлены и какое воздействие они оказывают на другие элементы ландшафта».

Для решения этих задач необходимо было располагать обширным материалом по этому вопросу, которого 10—15 лет назад было мало¹.

Серьезные и неотложные требования, предъявляемые к гидрологии быстро развивающимся гидротехническим строительством, побуждали, тем не менее, к обобщению даже скудных гидрологических данных, поскольку только обобщение их открывало путь к оценке неизученных или слабо изученных водных объектов. Недостаточная гидрологическая изученность территории Средней Азии допускала в то время лишь поиски качественных взаимосвязей между гидрологическими процессами, физико-географической средой и хозяйственной деятельностью человека и установление закономерностей распределения по территории Средней Азии гидрологических процессов, в первую очередь процессов стока. Это было сделано в работах автора за 1933—1935 гг.: «Принципы и схема гидрологического районирования Средней Азии» (6) и «Основные черты гидрологии Средней Азии» (7).

Начиная с 1938 г., представилось возможным, на базе произведенного качественного анализа и накопившихся к этому времени гидрологических, картографических и других материалов, перейти к количественному анализу процессов стока и к установлению зависимостей между отдельными его характеристиками и главнейшими влияющими факторами. Первоначально установление таких зависимостей не могло идти дальше вывода эмпирических формул. Получение их позволяло быстро отвечать на запросы гидротехники, так как вывод эмпирических формул был возможен на основе материалов сети станций Гидрометеорологической службы.

Подтверждением своевременности получения автором эмпирических формул, при отсутствии методов гидрологических рас-

¹ Достаточно указать, что к 1933—1935 гг. продолжительность наблюдений на большинстве станций Гидрометслужбы не превышала трех лет, а высокогорные районы по существу не были охвачены метеорологическими наблюдениями совершенно.

четов для территории Средней Азии, может служить, в частности, довольно широкое использование их в практике проектировочных водохозяйственных организаций Средней Азии.

Когда были пройдены этапы качественного уяснения взаимосвязей между стоком и окружающей средой и получены эмпирические зависимости, явилась возможность приступить к подробному генетическому анализу и выявлению влияния на процессы стока физико-географических и социально-экономических факторов.

Изучение процессов стока только на основе материалов сети станций и постов Гидрометеорологической службы — невозможно, так как требует длительного времени, подчас тонкого эксперимента и солидной опытной базы, которую, по существу, еще надо создавать.

Лишь пройдя перечисленные выше этапы, вступив на путь детального генетического анализа, и, наконец, получив материалы гидрографических обследований рек, автор решил попытаться написать книгу по гидрографии Средней Азии.

Однако даже в 1946—1947 гг. пришлось отказаться от рассмотрения таких водных объектов, как озера, болота и ледники, по которым нужны еще дополнительные исследования и частные обобщения.

Из этих соображений в предлагаемой вниманию читателей работе освещаются только реки, перечисленные же водные объекты затрагиваются лишь в связи с водотоками. По той же причине в книге не рассматриваются химизм и гидробиология вод, донные наносы и русловые процессы.

Исходя из понимания задач гидрографии, изложенных выше, автор в этой работе дает по возможности подробный анализ влияния на отдельные характеристики стока главных физико-географических и социально-экономических факторов, а также рассматривает закономерности распределения первых по территории горной области Средней Азии.

В книге, вопреки установившейся традиции, опущено подробное описание физико-географических условий территории, обычно занимающее много места и остающееся в конечном счете недостаточно увязанным с гидрологическими явлениями.

Взамен этого, в главе I дана характеристика только главных гидрологических особенностей края. В меру необходимости наиболее важные детали физико-географических условий и деятельности человека даются при рассмотрении отдельных характеристик речного стока и при описании конкретных речных бассейнов. Наибольшее внимание в настоящем труде уделено вопросам основных закономерностей процессов стока и распределения его характеристик по территории Средней Азии и только глава IX посвящена среднему стоку взвешенных наносов и смыву с поверхности водосборов.

Учитывая полное отсутствие руководств по гидрографии

Средней Азии, автор стремился к тому, чтобы эта книга могла быть использована в качестве учебного пособия, при прохождении студентами соответствующего курса. По этой причине в работе даны некоторые элементарные сведения из области гидрологии суши.

Однако настоящую книгу нельзя считать учебником или научным пособием в полном смысле этого слова, поскольку в ней содержится довольно много положений, не общепринятых в гидрологии, а отражающих личные взгляды автора на процессы стока рек Средней Азии, сложившиеся в результате многолетней работы в научно-исследовательских и производственных организациях и чтения лекций в Среднеазиатском государственном университете. Эти личные взгляды, несомненно, еще подлежат проверке и уточнению, а иногда могут явиться и дискуссионными.

Одновременно автор стремился дать инженерам-проектировщикам необходимые для водохозяйственного планирования и предварительных стадий проектирования данные и методы расчета речного стока. Этим определяется до некоторой степени «расчетное» направление работы.



Территория, рассматриваемая в книге, ограничена: на юге — южной водораздельной линией бассейнов рек Аму-дарья, Теджен, мелких водотоков Копет-дага и притоков Атрека, на западе — побережьем Каспийского моря, чинками плато Усть-урт и западным побережьем Аральского моря, на севере — северными границами бассейнов рек Сыр-дарья, Чу и южным побережьем озера Балхаш, на востоке — водораздельной линией бассейнов рек Лепса, Или, озера Иссык-куль, Сыр-дарья и Аму-дарья.

В этой книге, посвященной выявлению основных закономерностей процессов стока, не рассматриваются характеристики рек, режим которых сильно искажен хозяйственной деятельностью человека еще в пределах горной области (реки Туркменской ССР и некоторые другие).

Автор прекрасно понимает, что в его работе, представляющей собой первый опыт создания книги по гидрографии рек Средней Азии, имеются пробелы. К ним относятся отсутствие раздела о максимальных расходах, формируемых жидкими осадками, неравномерность освещения отдельных сторон процессов речного стока и т. п. Эти пробелы обусловлены крайней ограниченностью материалов или полным их отсутствием в ряде областей речного стока. Восполнение их потребует еще больших усилий и труда многих лиц и длительного времени.

Книга написана в основном на базе работ автора, выполненных им в секторе гидрологии Энергетического института Академии наук Узбекской ССР, и частично на основе работ сотрудников

названного сектора. Некоторые разделы этой работы выполнены на кафедре гидрологии Среднеазиатского государственного университета.

Автор выражает искреннюю благодарность Л. К. Давыдову, М. И. Львовичу, В. Н. Кушину, В. М. Четыркину, Б. Д. Коржавину, З. В. Джорджио, И. Я. Каминскому и А. В. Бостанджогло, которые просмотрели рукопись книги и дали ценные указания.

Автор также признателен С. В. Филипповой, которой были выполнены все подсчеты и оформлены рисунки, и О. П. Щегловой за помощь при разработке некоторых вопросов питания рек Средней Азии.

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 особенности речной сети. На обширных равнинах, занимающих около 70% общей территории Средней Азии, водотоки встречаются буквально единицами, причем отдельные русла рек на всем своем пути от выхода их из гор до устья обычно не принимают ни одного притока¹. 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, как Аму-дарья, Сыр-дарья и Или, в состоянии пробежать по пустынным пространствам более тысячи километров 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, она здесь 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. Занимая огромную терри-

¹ По подсчетам Н. Л. Корженевского, на 1 кв. км равнин приходится 0,002 км речной сети.

торию в 2 млн. кв. км¹, Средняя Азия расположена глубоко внутри Евразийского материка, почти на равном расстоянии от Атлантического и Тихого океанов (около 4 000 км). На севере она доходит до 47° с. ш., на юге до 34° с. ш.², т. е. занимает южные широты умеренного пояса, а на юге вклинивается в полосу субтропиков.

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

Как следствие, большая часть Средней Азии занята пустынно-степными пространствами, которые южнее сменяются пустынями умеренных широт. Отсюда глубокое воздействие на гидрологические условия края пустынного климата, в результате которого большая часть территории представляет собой «безводные» пространства. Громадное влияние на природную обстановку, а, следовательно, и на процессы стока оказывают многочисленные, собирающие на себе атмосферную влагу, горные поднятия с их вертикальной зональностью природных условий.

Неоднородность строения поверхности приводит к тому, что Средняя Азия является областью резких контрастов; здесь причудливо сочетаются одновременно признаки крайней засушливости и элементы обильного увлажнения³; здесь нередко снеговые поля отделены от знойных пустынь расстоянием, не превышающим 100 км.

Только благодаря наличию высоких горных цепей становится возможным появление в пустынных, по существу безводных, 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 фактором достаточной силы для того, чтобы сток этих рек перевести при помощи испарения снова в атмосферу, часто в непосредственной близости к месту 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 интенсивнейшим же его рассеиванием в атмосферу на равнинах.

Сказанное свидетельствует об огромном значении для гидрологических условий края рельефа, воздействующего как

¹ Исключая площадь плато Усть-урт, бассейна озера Кара-куль (Памир) и бассейна озер Ала-куль и Сасык-куль.

² Наиболее южная точка Советской Средней Азии расположена на широте 35° 08' с. ш.

³ Годовая сумма осадков в некоторых местах горной области Средней Азии превышает 1 000 и даже 2 000 мм.

непосредственно, так главным образом косвенно, посредством физико-географических (в особенности климатических) факторов на процессы жидкого стока.

II по геологическому строению и по устройству поверхности Средняя Азия делится на две неравные части: большую 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 1 000 м. В северо-западной части преобладают низменности (отметки которых большей частью не превышают 200 м, а у Каспийского моря даже лежат 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 являются величайшими в мире, достигая 5 000 м; отдельные вершины их превышают 6 000 и даже 7 000 м (пик Сталина 7 495 м, пик Ленина 7 127 м, недавно открытый пик Победы 7 439 м). Гребни горных систем большей частью скалисты и имеют резкие очертания. Они возвышаются над широкими выравненными поверхностями, расположенными на больших высотах (центральная часть Памира, сырты Тянь-шаня и т. п.).

В северо-западной, равнинной части Средней Азии, как уже указывалось, климат характеризуется очень жарким летом. Средние июльские температуры здесь достигают $25-30^{\circ}$, т. е. превышают температуру тропиков (где июльские температуры равны $24-28^{\circ}$). Температурные различия между севером и югом минимальны летом: так средняя июльская температура в Термезе (на широте $37^{\circ}12'$) равна $30,3^{\circ}$, а в Муйнаке (на широте $43^{\circ}48'$) — $27,1^{\circ}$. Следовательно, на протяжении $6^{\circ}36'$ температура июля падает всего на $3,2^{\circ}$ ¹. Таким образом, *на протяжении всей обширной среднеазиатской равнины в течение лета царит почти одинаковая высокая температура, являющаяся мощным фактором испарения.*

Резче всего температурные различия выражены в январе, когда разность температур между упомянутыми пунктами достигает $9,1^{\circ}$ 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 вторжения арктических и сибирских воздушных масс не всегда доходят до

¹ Приведем еще один пример. Средняя июльская температура в Ашхабаде равна $30,3^{\circ}$, на Аральском море $26,7^{\circ}$ и на метеорологической станции Или $25,6^{\circ}$. Падение температур между первым и вторым пунктами, т. е. на расстоянии почти 9° широты, не достигает 4° , а между первым и третьим, на расстоянии почти 6° широты, составляет $4,7^{\circ}$.

² В январе разница в температурах Ашхабада и Аральского моря составляет $12,9^{\circ}$, а между Ашхабадом и Или — $12,1^{\circ}$.

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 понижает температуру воздуха; этим и объясняется резкое различие ее 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 морозные периоды здесь неустойчивы: волны холода при северных вторжениях сменяются оттепелями при проникновении тропического воздуха. Незначительность осадков 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 распределение их на протяжении года. Достаточно указать, что *около 40% территории равнин Средней Азии получает менее 100 мм осадков за год, а 96% ее менее 300 мм*, при среднем количестве около 170 мм.

Согласно исследованиям З. В. Джорджио, процессы, обуславливающие выпадение осадков в период октябрь—март, в большинстве случаев начинаются с проникновения на территорию Средней Азии теплого тропического иранского или возвращающегося южного полярного туранского воздуха. Появление этих воздушных масс связано с циклоническими волнами на юге и выносом их в теплых секторах циклонов. Целая группа процессов характеризуется участием полярного южного (Пю) воздуха, обычно вторгающегося в Среднюю Азию с запада, в роли промежуточной массы. Завершающим процессом в подавляющем большинстве случаев является вторжение или заток арктического (Арк) или полярного воздуха (Пол).

Всего З. В. Джорджио было выделено шесть типов смен синоптических положений, дававших осадки в холодное полугодие. Из них наибольшее значение имеют два.

Первый тип (рис. 1) начинается с появления циклонов с юга (с юга Каспийского моря, из долин Теджена и Мургаба и с юга Таджикистана) с последующим прорывом их к северо-востоку и заканчивается северо-западными или западными холодными вторжениями. В теплом секторе южных циклонов обычно теплый тропический иранский воздух (Ти) или полярный туранский, возвращающийся с юга (возв. Пт). Эти воздушные массы вытесняются холодными вторжениями, осуществляющимися арктическими (сибирский или гренландский) или полярными (европейский, атлантический) воздушными массами. В холодных массах, как правило, оформляется антициклон, надвигающийся на Среднюю Азию.

Второй тип (рис. 1) связан с прорывами циклона или серии циклонов с юга на периферии антициклонального поля, вытянутого в широтном направлении или на юго-западной периферии Сибирского антициклона. Из антициклонального поля, сформирова-

рованного холодной воздушной массой, в тыл южных циклонов затекает арктический или полярный воздух. Этот тип отличается от первого тем, что здесь не происходит полного активного вторжения арктического или полярного воздуха; ядро антициклона в конце процесса продолжает оставаться вне пределов Средней Азии, а холодный воздух затекает в тыл южных циклонов, оттесняет их и способствует их окклюзии.

Повторяемость этих двух типов погоды составляет 60% из 474 случаев выпадения осадков, проанализированных З. В. Джорджио. Первый тип погоды в 63%, а второй в 52% случаев дают осадки средней и большой интенсивности; в 47% случаев эти типы погоды дали преобладание осадков в южных районах Средней Азии (бассейн Аму-дарьи) и только в шести — преобладание осад-



Рис. 1. Основные типы синоптических положений, приводящие к выпадению осадков в холодный период года.

ков в северных районах. Это обстоятельство является одной из главных причин большого количества осадков в горах некоторых юго-восточных районов Средней Азии и высокой удельной водоносности многих рек бассейна Аму-дарьи.

Наименьшую повторяемость (3%) и наименьшее число случаев с осадками средней и большой интенсивности (20%) имеют северо-западные и западные вторжения арктических, полярных и полярных южных масс, при отсутствии над Средней Азией южных циклонических прорывов. При этом типе погоды осадки редки и выпадают на ограниченной территории, главным образом в северных районах.

Летом синоптические процессы существенно отличаются от зимних. Это отличие заключается прежде всего в том, что летом воздушные массы, проникающие на территорию Средней Азии, на своем предшествующем длительном пути становятся теплыми и сухими, вследствие чего смены воздушных масс не приводят к таким резким изменениям погоды, как зимой. Более того, летом над территорией Средней Азии формируется континентальный тропический воздух, отличающийся сухостью, запыленностью

и высокими температурами (до $+40^{\circ}$ и более). В результате над большей частью Средней Азии летом преобладает жаркая, ясная погода, с частыми зноями и почти полным отсутствием осадков.

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

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

Малое количество осадков, высокие температуры, обилие солнечной радиации и большой дефицит влажности, неустойчивый снежный покров, ничтожные уклоны, почвенно-геологическое строение¹ и т. п. — препятствуют образованию на равнинах Средней Азии стока, в особенности поверхностного, который совершенно незначителен. За отсутствием на равнинах речной сети существует только склоновый сток, направленный к блюдцеобразным понижениям (такырам) и используемый нередко местным населением для создания запасов пресной воды в колодцах (образование линз пресной воды на поверхности минерализованных грунтовых вод). 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 благодаря наличию пригационных каналов широко распространяется по испаряющей поверхности земли и транспирируется растительностью. Эта часть равнинной территории является основным районом рассеивания стока в атмосферу, и последний (по крайней мере, поверхностный) здесь, как правило, исчерпывается полностью, оставляя большую часть равнин вовсе без руслового поверхностного стока.

В юго-восточной части Средней Азии климатические особенности, как уже указывалось, подвергаются мощному воздействию рельефа и, в первую очередь, влиянию высоты. Это влияние прежде всего сказывается в *увеличении осадков и снижении*

¹ В частности, распространенность почванных образований.

температуры, как следствие, в увеличении мощности снежного покрова и продолжительности его лежания.

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 горы получают в среднем значительно большее количество осадков, чем равнинные пространства (более, чем в три раза), а низкие температуры благоприятствуют аккумулярованию их в твердом виде.

Воздушные массы, приносящие в Среднюю Азию основную массу осадков, поступают на ее территорию с юга, юго-запада (циклоны с юга Каспийского моря, из долин рек Теджен и Мургаб) и с запада (полярные воздушные массы). Поэтому склоны хребтов, обращенные к югу, юго-западу и западу, получают наибольшие количества осадков, при условии, конечно, доступности их этим воздушным массам.

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, вероятно, более высокий уровень конденсации летом¹.

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

К сожалению, причины своеобразного распределения осадков во внутренних областях горных систем Средней Азии совершенно не освещены климатологами и синоптиками, поэтому сказанное выше является только попыткой объяснить это весьма важное с гидрологической точки зрения явление.

Областями с преобладанием летних осадков, помимо бассейна озера Иссык-куль, являются Центральный Тянь-шань и Восточный Памир, где летние осадки могут превышать 60% годового их количества.

Ниже дается схема Средней Азии с указанием области, где преобладают летние осадки (рис. 2). Вследствие весьма слабой

¹ Как указывает В. А. Бугаев (2), летом лишь в средних слоях атмосферы на высотах 3—6 км морской воздух бывает в состоянии донести до гор Средней Азии прохладу и повышенную влажность, за счет чего в горах появляются облачность, осадки и наблюдается понижение температуры.

метеорологической изученности горных поднятий граница области является приближенной.

Преобладание в горах крутых склонов, часто к тому же не одетых рыхлой корой выветривания, обеспечивает быстрый и обильный сток талых вод в понижения рельефа и концентрацию его в речную сеть. Именно благодаря большому количеству осадков и крутым склонам в горах берут начало и питаются все реки Средней Азии, в том числе наиболее многоводные, как Аму-дарья, Зеравшан, Сыр-дарья, Чу и Или.

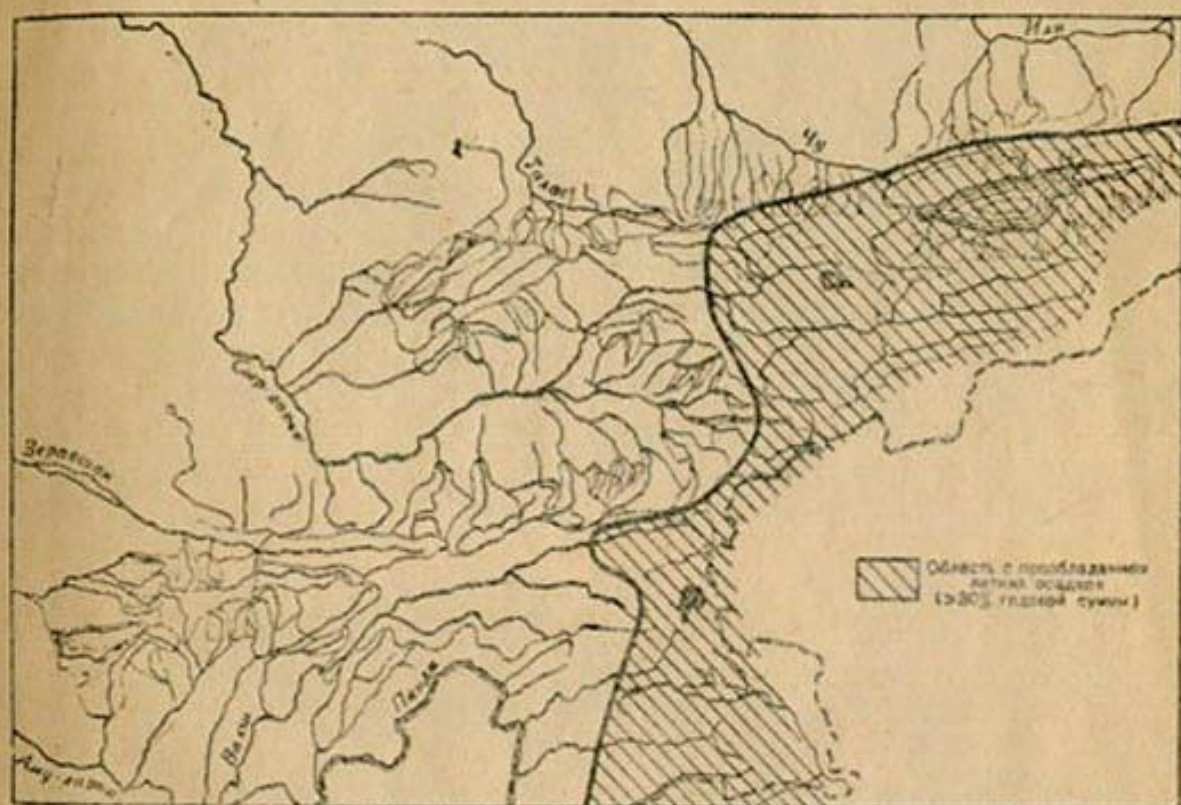


Рис. 2. Схема Средней Азии с выделением области преобладания летних осадков.

Зарождаясь в высоких горных областях, эти реки питаются, главным образом, талыми водами горных снегов и отчасти ледников, а также и обильными подземными, образованными в основном теми же талыми водами. Наступление положительных температур воздуха и таяние снега и льда, связанное с ним, вследствие наличия вертикального термического градиента происходит не одновременно на всей площади водосбора реки, а постепенно передвигается вверх.

В результате этого снеготаяние в горах носит более затяжной характер и, как следствие, паводок снеготаяния сильно растянут и обычно невысок; этим реки Средней Азии выгодно отличаются от равнинных рек, питающихся сезонными снегами, например от рек европейской части СССР. Чем выше горы, тем позднее проходят паводки на реках, питающихся на их склонах.

Наиболее поздно начинается таяние в зоне вечных снегов и ледников. Поэтому реки, в значительной части питающиеся талыми водами этой зоны, особенно важны для искусственного орошения, так как они изобилуют водой 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 нашей классификации)¹ 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 своего годового стока, иногда даже меньшим, чем у коротких озерных рек европейской части СССР, как, например, у Невы². Отличаясь небольшой изменчивостью годового стока, растянутым паводком, 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 паводка (март — май) и более резкими колебаниями годового стока, так как его величина почти целиком определяется запасами снега в горах, накопленными за предшествующий паводку холодный период года.

Накопец, для водотоков, берущих начало с самых нижних ярусов 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.

Реки Средней Азии при выходе их на равнину образовали обширные конусы выноса из принесенных ими с гор продуктов разрушения. Здесь реки обычно разбиваются на несколько русел, воды которых в большом количестве фильтруются в этих наносах. 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 ледникового стока*. Это воздействие в основном осуществляется через посредство климатических факторов, которыми определяются условия питания рек, процессы таяния снега и льда и т. п.

¹ Подробности см. в главе V.

² Незначительная амплитуда колебаний годовых стоков рек ледниково-снегового питания является результатом регулирующего действия зоны вечных снегов и ледников (см. главу IV).

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.

Это положение требует тщательного и всестороннего анализа воздействия рельефа на процессы стока.

Территориальное сопряжение пустынно-степных пространств и прорезающих их водоносных 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.

В результате хозяйственной деятельности человека значительно расширяются территории с резким преобладанием испарения влаги в атмосферу над выпадением ее из последней. Благодаря использованию воды на орошение, эти территории выходят далеко за пределы самих речных долин и захватывают в свои рубежи часть горной области и в особенности крупные участки равнин, как, например, Хорезмский и Бухарский оазисы, Голодная степь и т. п. Без ирригации эти местности были бы в большей своей части пустынями, лишенными руслового стока. Таким образом, и в верхней и в нижней зонах граница территории с преобладанием испарения над осадками в значительной степени прочерчена рукой человека. Этот момент указывает на изменчивость (историчность) пределов упомянутой территории и на большую 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 на территории свойственных ей гидрологических режимов. Еще больших изменений приходится ожидать здесь в будущем при плановом использовании водных ресурсов.

Под влиянием хозяйственной деятельности человека меняется и гидрография 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 забираются целиком или почти полностью в оросительные системы и не доходят уже до главной реки. В этом отношении особенно типичны «ирригационные веера», например, Ферганской долины (Исфары, Соха 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 равнинных участков. Взамен этого благодаря хозяйственной деятельности человека часто образуется новая связь водотоков, в естественных условиях отсутствующая. Те же ирригационные веера Ферганской долины, оторвавшие от Сыр-дарьи воды ее притоков, в своих низовьях переплетаются и смешивают свой сток. Примером смещения вод разных рек крупного масштаба является Большой Ферганский канал имени Сталина, подпитываемый водами Нарына и Кара-дарьи, притоки последней и Сыр-дарьи. Вступивший в строй в 1942 г. Гиссарский канал перебрасывает воду из бассейна Кафирнигана в бассейн Сурхан-дарьи. Такие примеры легко умножить.

Заслуживает быть отмеченным и то, что многие каналы приняли облик естественных водотоков (террасы, меандры, острова, отмели и прочее).

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

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

Огромные массы воды, забранные на орошение, инфильтрируют 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 паводков поступление возвратных вод сводится к минимуму, а иногда даже изменяет знак, так как в это время река дает питание грунтовым водам.

В результате величина меженного стока при продвижении вниз по реке относительно, а на некоторых участках и 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

страны, эта деятельность выявляется особенно отчетливо и в таких крупных масштабах, как нигде в другом месте обширного Советского Союза.

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

Пустынная по своему положению территория Средней Азии образует крупные артерии стока лишь в силу наличия в ее пределах мощных горных поднятий. Эти поднятия аккумулируют огромные количества атмосферной влаги, которые, преобразуясь, в значительной своей части быстро скатываются в нижележащие 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 под влиянием хозяйственной деятельности человека осуществляется здесь с такой интенсивностью, что огромные пространства земли вообще лишаются поверхностного стока и имеют исключительно подземный сток, который приходит с вышележащих 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 и

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 и в остальной своей части стекают 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, чем затрудняется отток подземных вод. Вследствие этого, подземный приток в равнинную область составляет лишь незначительный процент от 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 в размере 155 млрд. м³, или 194 мм, что составляет около 4% годового стока со всей поверхности СССР по оценке Б. Д. Зайкова (26).

Количество аккумулятивной влаги (x) на базе непосредственных наблюдений в настоящее время установлено быть не может, поэтому приходится исходить из величины стока, для чего нужно знать значение коэффициента стока. Последний приближенно может быть принят в 0,35¹. Тогда $x = 555$ мм и $z = 555 - 194 = 361$ мм.

Следует отметить, что величина поверхностного притока воды в равнинные пространства меньше стока, образуемого горной областью, 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 Атрека и бессточных рек Туркмении и Афганистана, которые, занимая большую площадь (28% всей горной области Средней Азии), отличаются ничтожным количеством осадков и исключительно низким стоком, то отдельные элементы водного баланса определяются так:

$$x = 648 \text{ мм}^2; y_2 = 259 \text{ мм и } z = 389 \text{ мм.}$$

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, а остальные обозначения те же.

Подземным оттоком из равнинной области пренебрегаем, так как если он и имеет место, то в совершенно ничтожном размере.

Средняя величина осадков, полученная при помощи планиметрирования карты изогнет, равна 166 мм.

Величина притока воды равна оттоку воды из горной области, т. е. $y_1 = y_2 = 155 \times 10^9 \text{ м}^3$. Относя его к площади равнинной области и включая в нее поверхность Аральского моря и озера Балхаш, получим $y_1 = 124$ мм, откуда испарение $z = x + y_1 = 166 + 124 = 290$ мм.

Составленные нами водные балансы горной и равнинной обла-

¹ См. главу II.

² В этом случае коэффициент стока принят равным 0,40 с учетом увеличения средней высоты горной области.

стей показывают, что первая, получая из атмосферы 555 мм влаги, испаряет обратно в атмосферу 361 мм, а остальные 194 мм отдает главным образом в виде поверхностного стока нижерасположенной равнинной области. Последняя, получая из атмосферы и поверхностным путем 290 мм воды, целиком испаряет ее обратно в атмосферу.

Следует заметить, что из общего стока, испаряемого равнинной областью, 67×10^3 м³, или 43%, испаряется с поверхности Аральского моря и озера Балхаш, что свидетельствует об огромных возможностях дальнейшего использования водных ресурсов края¹. Нужно также иметь в виду, что испарение стока, пришедшего с гор, осуществляется на значительно меньшей части равнинных пространств Средней Азии, а именно, в пределах речных долин и предгорных равнин, где развито орошение. Общая площадь, рассеивающая в атмосферу сток, пришедший с гор, составляет округленно 270 тыс. кв. км, или 23% от площади равнинных пространств Средней Азии (без площадей Аральского моря и озера Балхаш). Средняя величина испарения с этой площади составляет уже 550 мм в год.

Различная направленность процессов стока в горах и на равнинах дала основание автору еще в 1933 г. (6) выделить на территории Средней Азии *область образования стока*, соответствующую схематично горным поднятиям, *область рассеивания стока*, соответствующую той части равнин, которые испаряют 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 локальных местах, там, где подземные воды близко подходят к поверхности земли и попадают в зону действия капиллярных процессов². Классическим примером таких участков является, например, полоса шор в пустыне Кара-кумы, но такие участки уже относятся к области рассеивания стока.

На остальной части равнин, лишенных поверхностного руслового стока, подземный сток движется к базисам эрозии, мало

¹ К этому следует добавить, что только в дельтах Аму-дарьи, Сыр-дарьи и Или испаряется еще не менее 15×10^3 м³, или 10%.

² Наблюдения Веймёйера (8) в США показали резкое снижение испарения с увеличением глубины залегания грунтовых вод. Достаточно указать, что испарение с поверхности почвы при глубине уровня грунтовых вод в 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 в несколько десятков метров, может считаться в настоящее время доказанным весьма интересными исследованиями В. И. Кунина. Таким образом, область равновесия стока должна быть включена в состав области рассеивания стока, а последняя разбиться на две подобласти: а) подобласть рассеивания поверхностного и подземного стока и б) подобласть рассеивания подземного стока.

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 $x \approx z$.

Понятно также, что при сохранении внутри каждой области одной и той же направленности процессов стока происхождение, распределение во времени и интенсивность последних могут быть различны. Так, в зависимости главным образом от того же рельефа местности (в основном, от ее абсолютной высоты, которой в существенной мере определяются условия питания) 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

До настоящего времени в гидрологической литературе существуют самые противоречивые суждения о роли различных источников питания в стоке рек Средней Азии. Даже в работах, изданных в последние годы, можно встретить, например, указания на большую роль ледников в питании рек Средней Азии и столкнуться с терминами «реки ледникового питания», «ледниковые реки» (9). С другой стороны, некоторые исследователи склонны придавать существенное значение питанию за счет жидких осадков, однако этой точки зрения, повидимому, придерживаются немногие, и в литературе обычно отрицается более или менее значительная роль жидких осадков.

Суждения о значении различных источников питания большей частью основаны на умозрительных заключениях. Только в немногих случаях делались попытки определить, хотя бы приблизительно, величину стока за счет того или иного источника питания. К числу таких попыток за последнее десятилетие относятся работы М. И. Львовича (13), Н. Л. Корженевского (12) и Г. Р. Юнусова (17). Из перечисленных работ только первая рассматривает все источники питания и охватывает сравнительно большое число рек. Статья Н. Л. Корженевского представляет собой попытку оценить роль ледникового питания в стоке р. Зеравшан на основе очень кратковременных наблюдений за ее расходами воды близ Зеравшанского ледника. Статья Г. Р. Юнусова посвящена оценке различных источников питания Малой Алматинки.

Во всех перечисленных работах оценка роли различных источников питания не может быть признана достаточно убедительной.

Ограничимся только кратким рассмотрением работы М. И. Львовича, где этот вопрос освещается наиболее всесторонне. М. И. Львович оценивает различные источники питания с помощью

обычного метода генетического анализа гидрографа, заключающегося в вертикальном его расчленении. Проанализировав гидрографы 20 рек Средней Азии, автор приходит к выводу, что дождевое питание, за исключением самого юга Средней Азии (рек Мургаб, Атрек и Сумбар), играет ничтожную роль и принял его равным нулю. Признавая, что дождевое питание в стоке крупных рек Средней Азии не играет большой роли, мы, однако, не можем согласиться с тем, что дождевой сток равен нулю. Трудно также представить себе, что удельный вес ледникового питания в стоке таких рек, как Аму-дарья и Сыр-дарья, одинаков, а в питании р. Зеравшан играет несколько большую роль, чем в питании р. Сох. Для ясности здесь необходимо указать, что М. И. Львович под ледниковым питанием понимает питание за счет таяния ледников и высокогорных снегов совместно, причем под высокогорными снегами автор, повидимому, 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 стока, наступающего несколько позднее исчезновения снега за пределами распространения вечных снегов».

В качестве примера сопоставим условия питания Аму-дарьи и Сыр-дарьи. О неодинаковой роли «ледникового питания», по терминологии М. И. Львовича, в общем питании рек Аму-дарьи и Сыр-дарьи можно судить хотя бы по сравнению высотных характеристик водосборов Вахша и Нарына. Если в первом водосборе высоты свыше 5 000 м занимают 7,8%, высоты свыше 4 500 м — 17,5%, высоты свыше 4 000 м — 30,8%, высоты свыше 3 500 м — 49,3% от всей площади водосбора, то для водосбора второго соответственно имеем 0%, 0%, 5,2% и 19,7%. Если даже учесть, что в среднем снеговая линия в водосборе Вахша занимает положение на 500 м выше, чем в водосборе Нарына, то и тогда условия для образования ледников и вечных снегов в водосборе первого будут гораздо благоприятнее, чем в водосборе второго. Это преимущество сохраняется даже при повышении снеговой линии на 1 000 м. В результате во внутригодовом распределении стока Аму-дарьи роль ледников и высокогорных снегов сказывается сильнее, чем во внутригодовом распределении Сыр-дарьи. Действительно, сток за период март—июнь, т. е. за период преобладания снегового питания, у Аму-дарьи (г. Керки) составляет 37,2% от годового, а за период июль—сентябрь, т. е. период несомненного преобладания «ледникового» питания, равен 43,7%. У Сыр-дарьи же (при выходе из Ферганской долины) сток за первый период равен 42,9%, а за второй — 30,7%, т. е. почти в полтора раза меньше.

Таким образом, одинаковая роль «ледникового» питания в стоке рек Аму-дарьи и Сыр-дарьи становится более чем сомнительной. Исходя из сказанного, можно заключить, что вопрос

о роли различных источников питания в стоке среднеазиатских рек до сих пор не решен исчерпывающе и представляет исключительный интерес, так как только правильное представление о роли различных источников питания может дать решение вопросов формирования стока и позволит правильно наметить пути дальнейших исследований. Мы не задаемся целью осветить роль различных источников питания во всей полноте; наша задача значительно скромнее — показать совершенно подавляющую роль в питании рек Средней Азии талых вод, в связи с чем внимание специалистов должно концентрироваться на изучении режима снежного покрова, процессов таяния и стока талых вод. Решение поставленной задачи позволяет ограничиться установлением только величины дождевого питания, так как несомненно, что роль дождей в питании подземного стока не может быть заметно большей, чем в питании поверхностного стока и что *подземное питание, следовательно, можно и следует рассматривать в основном как талые воды, прошедшие той или иной длины путь под землей*¹.

Вследствие того, что таяние снега и льда имеет ряд отличительных особенностей, так же как и процессы стока талых ледниковых и снеговых вод, мы делаем попытку определить долю ледникового питания в стоке некоторых рек, а затем ориентировочно и в общем речном стоке Средней Азии.

Исходя из такой постановки задачи, можно было ограничиться оценкой только наивысших значений дождевого и ледникового питания. Поэтому в дальнейшем факторы, определяющие роль дождевого и ледникового питания, взяты с некоторым запасом с тем, чтобы ни в коей мере не преуменьшить их значения.

Установить роль жидких осадков в общем питании рек Средней Азии можно, в первую очередь, путем того же вертикального расчленения гидрографа. Однако, в отличие от предыдущих исследователей, мы при выделении дождевого питания учитывали ряд факторов, обычно не рассматривавшихся ранее.

Выполненное, по нашей просьбе, З. В. Джорджио и О. П. Щеголовой определение дождевого питания основывалось на учете: а) суточного хода расходов, б) синоптического анализа погодных условий, в) сведений об осадках и температурах воздуха метеорологических станций, главным образом высокогорных.

Для этой цели гидрографы расходов воды строились не по среднесуточным данным, а по срочным. Там, где это было возможно, привлекались и лимниграммы.

Произведенный анализ 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 (рис. 3 и 4); только в моменты выпадения большого количества жидких осадков или питания в основном за счет подземных вод он

¹ Это ни в какой мере не исключает необходимости рассматривать подземное питание отдельно, хотя бы в силу значительных особенностей питания подземных вод и их стока.

исчезает. Суточный ход может иметь различный характер. В начальный период паводка он характеризуется ростом и спадом расходов воды в течение суток. При интенсивном таянии основных запасов снега в водосборе, когда резко увеличиваются расходы воды, в течение суток наблюдается не волнообразный ход расходов, а только большее или меньшее нарастание расходов. Здесь следует со всей определенностью подчеркнуть, что лишь обложные обильные дожди могут создавать дождевые пики; небольшие же количества осадков, в виде дождей, *не только не вызывают повышения расходов воды, но обуславливают даже их снижение*, в связи с понижением температуры воздуха и, как следствие, снижением темпа таяния. По этой причине дождевые пики наблюдаются одновременно на многих реках, так как синоптические процессы, вызывающие обложные с большим количеством осадков дожди, охватывают обычно большие территории. Сказанное наглядно показано на рис. 3 и 4. Этот момент облегчает выделение дождевого питания, так как позволяет корректировать результаты работы.

Для установления роли жидких осадков в питании рек были выбраны годы, когда наблюдались условия, наиболее благоприятные для создания дождевых пиков.

Результаты анализа приводятся в табл. 1.

Таблица 1.

Река	Пункт	Годы	Дождевой сток в % от общего стока		
			За год	III—IX	X—II
Сох	Сох	1938—1939	0,66	0,78	0,00
Вахш	Туткаул	1938—1939	1,34	1,54	0,00
Чирчик	Ходжикент	1933—1934	1,39	1,26	2,40
		1939—1940	1,44	1,39	1,70
Кара-дарья	Кампыррават.	1933—1934	1,73	1,73	1,75
		1933—1934	7,20	5,80	19,40
		1939—1940	5,57	3,78	15,20
Гузар-дарья	Яр-тепе	1933—1934	8,35	7,66	11,50
		1939—1940	4,80	5,50	2,94
Сангардак	Катта-дагана	1940—1941	6,52	6,57	6,22
Ширабад-дарья	Нон-дагана	1940—1941	16,60	17,90	8,04

Табл. 1 и рис. 3 и 4 позволяют сделать ряд интересных выводов:

1. На реках снегово-ледникового питания ¹ (реки Чирчик, Кара-дарья) дождевое питание ничтожно и исчисляется в размере 1 — 2% от общего стока рек; на реках ледниково-снегового питания (реки Вахш, Сох) дождевой сток может падать даже ниже 1%.

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

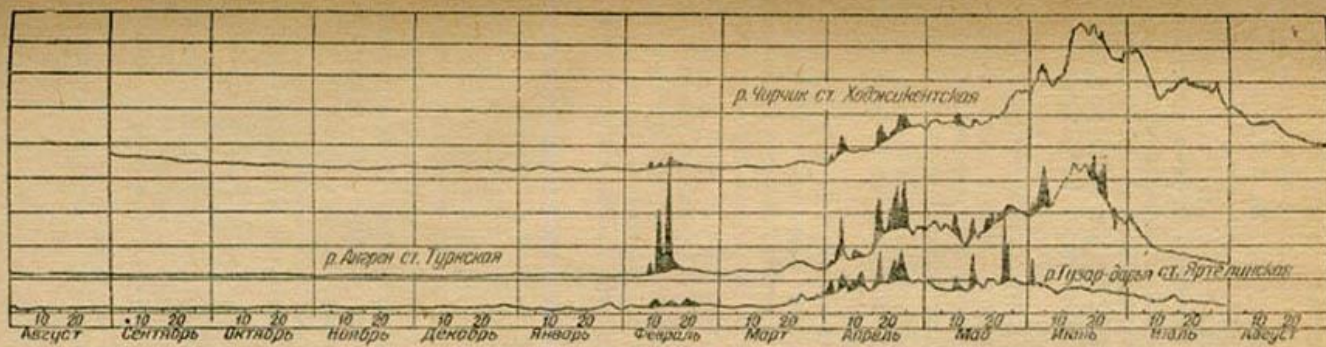


Рис. 3. Годовой ход срочных расходов воды за 1933/34 г. рр. Чирчик, Ангрен и Гузар-дарья с выделением дождевого питания.

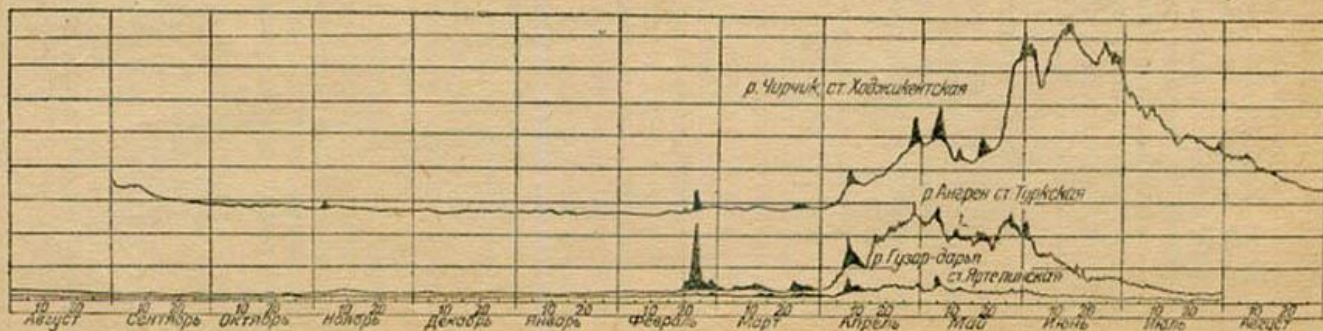


Рис. 4. Годовой ход срочных расходов воды за 1939/40 г. рр. Чирчик, Ангрен и Гузар-дарья с выделением дождевого питания.

2. На реках снегового и снегово-дождевого питания (реки Ангрен, Гузар-дарья, Сангардак и Ширабад-дарья), в водосборах, которых высоты ниже 2 000 м занимают до 80% их общей площади, т. е. условия для выпадения жидких осадков исключительно благоприятны, дождевое питание обычно не превышает 10% общего стока рек, поднимаясь в отдельные годы до 20%¹.

3. Дождевое питание за период октябрь—март в некоторые годы и на некоторых реках почти целиком определяется одним большим дождевым пиком. Так, например, на р. Ангрен в 1933/34 г. один февральский пик дал 97,5% от всего дождевого питания, а в 1939/40 г. три слитых пика дали 95% дождевого стока.

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. Это, конечно, особенно справедливо в отношении рек с низко расположенными водосборами.

Определить роль дождевого питания можно и другим путем — путем установления количества твердых осадков, выпадающих в 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 нашему заданию, установила по данным нескольких метеорологических станций 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. 2). Ошибки при таком исчислении жидких и твердых осадков вряд ли могут быть значительными, так как количество смешанных осадков сравнительно невелико (всегда меньше 30% и часто меньше 20% от годового количества осадков)².

На одних метеорологических станциях годовой ход осадков характеризуется преобладанием зимних осадков, на других — преобладанием летних осадков и, наконец, на некоторых он занимает промежуточное положение. Совершенно очевидно поэтому, что связь между относительным количеством твердых осадков

¹ Не следует преувеличивать дождевое питание на реках с интенсивными селями даже в годы с прохождением катастрофических селей. Так, например, сель, прошедший по р. Малая Алматинка 8/VII 1921 г., являвшийся самым значительным у всех рек Завлиейского Ала-тау за последнее столетие, дал суммарный сток в 9 713 000 м³ (11,15), что составляет 14% от среднего многолетнего стока реки.

² Необходимо отметить, что вследствие несовершенства учета осадков (в особенности твердых) дождемерами, относительное количество твердых осадков, приведенное в предпоследнем столбце табл. 2, преуменьшено.

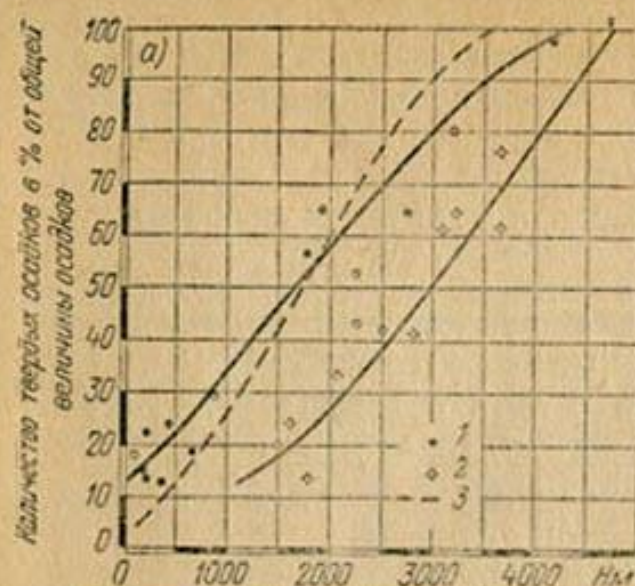
(x) и высотой местности (H) не может выражаться одной кривой, а будет иметь две ветви: для пунктов с преобладанием летних осадков и для пунктов с преобладанием зимних осадков; остальные пункты будут располагаться в промежутке между этими двумя ветвями зависимости. Относя к пунктам с преобладанием

Таблица 2

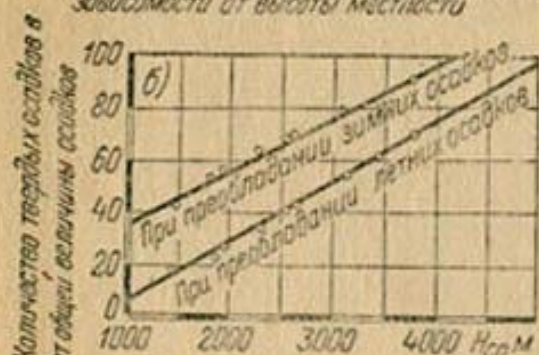
Пункты	Высота над уровнем моря в м	Количество осадков в % от годового количества за		Количество осадков в % от годового количества			Количество осадков в % от годового количества	
		XII—II	VI—VIII	твердых	смешанных	жидких	твердых	жидких
Федченко	4 169	30,9	15,2	95,9	4,0	0,1	97,9	2,1
Тянь-шань	3 672	5,1	56,5	61,3	29,6	9,1	76,1	23,9
Мургаб	3 640	12,8	42,6	49,7	22,9	27,4	61,1	38,9
Сары-таш	3 207	15,8	38,0	51,0	27,0	22,0	64,5	35,5
Шахристан	3 200	18,3	19,2	69,4	21,9	6,7	80,4	19,6
Тамынген	3 100	14,0	30,7	51,2	21,2	27,6	61,8	38,2
Иркештам	2 819	7,3	52,6	29,4	23,8	46,8	41,3	58,7
Алтын-мавар	2 782	35,2	18,2	58,0	12,0	30,0	64,0	36,0
Дехауз	2 500	11,7	27,1	32,4	19,5	48,1	42,2	57,8
Ангрен	2 288	24,6	14,8	40,7	25,6	33,7	53,5	46,5
Искандер-куль	2 258	24,3	13,5	32,7	20,8	46,5	43,1	56,9
Нарын	2 048	12,5	36,3	28,1	10,9	61,0	33,5	66,5
Чаткал	1 938	33,7	10,7	51,7	26,2	22,1	64,8	35,2
Кочкорка	1 812	2,4	53,0	7,0	11,8	81,2	12,9	87,1
Ходжа-оби-гарм	1 807	39,9	5,3	49,2	15,8	35,0	57,1	42,9
Чолпан-ата	1 640	11,4	41,9	19,4	9,3	71,3	24,0	76,0
Захмат-абад	1 522	21,3	14,9	11,3	17,4	71,3	20,0	80,0
Чарпак	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
Зеаглы	137	32,5	6,2	9,3	16,7	74,0	17,6	82,4

зимних осадков те, где количество их превышает 30% годового количества осадков, а к пунктам с преобладанием летних осадков, где осадки за лето превышают 30% годового их количества, мы получаем зависимость $x_i = f(H)$ в виде двух ветвей, представляющих собой как бы два предельных случая. Подобная зависимость показана на рис. 5, а.

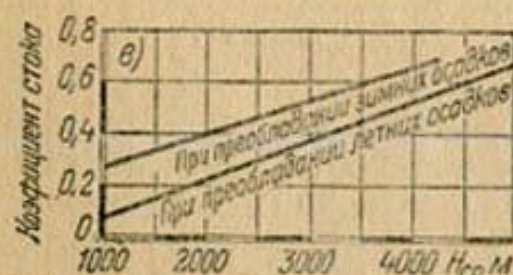
Очевидно, что ветви зависимости на концах должны сближаться, так как на низких отметках (ниже 1 500 м) в Средней Азии, за исключением некоторых мест в ее северо-восточной части, отсутствуют пункты с преобладанием летних осадков, а на высоких отметках разница между пунктами с преобладанием летних и зимних осадков постепенно сглаживается. Для ветви с домини-



а) Относительное количество твердых осадков в зависимости от высоты местности



б) Зависимость относительного количества твердых осадков от средней взвешенной высоты водосбора



в) Зависимость коэффициента стока от средней взвешенной высоты водосбора

Рис. 5. Зависимости относительного количества твердых осадков и коэффициентов стока от высоты местности и средней взвешенной высоты водосбора. Пункты с преобладанием осадков (более 30%):

1 — зимних, 2 — летних, 3 — зависимость для Швейцарии (по Мауреру).

рованием летних осадков за отметку, где в течение круглого года выпадают твердые осадки, принята высота в 4800 м, т. е. высота, на которой, по нашим определениям, средняя суточная температура никогда не бывает положительной (глава V). Немногочисленные визуальные наблюдения на территории Средней Азии подтверждают, что на высотах, близких к 5000 м, осадки в течение круглого года выпадают в твердом виде.

На основе зависимости, приведенной на рис. 5, б, выявлена другая связь, позволяющая определять количество твердых осадков, выпадающих в водосборе в целом, зная среднюю взвешенную его высоту ($H_{ср}$). Составлена она на основе зависимости $x_t = f(H)$ и гипсометрических кривых нескольких конкретных водосборов. Некоторые незначительные отклонения точек на этой зависимости от прямых (рис. 5, б) объясняются тем, что при одной и той же средней взвешенной высоте водосбора распределение высотных зон может несколько отличаться. Связь $x_t = f_1(H_{ср})$ дает следующие почти предельные значения твердых осадков в процентах от годового их количества, в зависимости от средней взвешенной высоты водосбора (табл. 3).

Для оценки роли жидких осадков в общем питании рек необходимо еще знать коэффициент стока талых и дождевых вод. Наблюдения, проводившиеся на Московской агрометеорологической станции (14) и на Валдайской гидрологической станции (10), показали, что

Т а б л и ц а 3

Средняя взвешенная высота водосбора в м	Количество твердых осадков в %	
	при преобладании летних осадков	при преобладании зимних осадков
1 500	17	46
2 000	28	56
2 500	40	66
3 000	51	76
3 500	63	86
4 000	74	96

сток дождевых вод ничтожно мал, несмотря на то, что обе станции находятся в районах со значительным 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. По данным Московской агрометеорологической станции, средний 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. Вполне логично предположить, что в условиях горной области Средней Азии коэффициенты стока как талых, так и дождевых вод должны быть выше. Материалы Сукокской горно-метеорологической станции за 5 лет (бассейн Чирчика) свидетельствуют, что стоковые площадки длиной, в 40 м расположенные на склоне крутизной в 30°, вне зависимости от количества осадков за сутки, давали коэффициенты стока дождевых вод обычно в размере 0,02 и реже 0,01. Эти числа относятся к площадкам с естественной растительностью на среднесмытых темносерых почвах (горных темнокаштановых), занимающих в районе станции высоты от 900—1 000 до 1 500—1 600 м. Таким образом приведенные выше цифры относятся к высотам, на которых жидкие осадки выпадают в большом количестве, и к условиям, которые можно признать типичными для нижнего яруса гор, где формируются в наибольшем масштабе дождевые паводки. По наблюдениям станции, на террасированных склонах, где преобладают сильно смытые почвы, коэффициенты стока дождевых вод резко возрастают и могут исчисляться десятками долями.

Приняв из осторожности для условий горной области Средней Азии коэффициент стока дождевых вод в размере 0,05, а для талых

вод в размере 0,70¹, можно установить роль жидких осадков в питании рек Средней Азии.

Результаты таких подсчетов для рек, у которых роль дождевых вод определялась путем вертикального расчленения гидрографов, приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Рекa	Пункт	Средне- взвешен- ная высота водосбора в м	Количество осадков в % от годового их количества		Сток в % от годового коли- чества осад- ков		Сток дожде- вых вод в % от стока талых	Общий коэффи- циент стока
			твер- дых	жид- ких	талых вод	дожде- вых вод		
Сох	Сох	3 351	71	29	49,7	1,45	2,9	0,51
Вахш	Туткаул	3 433	72	28	50,4	1,40	2,8	0,53
Чирчик	Ходжикент	2 548	69	31	48,3	1,55	3,2	0,50
Кара-дарья	Кампырра- ватская	2 599	70	30	49,0	1,50	3,1	0,51
Ангрен	Турк	2 284	63	37	44,1	1,85	4,2	0,46
Гузар-дарья	Яр-тепе	1 532	47	53	32,9	2,65	8,0	0,36
Сангардак	Катта-дага- на	2 286	62	38	43,4	1,90	4,4	0,45
Ширабад- дарья	Нон-дагана	1 495	46	54	32,2	2,70	8,4	0,35

При подсчетах для рек Чирчик, Ангрен, Гузар-дарья, Кара-дарья, Сангардак и Ширабад-дарья было принято, что в их водосборах преобладают зимние осадки, что приблизительно соответствует действительности. Для Вахша, в водосборе которого имеются пункты как с доминированием летних осадков (Сары-таш), так и зимних (Федченко, Алтын-мазар), принято среднее количество твердых осадков. Для р. Сох также было принято среднее значение твердых осадков. Сопоставление цифр таблиц 1 и 4 показывает близкое их совпадение, если учесть ряд условностей, допущенных при подсчетах роли дождевых и талых вод (незнание точных значений твердых осадков и коэффициентов стока) и, главным образом, то, что выделение дождевого питания при помощи гидрографов производилось по преимуществу за один год. Хотя приведенные выше подсчеты не могут претендовать на большую точность, все же они совершенно правильно ориентируют в существе явления и убедительно показывают *незначительную роль дождевых вод в питании рек Средней Азии.*

В самом деле, если даже взять крайний случай — водосбор с средневзвешенной высотой в 1 500 м и предположить, что в нем преобладают летние осадки во всех высотных зонах, то

¹ Не следует забывать, что наблюдения на стоковых площадках не учитывают стока подземных вод, в то время как коэффициенты стока для бассейнов должны включать его.

и тогда доля дождевого стока в общем питании реки не превысит 35% от стока талых вод, а коэффициент стока будет равен 0,16. Поскольку, однако, в низкорасположенных водосборах летние осадки во всех его высотных зонах преобладать не могут, то вряд ли доля дождевого стока может превышать 20%, а коэффициент стока падать ниже 0,25. Сказанное не относится к типичным саям, которые могут иметь водосборы с средневзвешенной высотой ниже 1 500 м, хотя и у них преобладание талых вод в общем питании сомнений вызвать не может. Приведенные в табл. 4 в последней графе данные показывают исключительно *большое влияние на значения коэффициентов стока высоты водосбора и внутригодового распределения осадков*. Если отвлечься от рассмотрения влияния других факторов, которые могут повышать коэффициенты стока с ростом высот (геология, почвы, уклоны, снижение температур воздуха и т. п.), а ограничиться только рассмотрением воздействия высоты водосбора и распределения осадков на протяжении года, то зависимость коэффициентов стока от упомянутых аргументов можно представить в следующем виде (рис. 5, в).

Из рис. 5, в видно весьма большое влияние внутригодового распределения осадков на водоносность рек, в особенности при низких высотах водосборов, поскольку им, наряду с общим количеством осадков, определяются запасы воды в снеге.

Например, при средневзвешенной высоте водосбора в 1 500 м коэффициенты стока могут изменяться от 0,16 до 0,35, в зависимости от сезонного распределения осадков.

На больших высотах разница в коэффициентах стока постепенно сглаживается, и последние достигают своего предела (0,7): при преобладании зимних осадков в водосборах с средней высотой 4 300 м, а при преобладании летних осадков в водосборах с средней высотой 5 100 м.

Как уже указывалось, интересно выделить из общего питания талыми водами питание за счет таяния ледников и получить хотя бы представление о порядке ледникового питания.

Попытка определить роль ледникового питания в общем стоке некоторых рек Средней Азии была сделана О. П. Щегловой, под руководством автора. Обработке были подвергнуты данные по шести рекам Средней Азии. В число этих рек входит Исфара, Сох и Матча (верхнее течение Зеравшана), которые характеризуются наибольшим ледниковым питанием среди всех рек Средней Азии, о чем убедительно свидетельствует очень высокий сток периода июль—сентябрь, превышающий от 2,3 до 2,8 раз сток периода март—июнь (период таяния преимущественно сезонных снегов нижнего и среднего яруса гор). Последняя цифра является максимальной для рек Средней Азии (разумеется, если не брать створов близ ледников).

Подсчет ледникового питания производился по формуле:

$$W_{\text{л}} = \frac{1}{3} \sum F_{\text{л}}$$

где W_s — объем талых вод за весь сезон с положительными температурами воздуха,

Σv — суммарное стаивание льда за этот сезон на отметке конца языка ледника (в слое воды) и

F_s — площадь языка ледника.

Таким образом сток талых вод подсчитывался как объем пирамиды, основанием которой является язык ледника, а высотой — величина стаивания льда на отметке конца ледника. Стаивание льда на высоте фирновой линии принималось равным нулю.

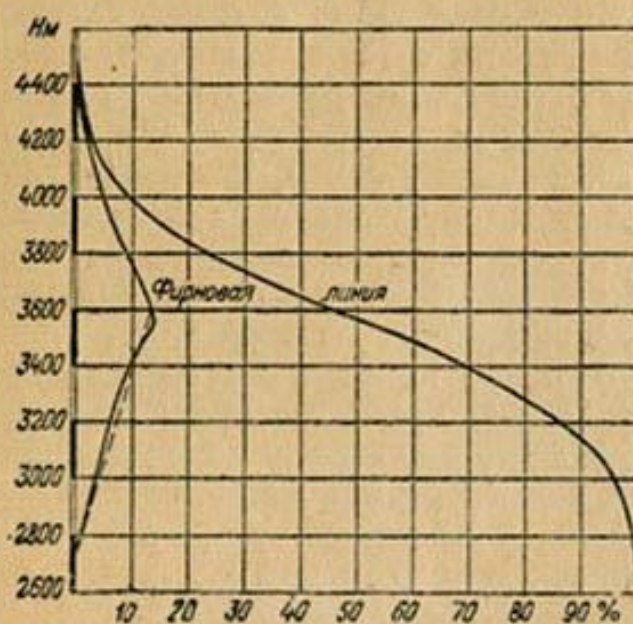


Рис. 6. Кривая распределения и гипсометрическая кривая площади оледенения в водосборе р. Сох.

Весьма интересные подсчеты О. П. 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 упрощено треугольнику, основание которого лежит на фирновой линии. Это, а также возможность с преувеличением считать, что уменьшение стаивания от конца языка к фирновой линии происходит по прямой (глава V) и дало ей основание определять ледниковый сток как объем пирамиды. В качестве примера приводим

распределение площадей оледенения по высотным зонам и гипсометрическую кривую оледенения для всего водосбора р. Сох (рис. 6).

Величина стаивания льда на различных высотах определялась по зависимости $\Sigma v = \varphi(H)$ (рис. 38), построенной автором на базе связи между суммами положительных температур и временем и высотой местности $\Sigma(+\theta_{cp}) = \psi(t, H)$ (рис. 37), с учетом, что на каждый градус положительной температуры приходится 7 мм растопленного льда (в слое воды) ¹.

Суммы положительных температур, идущих на стаивание снега, лежащего на поверхности ледника, устанавливались по средним датам обнажения ледников от снега и вычитались из общих сумм положительных температур за весь год. Таким образом кривая $\Sigma v = \varphi(H)$ показывает стаивание только льда.

Даты схода снега на разных высотах устанавливались с некоторым запасом. Для примера укажем, что датой схода снега на высоте 3 000 м было принято 15/V, а на высоте 4 000 — 10/VII.

¹ Подробности см. в главе V.

Таблица 5

Водосбор (река)	Площадь водосбора в кв. км	Средняя высота водосбора м	Отношение стока за VII—IX к стоку за III—VI	Число ледников	Площадь оле- днения в кв. км		Площадь льдов в % к общей площади оле- днения	Площадь оледе- нения в % к площа- ди водо- сбора		Площадь льдов с по- равной на уклон	Высота концов льдов в м	Средняя высота фирно- вой линии	Ледниковый сток в % к общему стоку		Подземный сток за VII— IX в % к общему стоку	Средний модуль ледни- кового стока с 1 кв. км ледника
					общая	льдов		общая	льдов				год	VII—IX		
Исфара	1 646	3 111	2,82	22	68,1	41,0	60,2	4,14	2,49	43,2	3 200—4 200	3 960	19,0	31,2	20,2	67,5
Сох	2 294	3 351	2,53	71	134,3	65,6	48,8	5,86	2,86	67,5	2 700—4 320	3 700	21,0	34,7	17,3	133
Матча	4 550	3 154	2,33	118	276,7	140,2	50,7	5,95	3,02	143,3	2 780—3 800	3 800	21,8	36,8	14,8	127
Малая Алмаатинка	120	2 627	1,13	4	8,97	5,39	60,1	7,47	5,49	4,49	3 300—3 820	3 700	12,5 ¹ 16,0	31,4 40,3	44,7	51,2 65,8
Ягноб	1 450	3 280	0,95	26	21,3	11,0	51,7	1,47	0,76	11,6	3 300—4 000 ¹	3 900	2,8	6,4	18,7	76,0
Кара-кульджа . .	901	3 162	0,67	26	34,3	11,3	33,0	3,81	1,25	11,9	3 424—3 883	4 160	3,4	9,8	36,7	51,9

¹ Один небольшой ледник спускается до отметки 2 960 м.

* В знаменателе даны величины ледникового стока, полученные по зависимости $\Sigma \gamma = \gamma(H)$, в числителе с учетом испаряемых темпера-
тур в бассейне озера Балхаш.

Подсчеты ледникового стока осуществлялись по отдельным группам ледников, имеющим близкие отметки концов языков и фирновой линии. Результаты подсчетов и некоторые необходимые для их производства данные приводятся в табл. 5, 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, которые, правда, не могут быть велики¹.

Если даже принять, что каждому градусу положительной температуры соответствует 10 мм стаявшего льда в слое воды (что мало вероятно) и отнести к ледниковому стоку талые воды, образующиеся от стаивания снега, лежащего на поверхности ледника, то и тогда, по подсчетам О. П. Щегловой, ледниковое питание не будет превышать: у р. Сох 34%, р. Исфара 35%, р. Матча 35% годового стока.

Описанные подсчеты, в которых было стремление не преуменьшить роль ледникового питания, ясно показали, что если рассматривать реки по выходе их из гор, а не близ ледников, то *говорить о преобладании ледникового питания в общем питании среднеазиатских рек не приходится*. Поэтому термин «реки ледникового питания» можно применять только к створам рек, расположенным вблизи ледников.

Модуль ледникового стока, отнесенный к 1 кв. км поверхности языков ледников, оказался колеблющимся в пределах от 130 до 50 л/сек (табл. 5). Модули стока отдельных ледников могут достигать значений 150 л/сек.² Такого порядка модуль стока имеет, например, Зеравшанский ледник, конец которого спускается низко (2 780 м), что благоприятствует интенсивному таянию льда. В наименее благоприятных условиях для таяния находятся ледники бассейна рек Кара-кульджа и Ягноб, концы которых не спускаются ниже 3 300 м.

Чрезвычайно интересно оценить хотя бы приблизительно ледниковый сток в общем питании всех рек Средней Азии. Для этой цели можно воспользоваться зависимостью между соотношением стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь и величиной ледникового стока (рис. 7). С физической стороны наличие подобной зависимости вполне понятно, так как очевидно, что чем больше участие в общем питании рек ледниковых талых вод, тем больше сток за период июль—сентябрь и, следовательно, соотношение стока за указанные периоды.

¹ При подсчетах ледникового стока внутренняя абляция ледников, за ее малостью, во внимание не принималась. Тем самым неучет потерь ледникового стока в известной степени компенсировался внутренней абляцией. В наших подсчетах, кроме того, преуменьшена площадь абляции, так как не учитывалась неровность поверхности льда. С другой стороны, при определении площадей абляции, площадь, покрытая моренами, не учитывалась, что заведомо преувеличивало истинную площадь абляции.

² Модулю стока в 150 л/сек. соответствует средний слой стаивания льда в 5,30 м за год.

На основе отношения величины стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь и зависимости, приведенной на рис. 7, ледниковый сток определяется округленно в $300 \text{ м}^3/\text{сек.}$, в то время как общий сток с горной области, по нашим подсчетам, составляет $4\,900 \text{ м}^3/\text{сек.}$ Следовательно, ледниковый сток в общем стоке рек Средней Азии занимает немногим более 6%.

Определение ледникового стока, так же как и все произведенные здесь подсчеты, имели целью только приблизительно оценить роль ледников в питании рек Средней Азии, не претендуя на большую точность. Однако нет сомнений, что ошибки в подсчетах не могут быть слишком велики, поэтому трудно себе представить, что в действительности ледниковое питание может превышать 10%, а тем более исчисляться десятками процентов от среднего годового стока рек Средней Азии. Таким образом, довольно распространенное среди специалистов мнение о большой роли ледников в питании рек Средней Азии должно быть признано ошибочным. Тем самым основным источником питания рек Средней Азии, подавляющим все остальные, являются талые снеговые воды, образующие главную массу поверхностного и подземного стока рек. Отсюда внимание гидрологов Средней Азии должно концентрироваться на изучении снежного покрова, его режима, процессов таяния, стока и инфильтрации талых снеговых вод, не забывая, конечно, об исследованиях ледников и дождевого стока, которым в некоторых гидрологических явлениях и в некоторых местах принадлежит значительная роль. Наконец, надо помнить что, при значительном развитии оледенения в водосборах вносятся существенные изменения во внутригодовое распределение стока. Ледниковый сток, концентрируясь на протяжении сравнительно короткого отрезка времени, резко повышает сток июля и в особенности августа и сентября, когда потребность в оросительной воде обычно наибольшая. Отсюда вытекает большее практическое значение ледников как источников питания рек.

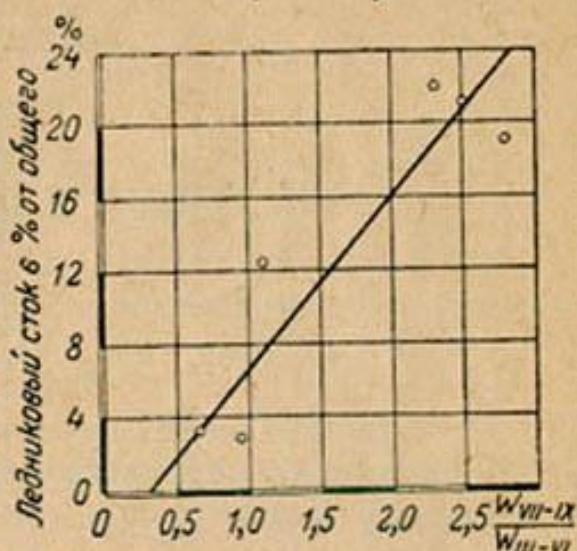


Рис. 7. Зависимость ледникового стока от отношения стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь.

ГЛАВА III

СРЕДНИЙ МНОГОЛЕТНИЙ СТОК

Факторы, определяющие величину среднего многолетнего стока

Еще в 1884 г. А. И. Воейковым (21) была высказана мысль, что «при прочих равных условиях страна будет тем богаче текущими водами, чем обильнее осадки и чем менее испарение как с поверхности почвы и вод, так и растений».

Если рассматривать это положение за достаточно длительный период, то можно выразить его математически 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, и они остаются руководящими и по настоящее время.

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 прочие, влияют на средний сток лишь постольку, поскольку они воздействуют на количество осадков и испарения.

Для практической реализации идей А. И. Воейкова необходима детализация их, несколько различная в различных физико-географических условиях.

Как известно, количество осадков находится в довольно тесной зависимости от высоты местности; в еще более тесной связи с высотой находятся температуры воздуха.

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 земной суши, превышающие слой в 1 500 мм, как правило, находятся 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 (28), в Андах, в районе пустыни Атакама, сток рек, стекающих с высоты 3 000 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 4 000—5 000 м, не превышает 15 мм, а сток рек Центрального Тянь-шаня падает 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 1 000 мм. Но на этом вопросе мы остановимся более подробно при рассмотрении распределения речного стока по территории Средней Азии.

Из сказанного вытекает, 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 сравнительной однородности последних трех условий мы в праве рассчитывать на наличие связи между количеством осадков и стоком, с одной стороны, и средней взвешенной высотой водосбора — с другой. Такие связи были получены, например, Шпильманом (43) для бассейна Аара (рис. 8).

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.

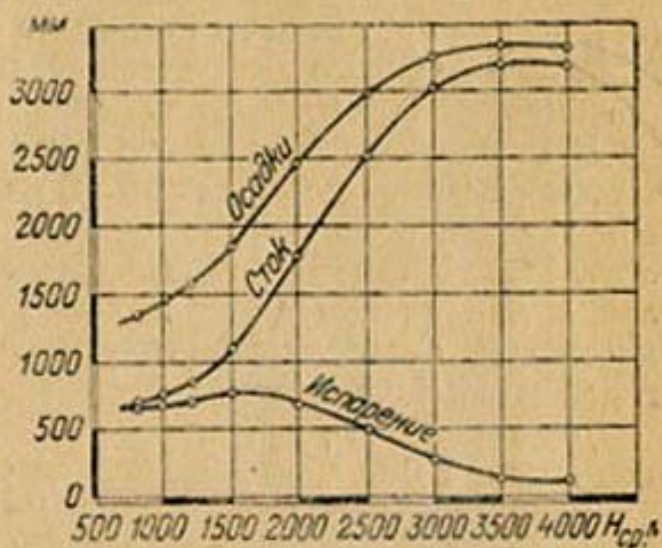


Рис. 8. Зависимость осадков, стока и испарения от высоты водосбора для рек бассейна Аара (по Шпильману).

Следующий момент, имеющий большое значение для понимания распределения водоносности рек на территории Средней Азии, заключается в том, что в климатических условиях последней, 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 ничтожен и (как это было показано в главе II) даже сильные обложные дожди образуют только отдельные пики, накладываются на паводки снеготаяния.

В связи с наличием вертикального термического градиента в горах, количество твердых осадков по отношению к общему их количеству с ростом высот все увеличивается. Для Швейцарии (33), например, снежные осадки по мере поднятия в горы составляют от 5% общего количества осадков (на высоте 200 м) до 100% (на высоте 3 500 м).

В Средней Азии, как это мы видели в главе II, количество твердых осадков достигает 100% на высотах 4 300—4 800 м. Преобладающая роль твердых осадков в питании рек Средней Азии обуславливает *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, 2 000 м твердые осадки составляют 57,5% от годового их количества, на высоте 3 000 м—80% и на высоте 4 000 м—96%. При преобладании же летних осадков на этих высотах твердые осадки составляют соответственно 25; 51,5 и 78% от 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 (глава 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.

Отсюда вытекает особенно большая роль высоты (большая, 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 по причине их малочисленности и расположения в пунктах с различной доступностью влажным воздушным массам и, следовательно, различными условиями увлажнения.

¹ Продолжительность холодного периода с высотой увеличивается в связи с падением температур воздуха.

Материалы снегомерных съемок позволяют осветить зависимость между мощностью снежного покрова и высотой местности только для речных долин, в которых располагаются снегомерные пункты. Снегомерные площадки в 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 (ν), т. е. запасами воды в нем, и высотой местности (H) можно рассчитывать получить только при

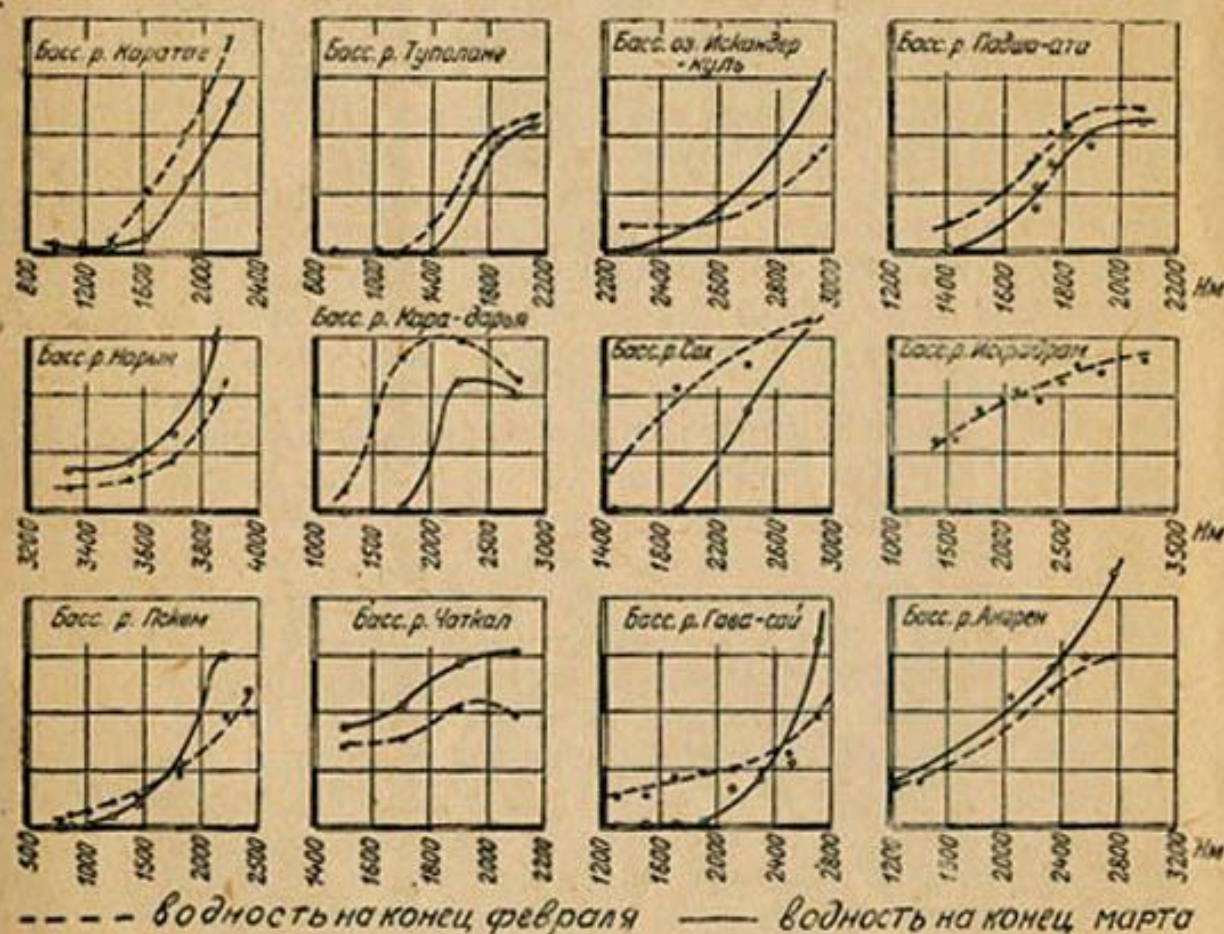


Рис. 9. Зависимости водности снежного покрова в 1942 г. от высоты местности.

рассмотрении либо отдельных долин, либо осреднении результатов наблюдений по высотным зонам. Последний случай отыскания связей $\nu = f(H)$ представляет наибольший интерес, так как важно знать именно средние значения запасов снега в водосборе реки, поэтому здесь ограничимся только указанием, что зависимости $\nu = f(H)$ по отдельным долинам, за редкими исключениями, получаются достаточно тесными, но в большинстве случаев данных для надежного установления их нехватает.

При осреднении данных снегомерных наблюдений по отдельным высотным зонам связи $\nu = f(H)$ выявляются отчетливо, что можно видеть из рис. 9, где представлены такие связи для

конца февраля и конца марта. 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.

Из рис. 9 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 знак¹. Подобный характер зависимостей имеет физический смысл².

Отсутствие снижения водности снежного покрова, начиная с определенной высоты, на ряде зависимостей, повидимому, объясняется тем, что снегомерные съемки освещают только отрезок зависимости $v = f(H)$, или тем, что некоторые водосборы, как, например, Нарына, Искандер-куля, 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 их 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 ничем 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 передвижкой максимума осадков на более поздние сроки.

Внимательно рассматривая зависимости $v = f(H)$, приведенные на рис. 9, можно заметить еще одну весьма важную 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.

¹ Заметим, что максимальный сток и наибольшая водность снежного покрова наблюдаются на большей высоте, чем максимум осадков. Это вытекает 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 2 000—3 000 м, чаще всего на отметках 2 000—2 500 м.

Это легко видеть из сопоставления водности снежного покрова в водосборах рек Ангрен и Сох в высотном интервале 1 600—2 500 м, из которых первая отличается наиболее низким, а вторая — наиболее высоким водосбором.

Особенно обращает на себя внимание то, что в водосборе Каратала, несмотря на большую его удельную водоносность по сравнению с водосбором Ангрена, мощность снежного покрова до высот 2 000 м меньше, чем в водосборе Ангрена.

В водосборе Гава-сая, имеющем много меньшую удельную водоносность, чем водосбор р. Сох, водность снежного покрова на всех высотах, охваченных снегомерной съемкой, выше, чем в водосборе Соха. В бассейне Чаткала, отличающемся несколько большей удельной водоносностью и большей высотой, чем водосбор Ангрена, водность снежного покрова также оказывается меньшей, чем в водосборе Ангрена. 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 водосбора¹. 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* (повидимому до известных пределов).

Распределение высот в водосборе можно довольно полно охарактеризовать его средней взвешенной высотой ($H_{ср}$)². Так, например, распространение высот выше 3 000 м, играющих весьма важную роль в образовании поверхностного стока и в формировании его режима, хорошо отражается средней взвешенной высотой, о чем свидетельствует хотя бы коэффициент корреляции между этими переменными (0,86)³. Следовательно, при соблюдении равенства условий ориентации и доступности водосборов влажным воздушным массам средний многолетний модуль стока

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.

(M_o) можно рассматривать как функцию средней взвешенной высоты водосбора, т. е. $M_o = \varphi(H_{cp})$.

Произведя группировку водосборов по признаку примерно одинаковой ориентации и доступности их влагоносным воздушным массам, автор получил зависимости $M_o = \varphi(H_{cp})$ для отдельных склонов хребтов или их частей. Для примера приводим две из таких зависимостей (рис. 10). В условиях горных стран выявление зависимостей $M_o = \varphi(H_{cp})$ связано с известными трудностями и условностями, так как в ряде случаев даже в пре-

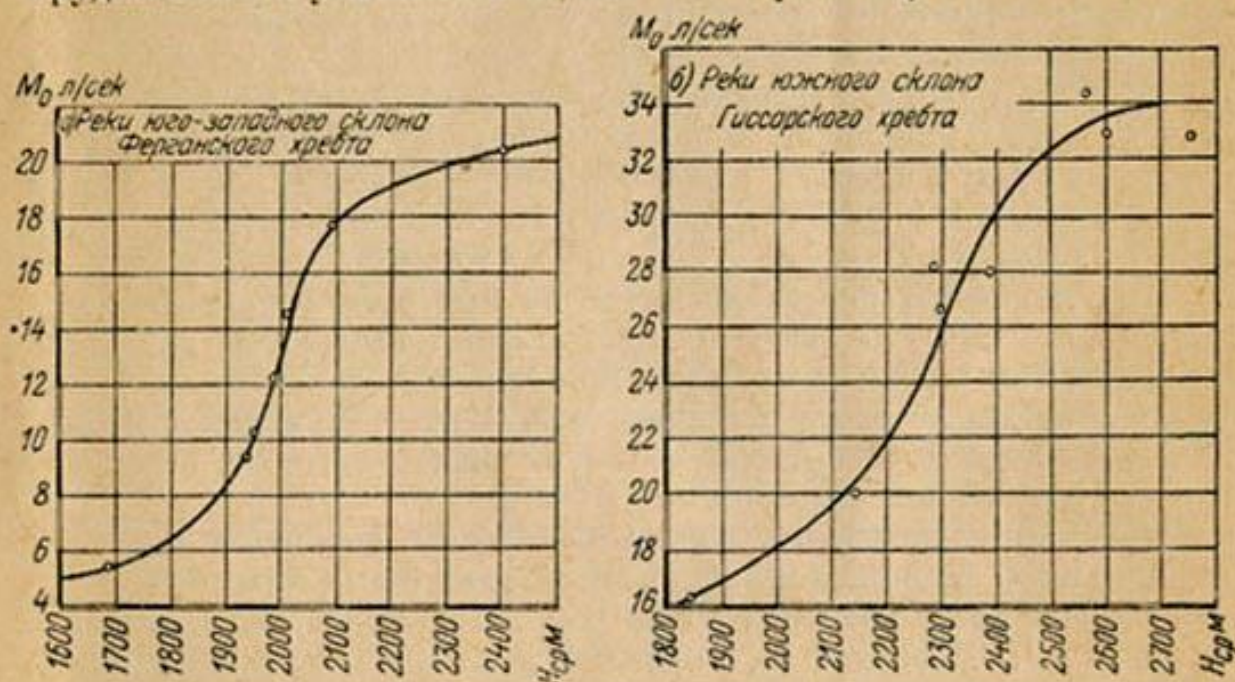


Рис. 10. Зависимость средних многолетних модулей стока от средней взвешенной высоты водосбора.

делах одного склона хребта единой обобщающей зависимости существовать не может.

В качестве характерных примеров можно привести северные склоны хребтов Киргизского 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 $M_o = \varphi(H_{cp})$ 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 обработке расходов воды в створах с деформирующимся руслом.

Отсутствие единых обобщающих зависимостей $M_o = \varphi(H_{cp})$ для протяженных склонов хребтов было отмечено и Б. Д. Зайковым (27) на территории Кавказа.

До сих пор мы рассматривали по преимуществу 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 падения температур воздуха. Наглядное представление о снижении дефицита влажности дает рис. 11. Вследствие снижения дефицита влажности испарение с высотой падает, несмотря на увеличение количества осадков. Характер снижения интенсивности испарения с подъемом в горы, полученный Шпильманом для рек бассейна Аара, показан на рис. 8. Для условий Средней Азии средний вертикальный градиент испарения с водной поверхности исчисляется А. А. Скворцовым (30) в 42—45 мм на каждые 100 м.

Установить более или менее тесную зависимость величин испарения от высоты местности, подобно 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 зависимости от высоты местности и определяющих величину так называемого «климатического» испарения, на величину потерь 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 воды в твердой фазе, д) характер растительности, е) озерность и заболоченность водосбора.

Среди почвенно-геологических факторов наиболее важную роль играет инфильтрационная способность почвогрунтов, которой определяется величина подземного стока. Подземный сток в меньшей степени, чем поверхностный, подвержен испарению. Это можно ярко иллюстрировать (табл. 6) на примере рек Италии (28, 34).

Река Сансобия, водосбор которой целиком сложен проницаемыми породами, теряет на испарение в 1,5 раза меньше, чем

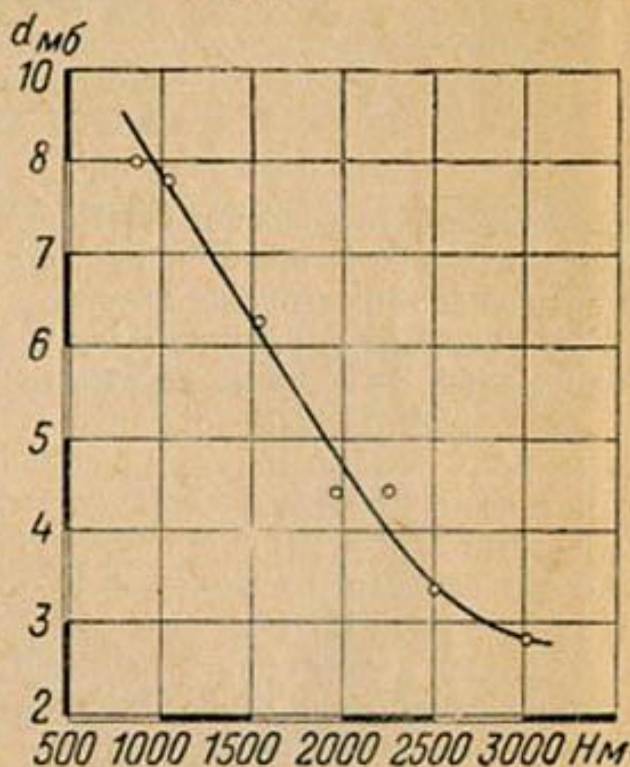


Рис. 11. Зависимость дефицита влажности от высоты местности.

Таблица 6

Реки	Площ. бассей- на в кв. км	Средн. высш. бассей- на м	Проницае- мая часть поверхно- сти бассей- на в % к общей площади	Годо- вые осад- ки мм	Сток мм	Потери стока (х-у) мм	Потери стока в % от осадков
Летимбро до Пикардо . .	33	404	15	1 350	744	616	45,3
Сансбия до Эллере . . .	41	500	100	1 376	950	426	31,0
Тибр до Рима	16 545	524	32	1 014	413	601	59,3
Анио до Луя- чеца	1 115	523	76	1 215	845	370	30,5

р. Летимбро, в водосборе которой проницаемые породы занимают всего 15% общей его площади, а в водосборе р. Тибр потери стока почти вдвое превышают потери в водосборе р. Анио.

В условиях горной области Средней Азии реки, отличающиеся аномально высоким подземным стоком, единичны¹, поэтому почвенно-геологические факторы здесь могут играть существенную роль только в редких случаях, возможно, если не считать рек с незначительными площадями водосборов (менее 100 кв. км). На этом вопросе мы остановимся более подробно при рассмотрении внутригодового распределения стока и минимальных расходов (главы V и VIII).

Рельеф водосбора, в частности уклоны и высота местности, уменьшают 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 выше.

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 ничтожна. Однако значе-

¹. Нормально минимальный средний месячный сток рек Средней Азии не превышает 3,5%, а сток за период октябрь—февраль, т. е. за период преимущественного питания рек за счет запасов подземных вод, не превышает 25% от годового стока (подробности в главе V). В этом отношении исключение представляют многие реки и речки Туркмении. Повышенное подземное питание их является, в частности, результатом возможного таяния снега даже зимой, благодаря низким высотам их водосборов и несколько повышенных температур, а также развития орошения еще в пределах горной области.

ние их в формировании селей и дождевых пиков может быть велико, особенно на реках с низкорасположенными водосборами.

Температурный режим, обуславливающий интенсивность таяния, может оказывать некоторое влияние на потери влаги, так как последние уменьшаются с увеличением интенсивности таяния.

Древесная растительность в умеренных и тропических зонах земного шара обычно несколько увеличивает потери стока. Это наглядно показали исследования, проведенные в США на небольших водосборах штатов Колорадо и Калифорния (37). В штате Колорадо после вырубki леса сток увеличился на 15%, а в штате Калифорния после уничтожения леса пожаром — на 28,5%.

Как это показали многочисленные исследования, таково же влияние на потери стока и травянистой растительности.

Озерность и довольно часто заболоченность водосборов при увеличении их площади увеличивают потери стока.

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 также не встречаются в условиях Средней Азии сплошные лесные массивы.

Обычно влияние факторов, уменьшающих потери стока, с ростом высоты местности берет верх над факторами, увеличивающими эти потери, в результате чего потери с увеличением высоты уменьшаются. Именно это и выявил Шпильман для бассейна Аара¹ (см. рис. 8). Уменьшением потерь стока с ростом высот и объясняется постепенное приближение кривой стока к кривой осадков.

С нашей точки зрения, уменьшение потерь влаги с ростом высот местности, в основном, обусловлено увеличением с поднятием в горы (и следовательно, падением температур воздуха) значения 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 (например Львович) придают решающее значение.

Выйдя из пределов горной области, реки Средней Азии, благодаря аридному климату равнинных пространств, не только не пополняют своего стока, но, наоборот, интенсивно разбираясь на орошение и расходуя свой сток на разного рода испарение, резко уменьшают свою водоносность. Представление о масштабах

¹ Согласно весьма тщательным исследованиям O. Lutschg'a (63) в Швейцарии на четырех малых бассейнах ($F=18-98$ кв. км), потери стока уменьшались, примерно, на 4 мм на каждые 100 м высоты в интервале средних высот бассейнов от 1 360 до 2 850 м.

и интенсивности рассеивания стока на равнинах могут дать следующие цифры.

Весь сток, образованный в горной части бассейна Зеравшана, целиком возвращается в атмосферу с площади 11 810 кв. км, что дает средний модуль рассеивания стока 16,9 л/сек, в то время как средний модуль образования стока всей горной области бассейна составляет $M_0 = 10,7$ л/сек.¹ Таким образом рассеивание стока в атмосферу на территории равнинной области бассейна

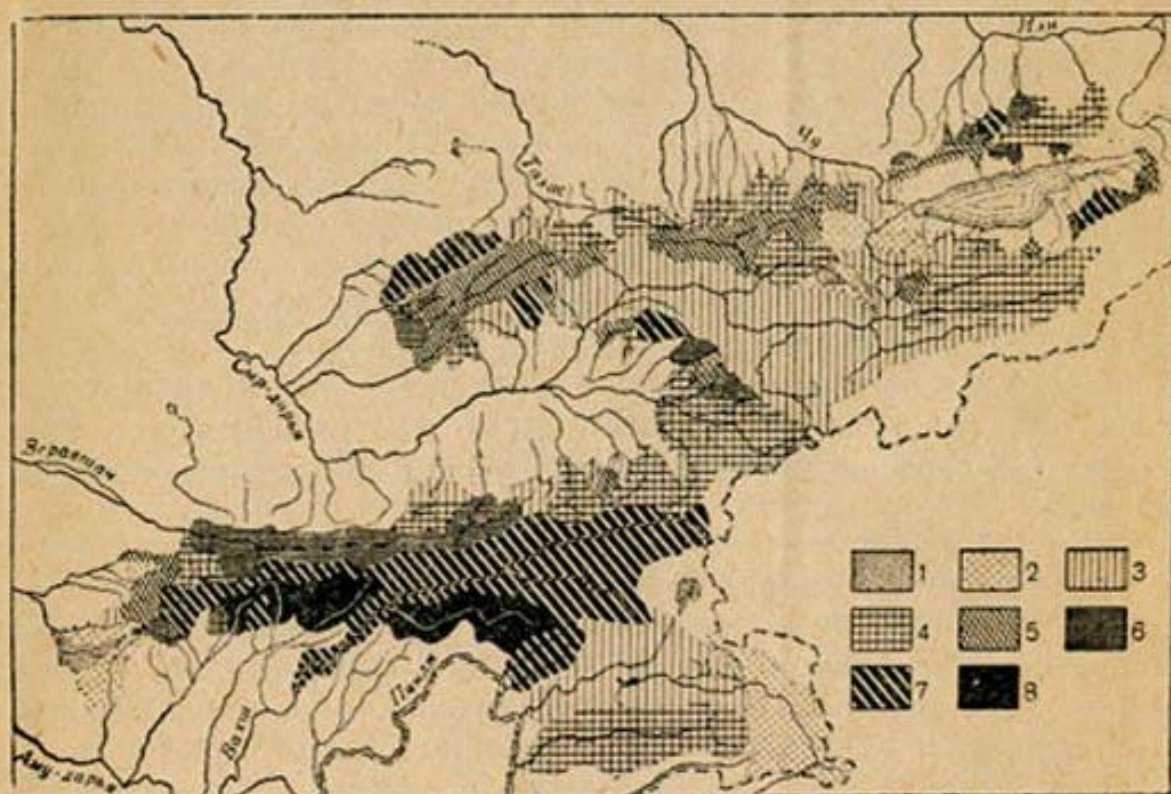


Рис. 12. Распределение средних многолетних модулей стока по территории Средней Азии (в л/сек.):

1—0,0—2,0; 2—2,0—5,0; 3—5,0—7,0; 4—7,0—10,0; 5—10,0—15,0; 6—15,0—20,0; 7—20,0—30,0; 8—свыше 30,0

Зеравшана происходит более чем в полтора раза интенсивнее, чем его образование в пределах горной области.

Средний модуль области рассеивания стока в целом (площадь округленно равна 270 000 кв. км) составляет 10,9 л/сек., тогда как средний модуль образования стока горной области Средней Азии равен 6,1 л/сек.

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.

В этом случае интенсивность рассеивания стока равнинами Средней Азии будет в 2,3 раза превышать интенсивность образо-

¹ Термины «модуль образования стока» и «модуль рассеивания стока» предложены автором (32).

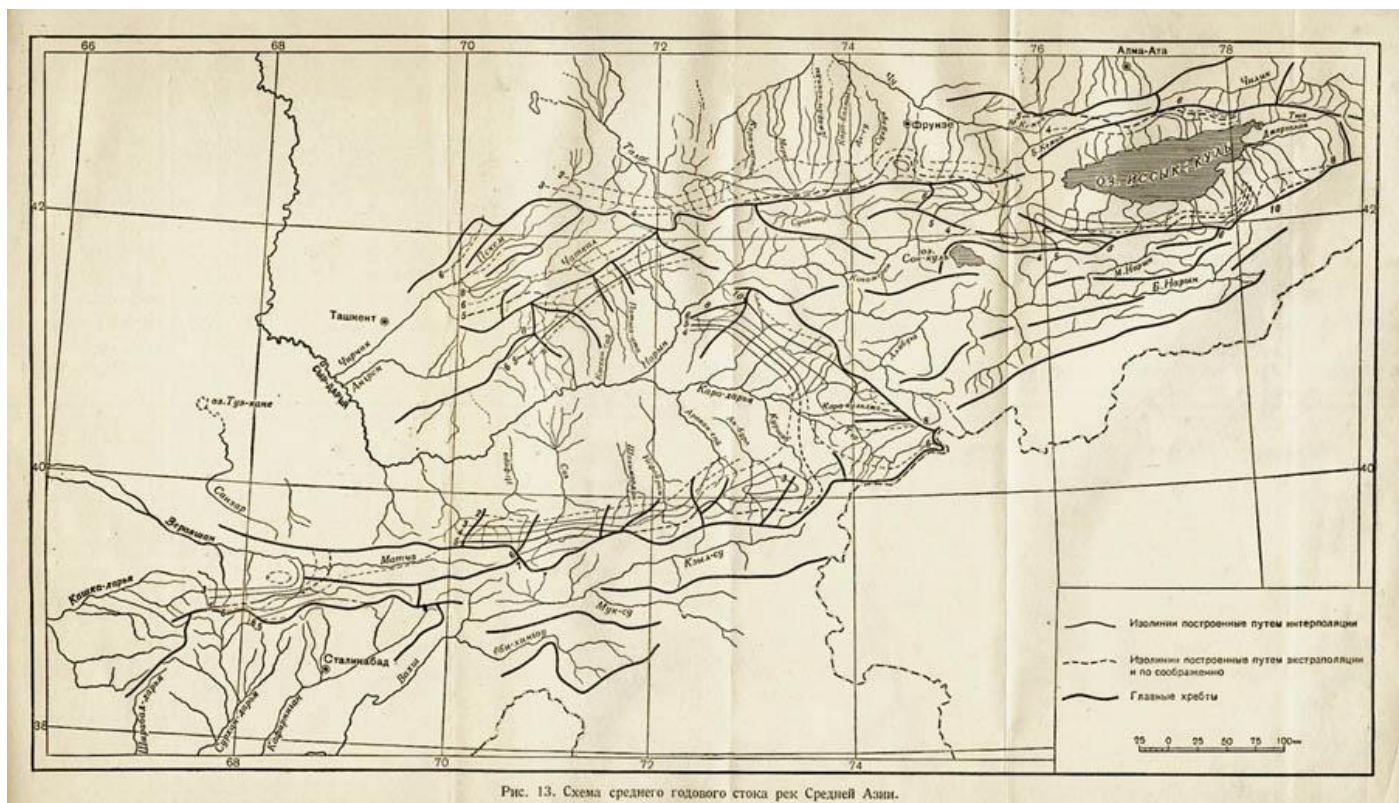


Рис. 13. Схема среднего годового стока рек Средней Азии.

вания стока горной области. Этот факт наглядно доказывает аридность климата равнинных пространств и подчеркивает то обстоятельство, что 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 в площадном изображении дано на рис. 12 и в виде изолиний M_o — на рис. 13.

Построение схемы изолиний средних многолетних модулей стока произведено на основе фактических данных и выявленных нами зависимостей $M_o = \varphi(H_{cp})$.

Схема составлялась обычными приемами, с той лишь разницей, что интерполяция M_o через главные водораздельные хребты, резко нарушающие условия увлажнения, не допускалась.

В результате были получены несвязанные друг с другом системы изолиний для отдельных склонов хребтов или частей крупных водосборов.

Поскольку имеющиеся фактические данные, послужившие для построения изолиний M_o и выявления зависимостей $M_o = \varphi(H_{cp})$, в подавляющем большинстве случаев освещают сток со сравнительно больших площадей (более 200 кв. км) — схема изолиний M_o дает лишь общую картину распределения удельной водоносности, оставляя в стороне его детали. По этой же причине определять по схеме изолиний модули стока для водосборов с площадями менее 200 кв. км следует с осторожностью, обязательно учитывая особенности физико-географических условий малых водосборов.

Просматривая рис. 12 и 13, нетрудно отметить 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-западную и западную ориентации, т. е. водосборы, доступные влажным воздушным массам и расположенные нормально к направлению их движения.

Так, например, наибольшей удельной водоносностью отличаются водосборы, расположенные на южных склонах периферических хребтов юга советской Средней Азии (притоки рек Сурхандарья, Кафирниган, Вахи и небольшое число притоков р. Пяндж)¹. Здесь модули стока превышают 40 л/сек., в связи с чем этот район может быть назван полюсом влажности Средней Азии. Высокой удельной водоносностью (если учесть сравнительно незначительную высоту хребтов) отличаются реки, составляющие Кашкадарью (собственно Кашка-дарья, Ак-су, Танхаз и Яккабаг), водосборы которых располагаются на периферии горной области и открыты для влажных масс воздуха. По тем же причинам значительной водоносностью отличаются западная и северо-западная части бассейна Чирчика (реки Пскем, Угам, Кок-су, Аксак-ата), где значения модулей стока укладываются в пределы 20—30 л/сек. Наконец, большой водоносностью отличаются реки юго-западного склона Ферганского хребта (правые притоки р. Карадарьи) и северо-западной части бассейна Нарына (реки Кара-су, Узун-ахмат и др.).

Совершенно другую картину дают реки, водосборы которых располагаются в глубине горных массивов или неблагоприятно ориентированы по отношению к воздушным массам, несущим в Среднюю Азию осадки (северные и в особенности восточные склоны).

Так, например, реки северного склона Заилийского Ала-тау, Джунгарского Ала-тау и Киргизского хребта, несмотря на расположение на периферии горной системы и на значительную высоту хребтов, имеют модули стока ниже 20 л/сек.². Еще меньшей удельной водоносностью отличаются реки северного склона Алайского и Туркестанского хребтов, в особенности если учесть очень большую высоту их водосборов.

Более детально это обстоятельство можно иллюстрировать табл. 7.

Особенно ничтожна удельная водоносность (часто менее 1 л/сек.) рек северо-восточного склона Копет-дага, даже если учесть его небольшую высоту и разбор воды на орошение в пределах гор.

Наименьшей водоносностью отличаются реки, водосборы которых спрятаны в глубине горной системы. К числу их относятся реки средней части бассейна Нарына (Центральный Тянь-шань) и Восточного Памира. В этих районах модули стока не превышают 5 л/сек., опускаясь иногда ниже 2 л/сек., несмотря на очень большую высоту хребтов (более 5 000 м). Эти районы можно назвать полю-

¹ Напомним, что высокая удельная водоносность этих рек обязана и особенностям синоптических процессов в этом районе (глава I).

² Некоторое исключение представляет западная часть северного склона Заилийского Ала-тау, где небольшое число рек (Иссык, Талгар, Малая и Большая Алматинки, Каскелен) имеют модули стока, превышающие 15—20 л/сек.

Таблица 7

Бассейны или хребты	Средние модули стока в л/сек. при средней взвешенной высоте водосбора, в м		
	2 400	2 600	2 800
Северный склон Киргизского хребта:			
западная часть	5,5	5,9	7,0
восточная часть	7,6	9,0	11,3
Северные склоны Алайского и Туркестанского хребтов:			
наиболее водоносные водосборы	5,0	6,7	9,3
наименее водоносные водосборы	4,8	5,2	6,1
Юго-западный склон Ферганского хребта	19,9	21,0	21,8
Северо-восточная часть бассейна Кашка-дарьи	14,7	15,2	15,7
Бассейны рек Сурхан-дарья и Кафирниган	30,5	35,3	37,7

сами сухости, так как вряд ли в каком-либо другом месте Средней Азии при таких больших высотах водосборов можно встретить столь низкие значения модулей стока. Незначительной водоносностью отличаются также реки верховьев Чу, труднодоступные влажным воздушным массам.

Следует подчеркнуть, что районы с наименьшей удельной водоносностью (Центральный Тянь-шань, Восточный Памир, верховья бассейна Чу) характеризуются решительным преобладанием летних осадков, чем снижается сток и без того незначительных осадков.

Таково в самом общем виде распределение средних многолетних модулей стока по территории горной области Средней Азии, прекрасно иллюстрирующее огромную роль таких факторов, как ориентация склонов по отношению к влажным воздушным массам, доступность им водосборов и внутригодовое распределение осадков.

Заканчивая рассмотрение распределения водоносности на территории горной области Средней Азии, следует остановиться на вопросе о предельных значениях модулей стока на различных высотах и провести сопоставление удельной водоносности рек Средней Азии с водоносностью рек других районов СССР и земного шара.

На основе имеющихся данных для различных интервалов средних взвешенных высот водосборов можно установить следующие предельные значения средних модулей стока (табл. 8).

Таблица 8

$H_{\text{ср}}$ в м	M_0 в л/сек	Приращение максимальных значений M_0 при подъеме на 100 м в л/сек
1 000 — 1 500	0,7 — 2,2	4,96
1 500 — 2 000	1,7 — 27,0	1,4
2 000 — 2 600	4,6 — 34,0	0,0
2 600 — 3 000	1,9 — 34,0	1,2
3 000 — 3 500	2,5 — 40,0	—3,0
3 500 — 4 000	4,5 — 25,0	

Приведенные числа позволяют сделать ряд интересных выводов. Прежде всего можно констатировать, что наибольшая удельная водоносность была зарегистрирована на высотах 3 000—3 500 м; с дальнейшим ростом высот водосборов значения M_0 падают. Водоносность рек, имеющих среднюю взвешенную высоту водосборов ниже 1 500 м, ничтожна, что свидетельствует о глубоком влиянии пустынного климата на гидрологические условия края. Снижение минимальных значений модулей стока в высотном интервале 2 600—3 500 м объясняется, повидимому, тем, что водосборы со средней высотой в границах этого интервала чаще всего располагаются в глубине горных систем и слабодоступны влажным воздушным массам. На высотах больше 3 500 м наблюдается опять увеличение минимальных значений M_0 , вызванное, вероятно, тем, что водосборы с высотами более 3 500 м в наиболее высоких точках возвышаются над хребтами, закрывающими доступ влажным массам воздуха. Между тем в средней высотной зоне хребты громоздятся на больших площадях приблизительно на одинаковой высоте, закрывая друг друга.

Дальнейшие гидрологические наблюдения, в особенности изучение рек с малыми водосборами, могут резко изменить приведенные пределы M_0 и интервалы высот, на которых наблюдаются наивысшие и наинизшие значения средних модулей стока, но вряд ли изменят принципиально 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 (глава II).

В европейской части СССР, в бассейне Баренцова и Белого морей, наибольшие значения M_0 не превышают 17,3 л/сек., при-

чем в большинстве случаев они остаются ниже 11 л/сек. Удельная водоносность рек бассейна Балтийского моря колеблется между 6,8 и 13,2 л/сек. В бассейне Волги наибольшее значение M_0 достигает 22,5 л/сек. (р. Вишера), а минимальное 1,41 л/сек. Еще менее водоносны реки бассейна Черного и Азовского морей, в особенности бассейна Дона, где максимальное значение нормы стока 3,8 л/сек., а минимальное — 0,15 л/сек. (25).

Таким образом, удельная водоносность равнинных рек европейской части СССР даже на севере, где испарение наименьшее, ниже водоносности рек Средней Азии. В горных странах, не находящихся в окружении пустынь, удельная водоносность может быть выше водоносности рек Средней Азии. Так, например, на юго-западном склоне Главного Кавказского хребта модули стока колеблются в пределах 25—75 л/сек., достигая в единичных случаях значений почти 100 л/сек. (25). Горные системы Альп и Пиренеев имеют модули стока, превышающие 75 л/сек. Правда, площади, имеющие такие высокие модули стока, очень ограничены, но модули стока от 25 до 75 л/сек. 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. и являются максимальными во всей Европе (24). В горной западной области Северной Америки модули стока достигают значений 100—160 л/сек. В Южной Америке, на тихоокеанском склоне Кордильер, удельная водоносность рек в единичных случаях может достигать почти 100 л/сек. В Азии — на южном склоне Гималаев, полуострове Индостана, в Японии, на Филиппинских островах и на островах Зондского архипелага — модули стока нередко превышают 50 л/сек. (28).

В среднем модуль стока горной области Средней Азии равен 6,1 л/сек., а если исключить бассейн Атрека и бессточные реки Туркмении, отличающиеся ничтожной водоносностью, — 8,2 л/сек. В последнем случае удельная водоносность горной области Средней Азии оказывается почти равной водоносности всей Европы, модуль стока которой по исчислениям Б. Д. Зайкова (24) составляет 8,4 л/сек., и выше водоносности всей территории СССР и Восточной и Средней Европы, имеющих соответственно $M_0 = 6,0$ л/сек.; 6,0 л/сек. и 5,2 л/сек. (26, 24).

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 или колебаниях стока со значительными по протяженности периодами (например, с вековым периодом), средние значения стока, выведенные за имеющийся период наблюдений (обычно

не выше 30—40 лет), теряют физический смысл, так как наблюдения не могут охватить непрерывное изменение стока, которое имеет место в действительности.

Отсутствие длительных надежных данных по осадкам и расходам рек не позволяет исчерпывающе разрешить эту задачу.

Укажем только, что и в настоящее время еще можно встретить сторонников взгляда о постепенном усыхании Средней Азии. В то же время существуют исследователи, категорически отвергающие эту точку зрения и придерживающиеся взгляда, что климат и водоносность рек колеблются около некоторых средних величин (см., например, 19, 20, 22, 23, 38).

В настоящее время есть больше оснований считать, что климат и водоносность рек — по крайней мере в историческом периоде — имеют симметричный характер по обе стороны от среднего. Об этом свидетельствуют, например, восстановленные за 1 300 лет уровни Нила (39), а также интересные работы Дугласа и его продолжателей над срезами деревьев, возраст которых исчисляется несколькими сотнями — и даже тысячами лет (35, 36, 40, 42).

Существующее мнение о том, что хозяйственная деятельность человека вносит существенные изменения в режим рек и климата несомненно не лишено основания, но в нашем распоряжении нет достаточно длительных наблюдений, чтобы иметь возможность оценить количественную сторону такого изменения.

По этим причинам в дальнейшем мы будем исходить из предположения, на котором построена современная гидрология, а именно, что *водоносность рек за период, во всяком случае, в несколько сот лет, колеблется около средних значений*. Заметим только, что колебания с очень большими периодами (в тысячу и более лет), а также очень медленные односторонние изменения не имеют большого значения при водохозяйственных и гидротехнических расчетах, так как срок службы гидротехнических сооружений ограничивается только несколькими десятками лет.

Рассмотрим теперь, насколько хорошо имеющиеся наблюдения за стоком рек Средней Азии и, в частности, наблюдения периода 1933—1944 гг. (за который имеются данные по большинству рек) отражают средние значения водоносности за сравнительно длительный период времени (порядка 100 лет).

Для суждения по этому вопросу в настоящее время мы располагаем единственным источником, да и то недостаточно надежным. Этим источником являются колебания уровня Аральского моря, сведения о котором имеются с 1780 г., т. е. более чем за 150 лет (18, 31).

Если исходить из анализа колебаний уровня Аральского моря (рис. 14), то можно сделать заключение, что наши наблюдения за расходами рек охватывают период с несколько повышен-

ной водоносностью, так как с начала XX в. уровень Арала стоит очень высоко¹.

Дополнительный расход воды на испарение для поддержания Аральского моря на среднем уровне XX в. по сравнению со средним горизонтом за весь наблюдаемый период можно оценить в 2—2,5% от среднего притока в Аральское море. Указанная величина дополнительных потерь воды на испарение с поверхности озера получена, исходя из предположения, что в эти периоды средние величины осадков, выпадающих над поверхностью озера, и испарения были одинаковыми. Это предположение в какой-то степени не соответствует действительности. Кроме того, нельзя

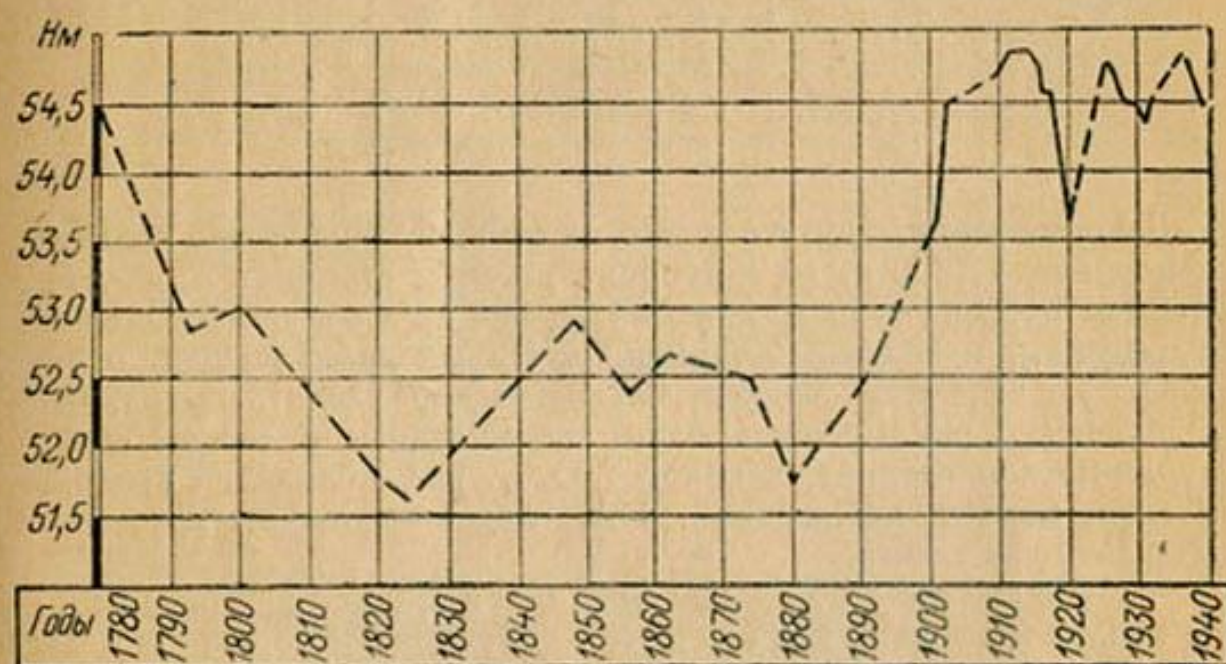


Рис. 14. Колебание средних годовых уровней Аральского моря.

не считаться с некоторым увеличением разбора воды рек Сыр-дарья и Аму-дарья и их притоков на орошение в XX в. по сравнению с XIX в. Однако оценить влияние изменения количества осадков, испарения и разбора оросительной воды на уровень Арала не представляется возможным.

Особенно водоносен должен был быть период с 1880 г. по конец XIX в., в течение которого горизонт Аральского моря поднялся на 3,1 м. Ежегодный расход воды на заполнение ложа озера (если считать осадки и испарение неизменными) в среднем за указанный период должен был составлять 15% от среднего поверхностного притока в Арал, т. е. величину заметную.

Такой вывод, однако, не подтверждается данными наблюдений за осадками в некоторых пунктах Средней Азии (табл. 9).

¹ Приблизительно на таких же отметках горизонт Аральского моря стоял только в 1780 г.

Таблица 9

Пункты	Период наблюдений	Отклонение осадков от среднего за весь период наблюдений в %	
		до 1900 г.	за 1933—1944 гг.
Алма-ата	1879—1944	—0,73	—1,04
Ташкент	1881—1944	—2,5	+7,1
Самарканд	1787—1944	+5,1	+3,5
Нарын	1886—1944	+0,7	+0,7
Фергана	1881—1944	—8,9	+4,8
Андижан	1901—1944	—	+4,3

Действительно, как это видно из табл. 9, количество осадков за период до 1900 г. на метеорологических станциях Алма-Ата, Ташкент и Фергана было даже ниже, чем средние за весь период наблюдений, и только Самарканд и Нарын дали несколько повышенную величину осадков. Отсюда можно сделать вывод, что водоносность рек Средней Азии, находящаяся в тесной связи с количеством осадков, в конце XIX в. была близка к средней за весь период наблюдений. Как следствие из этого вывода вытекает следующее.

1. Либо сведения об уровне Арала не являются достоверными, что вполне возможно, так как до XX в. положение горизонта воды устанавливалось путем опроса старожилов, сравнения карт Аральского моря, а после установления репера на берегу озера (в 1874 г.) путем наблюдений различных лиц, посещавших Арал от случая к случаю.

2. Либо интенсивность испарения с поверхности Аральского моря в конце XIX в. была ниже, чем средняя за весь период наблюдений за осадками, влияние же колебаний количества осадков на уровень Арала не может быть значительным, так как они занимают скромное место в водном балансе озера.

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

Какое из этих предположений наиболее соответствует действительности, решить в настоящее время трудно, если не невозможно, поэтому пока приходится ограничиться констатацией бесспорного факта¹, что на протяжении приблизительно 40—50 лет

¹ Напомним, что на протяжении XX в. данные об уровне озера и об осадках хорошо согласуются друг с другом.

водоносность рек колебалась около среднего значения стока, почему имеющиеся наблюдения за расходами рек Средней Азии могут считаться средними за период около 50 лет. Более того, любой 10—15-летний период внутри этих 40—50 лет, в частности период с 1933 по 1944 гг., может дать величину стока, близкую к средней за 50 лет, с ошибкой, часто не выходящей за пределы ошибок при подсчете стока рек Средней Азии, русла которых, как известно, не отличаются устойчивостью. Сказанное хорошо подтверждается рис. 15, на котором приведены средние расходы р. Чирчик за скользящие десятилетия и отклонения их от среднего расхода за все годы наблюдений.

О характерности периода 1933—1944 гг. для оценки средних значений стока, во всяком случае за отрезок времени в 30—40 лет, говорит также сопоставление расходов воды по некоторым рекам Средней Азии за весь период наблюдений и за 1933—1944 гг. (табл. 10).

Таблица 10 наглядно показывает, что средние расходы воды за период 1933—1944 гг. мало отличаются от средних расходов за имеющийся период наблюдений. Наиболее значительное отклонение от среднего за период 1910—1944 гг. расхода Сыр-дарьи частично обусловлено вступлением в строй в 1940 г.

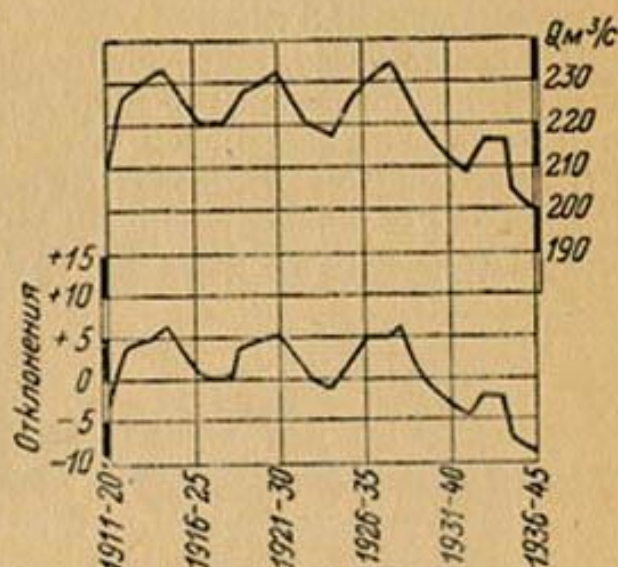


Рис. 15. Средние расходы р. Чирчик по скользящим десятилетиям и отклонения их от среднего расхода за все годы наблюдений.

Таблица 10

Река	Пункт	Период наблюдения	Отклонение средних расходов за период 1933— 1944 гг. в %
Сыр-дарья	Запорожская ..	1910—1944	—4,3
Нарын	Выше головы	1910—1918	
	БФК	1925—1944	—1,2
Чирчик	Ходжикентская	1911—1944	—3,7
Зеравшан	Дупулинская ..	1914—1944	—0,6
Или	Илийская	1911—1944	—0,8

Большого Ферганского канала (БФК) и Северного Ферганского канала. При учете дополнительного забора воды этими каналами

отклонение среднего расхода Сыр-дарьи за период 1933—1944 гг. от среднего расхода за период 1910—1944 гг. стало бы меньше.

Близкое совпадение средних за 1933—1944 гг. и средних за приблизительно 30-летний период расходов воды побудило отказаться от приведения расходов за короткие периоды наблюдений к более длительным, тем более, что опыт такого приведения различными методами показал, что поправки к средним за 1933—1944 гг. расходам воды в подавляющем большинстве случаев не превышают $\pm 5\%$.

Исходя из этого, при рассмотрении закономерностей в распределении характеристик речного стока по территории Средней Азии здесь и в дальнейшем принят период 1933—1944 гг.

Таким образом исключается влияние случайных отклонений, вызванных различным периодом наблюдений в отдельных створах. Перерывы в наблюдениях внутри 1933—1944 гг. были восстановлены.

ГЛАВА IV

КОЛЕБАНИЯ ГОДОВОГО СТОКА РЕК

Факторы, обуславливающие 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.

Строго говоря, в уравнение водного баланса как для годового периода, так и для многолетнего, следовало бы ввести еще член, учитывающий периферийный приток в бассейн или отток из него поверхностных и подземных вод. Однако периферийный приток или отток поверхностных вод в условиях горной области Средней Азии исключается, а периферийный приток или отток подземных вод, наблюдающийся при несовпадении поверхностного и подземного водоразделов, существенное значение может иметь лишь при малых размерах водосбора. Прекрасным примером влияния подземного притока на водный баланс бассейна может явиться водосбор Сукок-сая (бассейн Чирчика), площадь которого равна 11,2 кв. км, а средняя взвешенная высота составляет 1 785 м. Средний слой осадков в водосборе Сукок-сая, на основании довольно густой сети дождемеров, может быть определен в 902 мм (планиметрированием карты изогнет); средний же слой стока, согласно наблюдениям, составляет 1 323 мм, т. е. превышает на 421 мм слой осадков.

Такие случаи даже для малых площадей встречаются, повидимому, редко и нам не известны.

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

- а) изменений запасов воды в открытых водоемах (F),
- б) изменений запасов снега и льда (I),

в) изменений запасов воды в зоне аэрации (L),

г) изменений запасов подземных вод (G).

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

$$y = x - z \pm (F + I + L + G).$$

При соответствующем выборе начала года влияние изменений запасов воды в открытых водоемах и в зоне аэрации можно свести к минимуму. Изменения запасов подземных вод в силу того, что подземное питание из года в год изменяется сравнительно незначительно¹ и в первую очередь определяется количеством осадков, аккумулярованных в твердом виде за предпаводочный период (скорости подземного стока в горной области велики), относительно мало влияют на величину годового стока рек и в большой степени учитываются уже колебаниями осадков.

Сравнительно невелико, вероятно, и влияние колебаний испарения на изменчивость годового стока, как ввиду его меньшей, по сравнению с осадками, амплитуды, так и благодаря тому, что величина испарения также зависит (и при этом существенно) от количества осадков².

Таким образом *изменчивость годового стока в первую очередь определяется изменчивостью осадков и во вторую — изменчивостью запасов снега и льда.*

Как мы это уже не раз подчеркивали, основное значение имеет не общее количество осадков, выпавших в данном году, а количество твердых осадков, аккумулярованных за холодный сезон в водосборе реки. Зависимость водоносности данного года, в первую очередь от количества атмосферных осадков или от количества снега в горах была доказана еще работами Э. М. Ольдекопа и Л. К. Давыдова (52, 45).

Последний, в частности, пришел к выводу, что «независимо от принадлежности к тому или иному типу, водоносность всех рек Средней Азии зависит, главным образом, от атмосферных осадков, выпадающих в их бассейне. Это подтверждается большими значениями коэффициентов корреляции между средними годовыми расходами и суммами атмосферных осадков, вычисленными даже не для каждого бассейна в целом, а по данным небольшого количества станций».

Зависимость водоносности рек, в основном, от атмосферных осадков или от величины аккумулярованной в твердом виде воды подтверждается также всей практикой гидрологических прогно-

¹ По нашим, к сожалению, не очень точным из-за трудности выделения подземного питания подсчетам, изменчивость поверхностного стока приблизительно в 2—3 раза превышает изменчивость подземного.

² Напомним, что величина испарения, в частности, определяется соотношением жидких и твердых осадков. При одной и той же годовой сумме осадков испарение будет выше в годы с большим количеством жидких осадков и, наоборот, меньше в годы с пониженным их количеством.

зов Средней Азии. В связи с этим здесь нет необходимости более подробно останавливаться на доказательстве этого бесспорного положения.

Перейдем к рассмотрению влияния запасов снега и льда (I) на изменчивость годового стока рек. Здесь следует сразу же указать, что значение члена I в колебаниях годового стока рек снегового и снегово-дождевого питания сводится к нулю¹.

Наоборот, реки с высокорасположенными водосборами, в которых широкое развитие получают вечные снега и ледники, испытывают существенное влияние изменений их запасов на колебания годового стока и тем большее, чем большее развитие в их водосборах получают вечные снега и ледники.

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 и ледников пополняет сток рек; наоборот, в многоснежные годы часть выпавших осадков идет на пополнение израсходованных запасов вечного снега и льда. Нельзя также забывать, что в многоснежные годы часть выпавших в высокогорных зонах твердых осадков не успевает растаять за теплый сезон года и будет израсходована только в малоснежные годы. Такие «полусезонные» снега вызывают изменения в положении снеговой линии и являются, наряду с вечными снегами и ледниками, дополнительными регуляторами годового стока рек. Неудивительно поэтому, что, например, р. Зеравшан, в водосборе которой высоты, превышающие 3 500 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 9%, в то время как на р. Чирчик, питающейся главным образом сезонными снегами, годовой сток был меньше среднего многолетнего уже на 40%. Еще больше отклонялся от нормы сток рек снегового и снегово-дождевого питания.

Меньшая изменчивость годового стока рек, в существенной мере получающих питание в высокогорных районах, по сравнению со стоком рек снегового и особенно снегово-дождевого питания, обусловлена еще и тем, что колебания мощности снежного покрова к моменту начала снеготаяния по отдельным годам уменьшаются с подъемом в горы. Наибольшей устойчивостью из года в год отличается естественно питание за счет таяния вечных снегов и ледников. Это объясняется тем, что термический режим и величина солнечной радиации, определяющие в основном интенсивность таяния вечных снегов и ледников из года в год, изменяются сравнительно мало, запасы же снега и льда здесь практически неисчерпаемы (глава VI).

¹ Если выбрать так начало года, чтобы на его протяжении полностью заканчивались накопление и расходование сезонных снегов (например с 1 октября).

Наконец, нужно иметь в виду, что с высотой относительно увеличивается количество твердых осадков и, следовательно, повышается значение коэффициента стока. С увеличением же значений коэффициентов стока растет и устойчивость годового стока рек, как это было показано Л. К. Давыдовым (46).

Из других факторов, косвенно влияющих на устойчивость годового стока рек, следует упомянуть размер площади водосбора, являющийся одним из основных параметров многих формул для определения вариации годовых стоков (см. 44, 51, 56, 57, 58), и почвенно-геологические факторы. Первый является как бы интегратором отдельных участков водосбора с различными физико-географическими условиями. В силу этого с увеличением площади водосбора уменьшается вероятность совпадения одинаковой степени маловодности или многоводности по отдельным его участкам, чем вызывается более равномерное распределение стока по годам¹. С другой стороны, так как вариантность годового стока в известной мере зависит от объема подземного резервуара, определяющего размер естественной зарегулированности водосбора, то она должна возрастать с уменьшением площади водосбора. Однако в условиях Средней Азии влияние размера площади водосбора совершенно подавляется влиянием высоты водосбора. Последняя создает значительно большее разнообразие физико-географических условий и, в частности, большее разнообразие условий питания, нежели размер площади водосбора.

Действительно, например, р. Гузар-дарья имеет на створе Яртепинской станции площадь водосбора, равную 3 170 кв. км; средняя взвешенная высота его $H_{\text{ср}} = 1\,532$ м. Река Ала-арча, имеющая площадь водосбора в двенадцать раз меньшую ($F = 270$ кв. км), но среднюю взвешенную высоту, равную 3 193 м, характеризуется значительным развитием вечных снегов и ледников; в связи с этим она оказывается значительно более устойчивой в отношении колебаний годового стока нежели р. Гузар-дарья. Так, коэффициент вариации годового стока, р. Гузар-дарья равен 0,32, а коэффициент вариации годового стока р. Ала-арча всего 0,14, т. е. более чем вдвое меньший. Такие примеры легко умножить.

Почвенно-геологические факторы, определяющие величину подземного питания, отличающегося значительно большей устойчивостью по сравнению с поверхностным, также обычно не оказывают существенного влияния на амплитуду годового стока, поскольку, как мы уже указывали, рек с аномально высоким подземным питанием в Средней Азии мало.

Известное влияние на устойчивость годового стока рек Средней Азии безусловно оказывает ориентация хребтов, слагающих их водосборы. Влияние это выражается через посредство большей

¹ Другими словами, с увеличением площади водосбора уменьшается изменчивость годовых сумм атмосферных осадков в водосборе.

или меньшей роли члена I в водном балансе водосбора, так как при прочих равных условиях (в том числе при равных средних высотах бассейна) водосбор с южной ориентацией будет иметь меньшее развитие вечных снегов и оледенения, чем водосбор с северной экспозицией. Достаточно указать, что снеговая линия на северных склонах хребтов Средней Азии лежит на 400—700 м ниже, чем на южных, а площадь оледенения вторых при одинаковой высоте часто не превышает 20% от оледенения первых, сводясь в ряде случаев к нулю.

Исходя из всего сказанного, можно вывести заключение, что изменчивость годового стока рек Средней Азии, в основном, определяется:

1. Колебаниями годовых сумм осадков, или, точнее, колебаниями мощности снегового покрова к моменту начала снеготаяния. Чем больше эти колебания, тем более изменчив годовое стока.

2. Развитием вечных и полусезонных снегов и оледенения в водосборе реки или (что тоже) ролью члена I в водном балансе водосбора. Чем больше развитие вечных и полусезонных снегов и оледенения, тем более устойчивы значения годового стока.

3. Величиной коэффициента стока; с ростом последнего увеличивается устойчивость годового стока реки.

Влияние всех остальных факторов на изменчивость годового стока сказывается лишь постольку, поскольку они воздействуют на перечисленные выше факторы. Так, например, размер площади водосбора воздействует на размах колебаний годового стока потому, что с увеличением площади водосбора уменьшается вариабельность годовых сумм атмосферных осадков в его пределах, увеличивается подземное питание и т. п. Высота водосбора оказывает влияние на изменчивость мощности снежного покрова к моменту начала снеготаяния (которая уменьшается с ростом высоты местности), на развитие оледенения, на величину коэффициента стока и т. д. Только поэтому с ростом средних высот водосборов мы наблюдаем увеличение устойчивости годового стока.

Таким образом методы определения коэффициентов вариации годового стока рек в неизученных створах должны были бы вытекать из учета всех трех или хотя бы одного-двух основных факторов, перечисленных выше. В частности, вполне оправданным является опыт М. Э. Шевелева (57), установившего зависимость между коэффициентами вариации годового стока рек европейской части СССР и коэффициентами вариации годовых сумм осадков.

В Средней Азии, ввиду малого числа метеорологических станций в горной области, такая связь выявлена быть не может. Кроме того, ее практическое значение было бы невелико, так как в водосборах лишь очень немногих рек имеются метеорологические станции. За отсутствием данных не могли быть установлены связи между C_v годового стока и другими факторами, непосредственно на них влияющими.

Поэтому для практических целей автором в 1940 г. была

установлена зависимость для рек Средней Азии между коэффициентами вариации годового стока (C_v) и средней взвешенной высотой водосбора, т. е. $C_v = \psi(H_{cp})^1$ (рис. 16).

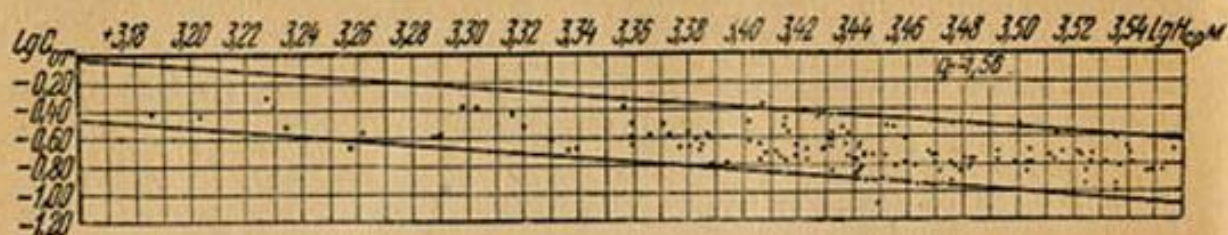


Рис. 16. Зависимость коэффициентов вариации (C_v) от средней взвешенной высоты водосбора (H_{cp}).

В свете сказанного выше, такая зависимость имеет физическое оправдание и не нуждается в пояснениях. Ограничимся только замечанием, что развитие в водосборе реки вечных снегов

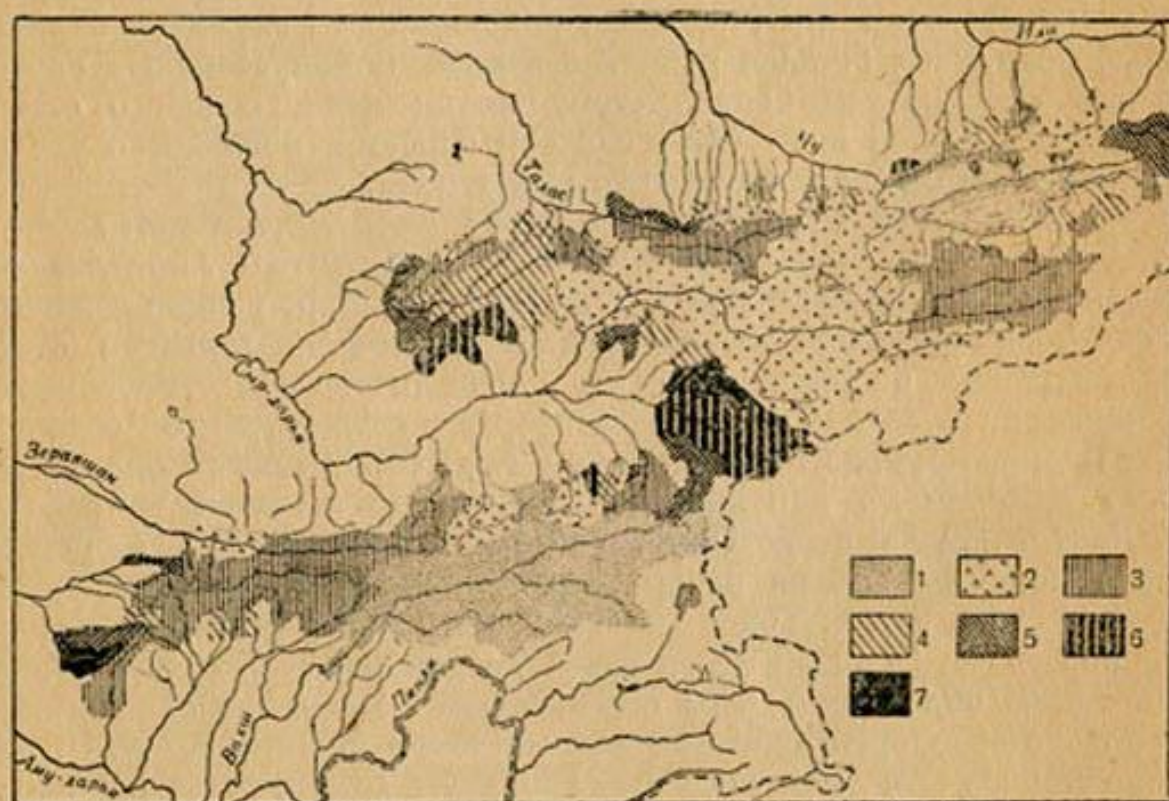


Рис. 17. Распределение коэффициентов вариации годового стока по территории Средней Азии:

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—0,30—0,40; 7—свыше 0,40

и оледенения находится в тесной связи с высотной характеристикой водосбора и, следовательно, со средней его высотой. В частности, наличие зависимости между площадью оледенения и средней взвешенной высотой было показано А. И. Киреевым на примере

¹ Позднее зависимости $C_v = \psi(H_{cp})$ в графическом виде были установлены Б. Д. Зайковым (27) для отдельных районов Кавказа.

р. Зеравшан (50). Нами для бассейна р. Рона также была установлена аналогичная связь. Теснота этой связи характеризуется коэффициентом корреляции $r_{H_{cp}} = 0,83 \pm 0,054$.

Зависимость $C_v = \psi(H_{cp})$ для рек Средней Азии была получена автором в виде:

$$C_v = \frac{46\,000}{H_{cp}^{1,56}}.$$

По этой формуле можно приближенно определять изменчивость годового стока для любого неизученного створа реки. Нужно только иметь в виду, что, как всякая эмпирическая формула, она имеет пределы применения. Такими пределами являются средние взвешенные высоты водосборов от 1 500 до 3 800 м.

Распределение изменчивости годового стока по территории горной области Средней Азии

Распределение коэффициентов вариации годового стока по территории горной области Средней Азии, представленное на рис. 17, свидетельствует о правильности установленных выше закономерностей. Действительно, наиболее устойчивым годовым 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 Занлийского Ала-тау, характеризуются коэффициентами вариации, чаще всего укладывающимися в пределы 0,10 — 0,15.

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

В общем, значения коэффициентов вариации у рек Средней Азии колеблются от 0,07 до 0,59, причем 51% рек имеют $C_v < 0,20$ и только 10% — $C_v > 0,30$.

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 (49), даже реки Карело-Мурманского края и северного Урала, отличающиеся наименьшими колебаниями годового стока, имеют коэффициенты вариации, изменяющиеся от 0,15 до 0,20. На крайнем же юге и юго-востоке

коэффициенты вариации годового стока достигают значений 0,60 — 0,70. В целом, только в 18% случаев реки Восточно-европейской равнины имеют $C_v < 0,20$.

Причины больших колебаний годового стока рек европейской части СССР, по сравнению с реками Средней Азии (исключая реки снегово-дождевого питания и, в частности, типичные сая), ясны из предыдущего (регулирующее влияние вечных и полусезонных снегов и ледников, высокие значения коэффициентов стока и т. д.).

Хронологическая последовательность лет различной водоносности

В настоящее время при водохозяйственных расчетах и проектировании гидротехнических сооружений обычно ограничиваются определением характеристик речного стока, в частности годового, различной обеспеченности. Между тем, этого недостаточно, так как хронологическая последовательность лет различной водоносности, а для сложных водохозяйственных систем, питаемых несколькими реками, и синхронность колебаний годового стока 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 наводков на протяжении нескольких лет подряд, в силу чего для нормального развития хозяйства необходимо повышать расчетную обеспеченность системы водой.

Чтобы сделать наши выводы более наглядными, на рис. 18 приведены колебания водоносности нескольких рек Средней Азии, по которым имеются наиболее продолжительные наблюдения. Имея в виду различную амплитуду колебаний водоносности рек различных типов питания, мы дали на рис. 18 не отклонения годовых стоков от среднего стока за период наблюдений, а отвлеченные коэффициенты

$$a = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma_Q},$$

где Q_i — годовой сток данного года,

$\bar{Q}$ — средний за период наблюдений сток,

σ_Q — среднее квадратическое отклонение годового стока данной реки в рассматриваемом створе.

Это отношение дает возможность сравнивать колебания годового стока рек, отличающихся различным размахом колебаний.

Рисунок 18 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 5 лет.

Произведенные в Институте математики и механики Академии наук Узбекской ССР 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 — лет с водоносностью не выше средней — 0,84.

Вероятность появления за многоводным годом сразу маловодного оказалась равной всего 0,19, а после маловодного многоводного — 0,16¹.

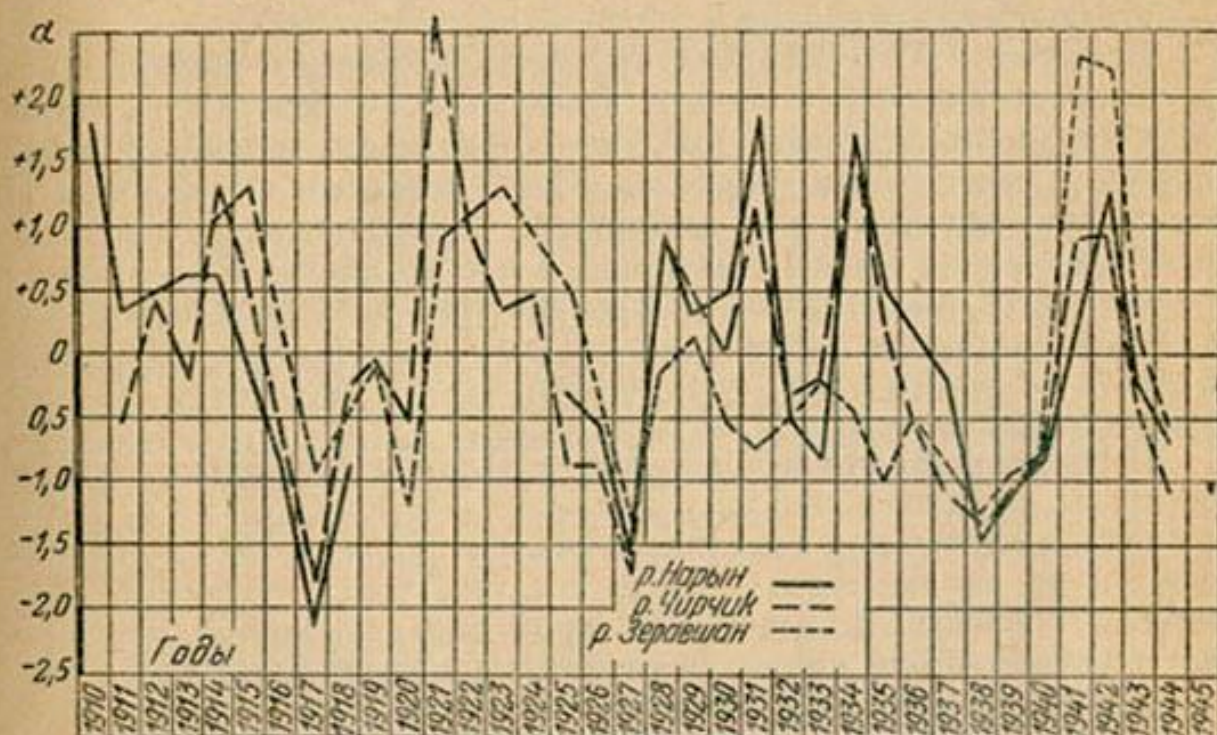


Рис. 18. Хронологическая последовательность лет различной водоносности у рек Нарын, Жетсай и Чирчик.

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 развитие озерности, многолетние запасы влаги в вечных снегах, ледниках, грунтах и т. п. В результате их действия после лет высокой водоносности повышается вероятность наступления лет также повышенной водоносности и, наоборот, после маловодных лет — лет пониженной водоносности.

Некоторая связь между расходами соседних лет для рек СССР и Америки была, например, получена П. А. Ефимовичем (47).

¹ 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 колебаний стока у разных рек.

Для рек Средней Азии определения коэффициентов корреляции для смежных лет были проведены В. П. Захаровым. В результате для р. Кара-дарья им был получен коэффициент линейной корреляции в размере 0,06, для р. Нарын — 0,23 и для р. Сыр-дарья — 0,365.

Таким образом, только для двух последних рек с определенной степенью достоверности выявляется стохастическая зависимость величин годовых стоков последующих лет от водоносности предшествующих. Как уже говорилось, повторение многоводных и маловодных лет группами может обуславливаться периодически действующими причинами.

Попытка В. П. Захарова отыскать неизвестные периоды изменчивости годовых стоков в бассейне р. Сыр-дарья (методом Шустера) показала очень низкую достоверность такой периодичности. Единственным периодом, для которого им формально была получена величина амплитуды с коэффициентом достоверности несколько большим единицы, оказался период в 11—12 лет. Кроме того, наибольшей достоверностью для различных рек отличаются разные периоды (от 3 до 10 лет). Так, например, большую достоверность, чем период 11—12 лет, у р. Чирчик имеет периодичность в 7 лет.

Периодические колебания могут вызываться только космическими причинами, поэтому для всех рек земного шара, и уж во всяком случае для локального района, должны быть получены одни и те же периоды. Отсюда следует, что выявляемые формально периоды являются или продуктом случайной изменчивости речного стока, или же, что все эти периоды являются 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 лишены какой-либо видимой закономерности и 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 считаться¹.

В заключение укажем, что попытка З. В. Джорджио 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, пока дала отрицательные результаты. С некоторой достоверностью ею было установлено только, 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.

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 (48).

Неуспех разыскания связей 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 закономерно 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, повидимому, плохо характеризуют солнечную активность).

Затронутый вопрос представляет исключительный интерес, однако, он нуждается в дальнейшем развитии, 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. Достаточно указать, что рассмотрение колебаний водоносности рек позволяет косвенно судить о равномерности распределения осадков, а анализ синхронности колебаний речного стока в масштабе земного шара — о наличии и распределении так называемых взаимно компенсирующих областей.

Для рассмотрения синхронности колебаний годового стока рек Средней Азии на мелкомасштабные карты были нанесены отвлеченные коэффициенты за каждый год $\left(a = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma_Q}\right)$. В целях

сокращения мы ограничимся здесь приведением карт за два наиболее многоводные, два наиболее маловодные и один многоводный, маловодный и близкий к среднему годы (рис. 19).

Отсутствие сведений о стоке большинства рек Средней Азии не позволило рассмотреть распределение водоносности по ее территории за 1917 и 1921 гг., первый из которых отличался крайним маловодием, а второй — крайним многоводием. Поэтому были выбраны как наиболее многоводные 1934 и 1942 гг., а как наиболее маловодные — 1938 и 1944 гг.

Рассмотрение приведенных карт позволяет сделать ряд весьма существенных выводов:

1. Полной синхронности в колебаниях водоносности рек в том или ином году не наблюдается¹. 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.

¹ Отсутствие полной синхронности в колебаниях годового стока было наглядно показано еще на рис. 18 (ср. колебания годового стока рек Зеравшан и Чирчик)

1934 г. (крайне многоводный)

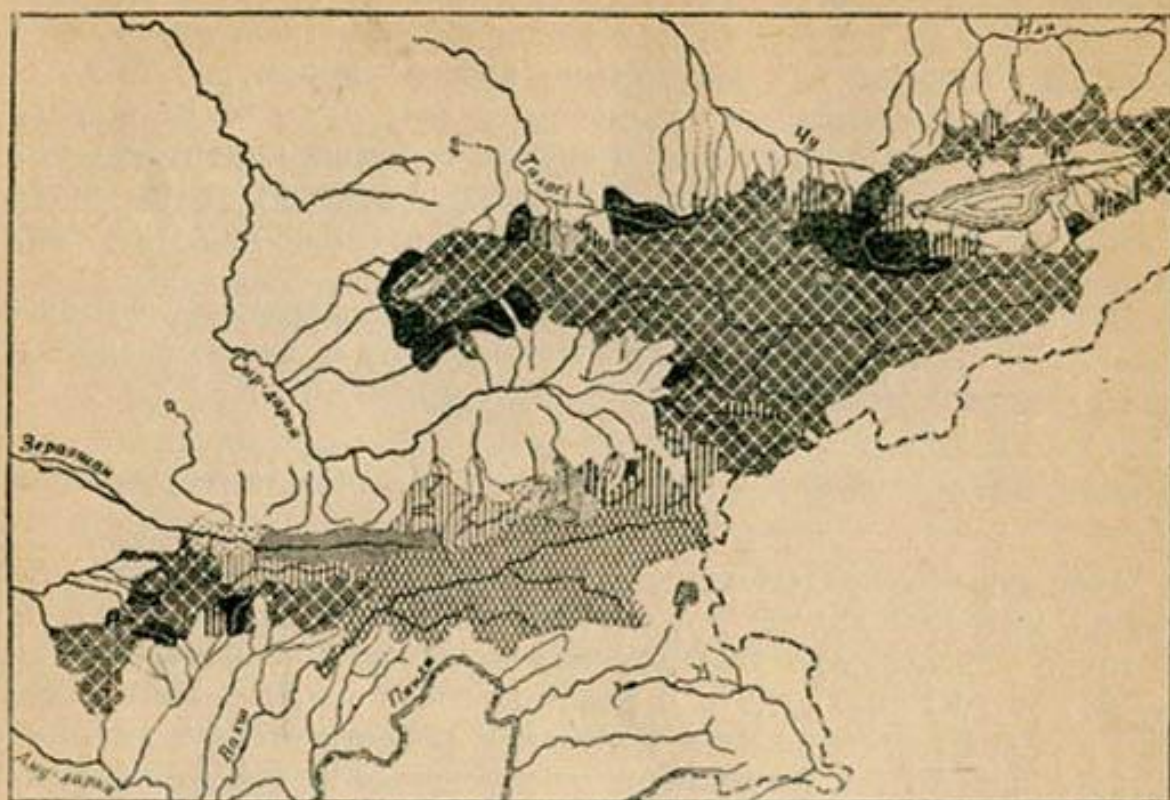


Рис. 19₁.

1942 г. (крайне многоводный)

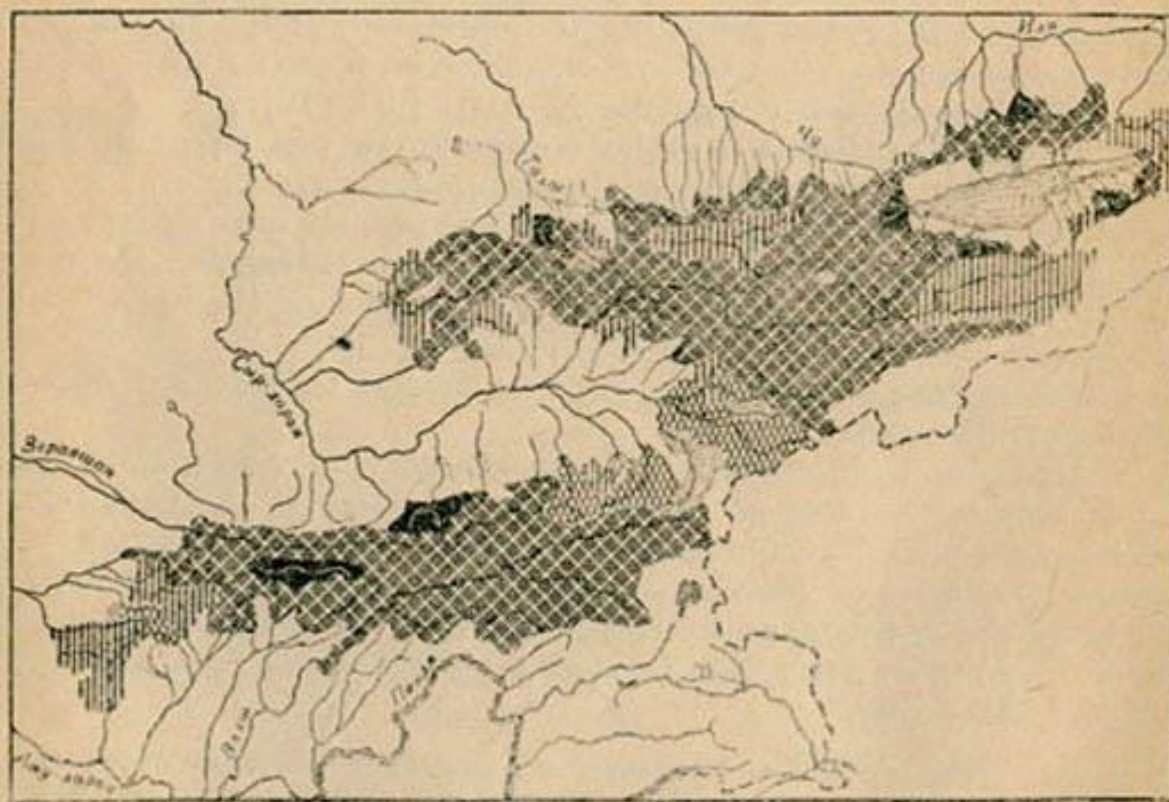


Рис. 19₂.

1941 г. (многоводный)

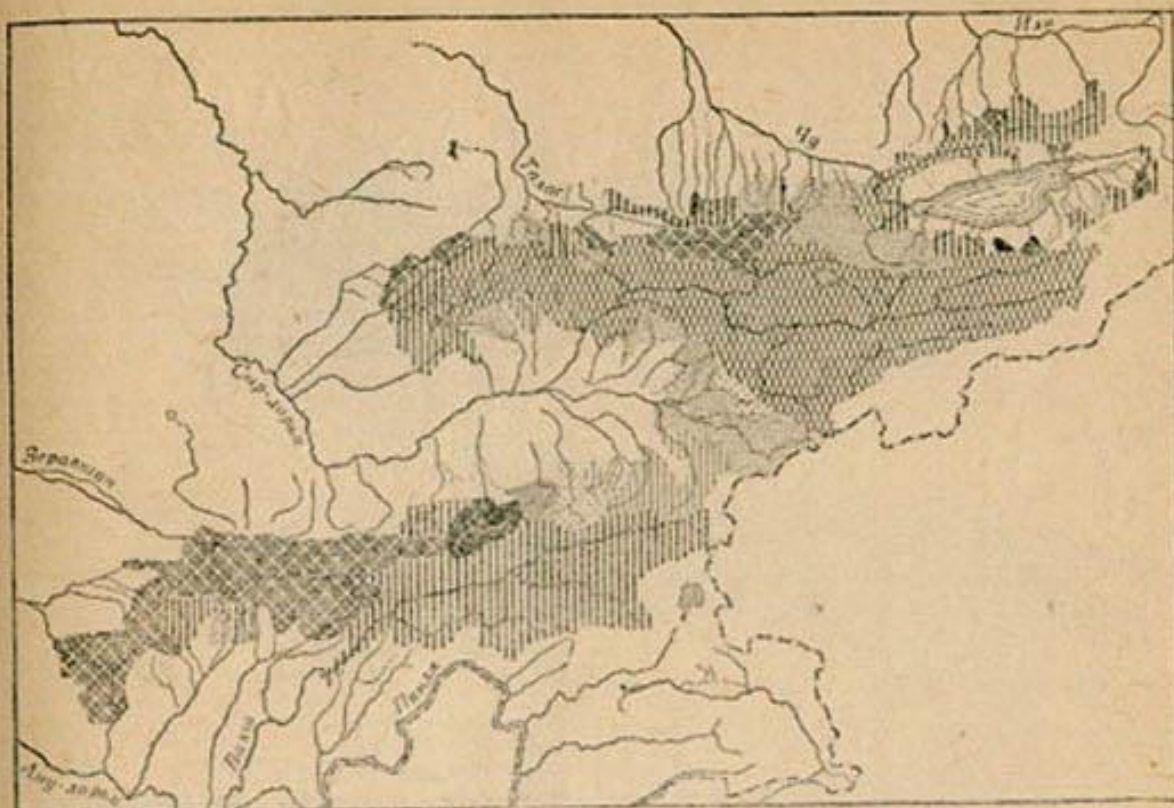


Рис. 19₃.

1938 г. (крайне маловодный)

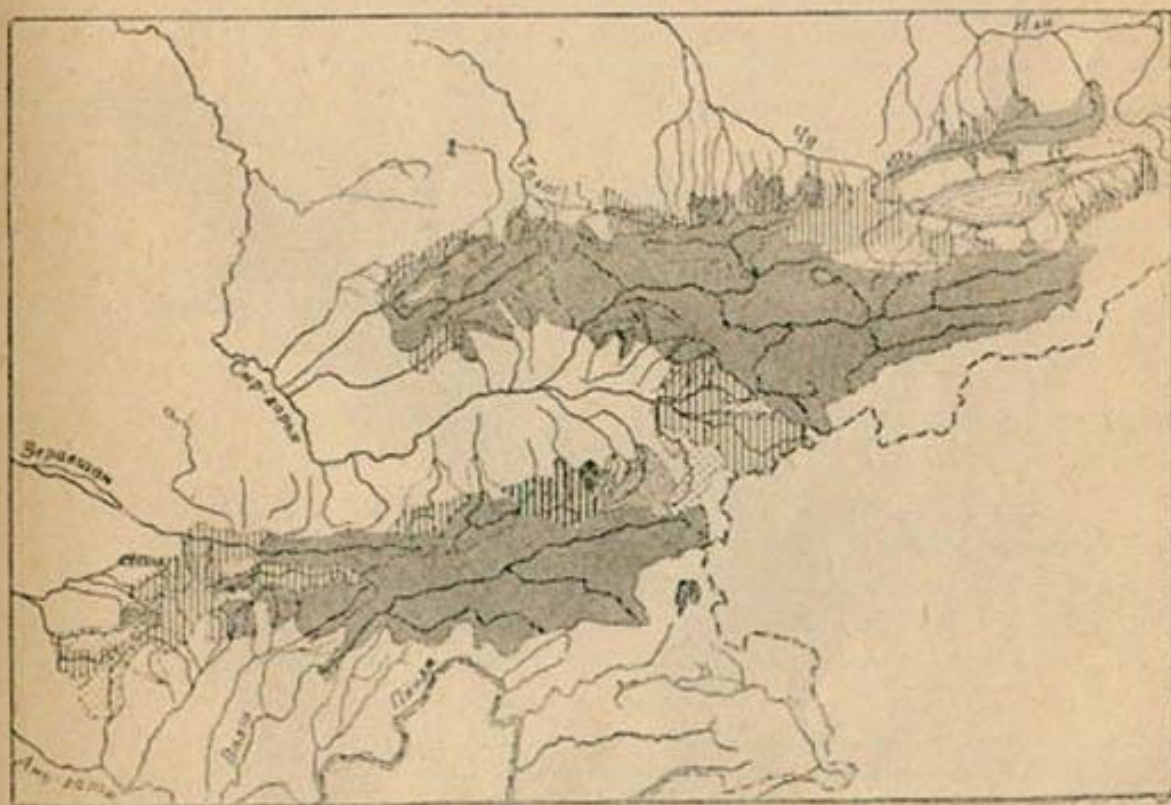


Рис. 19₄.

1944 г. (крайне маловодный)

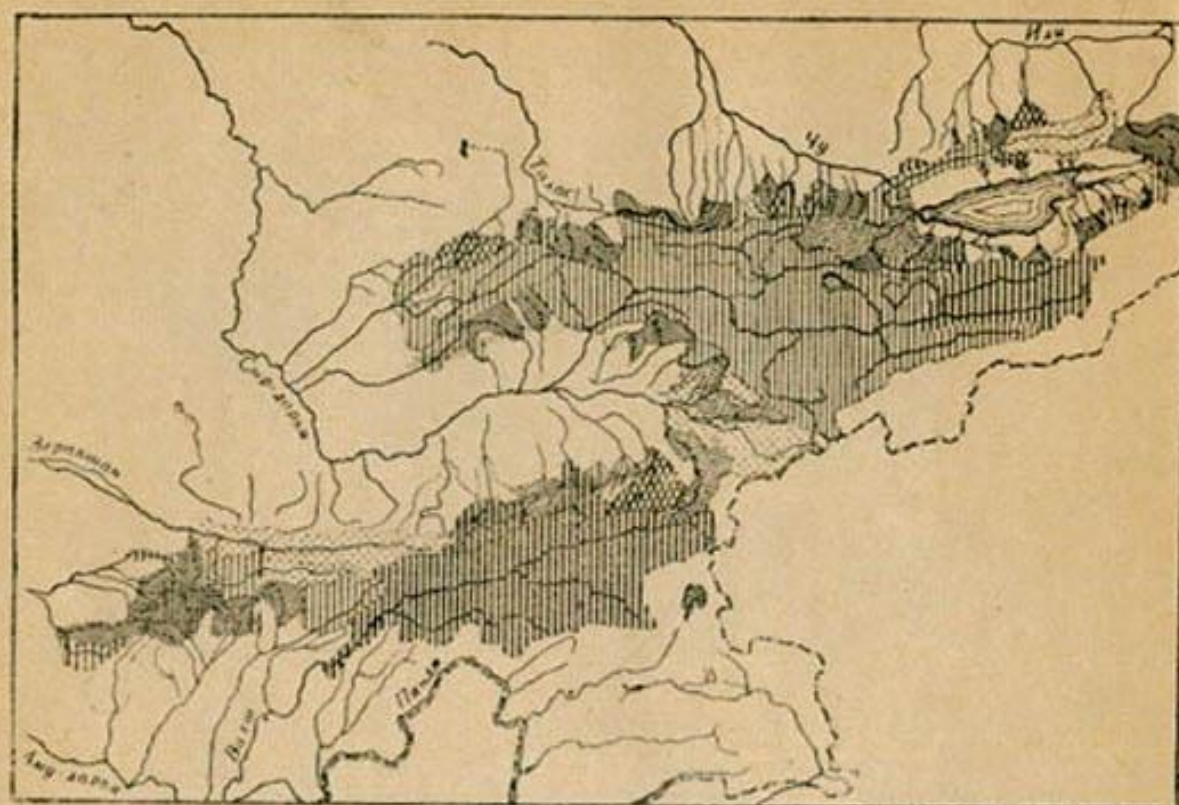


Рис. 19₅.

1939 г. (маловодный)

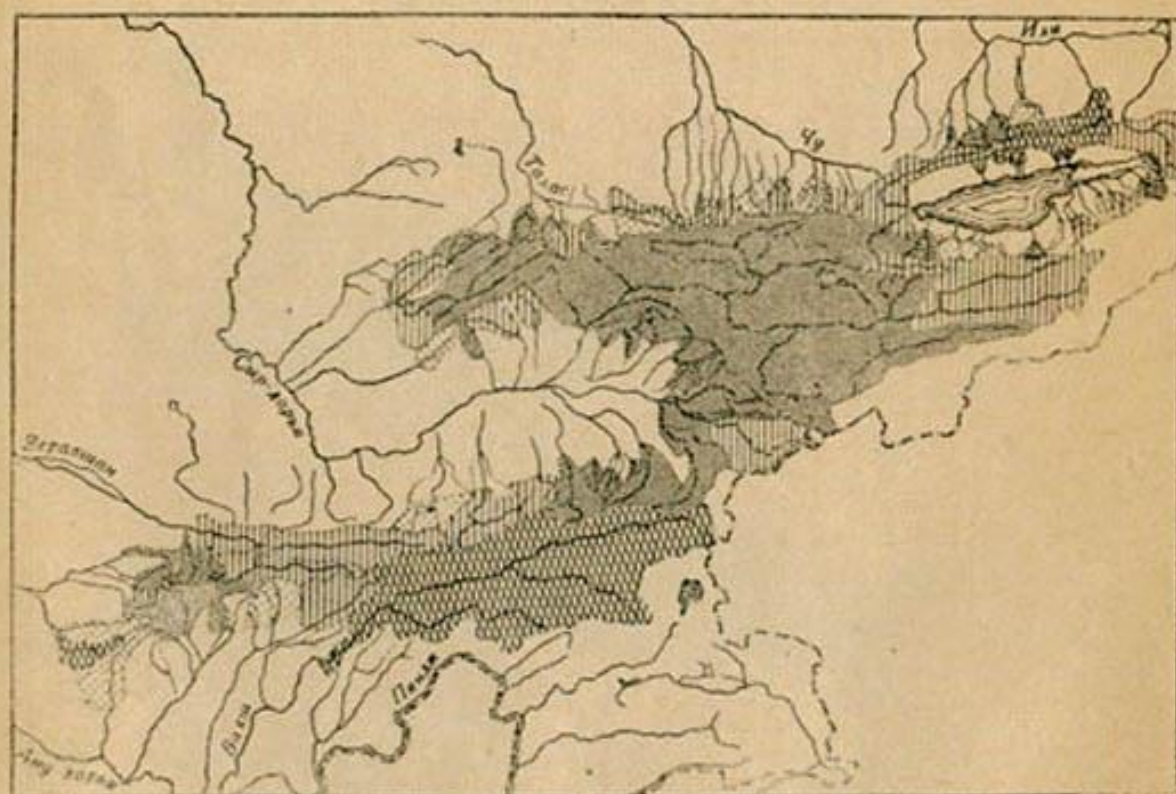
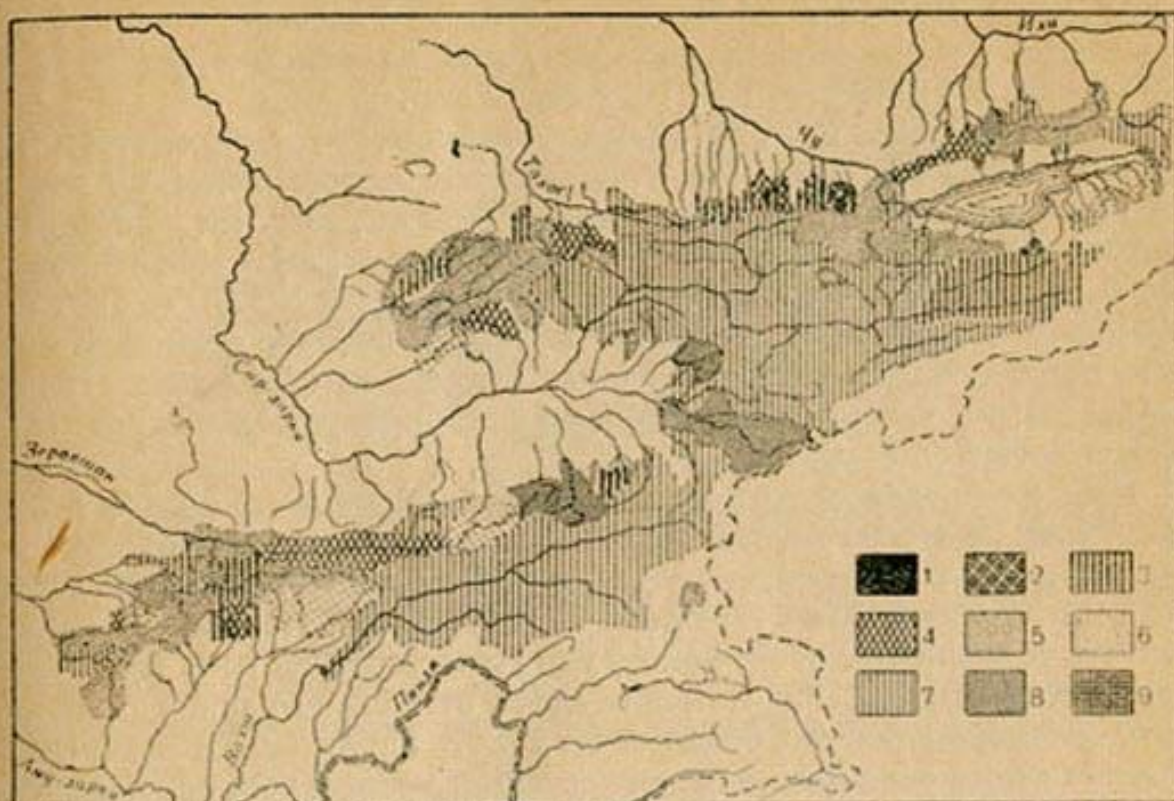


Рис. 19₆.

Рис. 19₁₋₇. Распределение водоносности по территории Средней Азии.

Коэффициенты относительной водности (а):

- 1 — свыше +2,0; 2 — +2,0 — +1,0; 3 — +1,0 — +0,5;
 4 — +0,5 — +0,2; 5 — +0,2 — 0,2; 6 — 0,2 — 0,5;
 7 — 0,5 — 1,0; 8 — 1,0 — 2,0; 9 — свыше 2,0.

Так, например, в 1934 г. на общем многоводном фоне выделяются своим маловодием водосборы рек Зеравшан, Сох, Исфара, Шахимардан и др. Поразительнее всего то, что маловодность некоторых водосборов была очень значительна (например бассейна р. Матча). Самая пестрая картина наблюдается в степени водоносности: наряду с реками, водоносность которых превышала более чем вдвое среднее квадратическое отклонение годового стока, имеются реки, отклонения стока которых от средней водоносности не превышали $\frac{1}{5} \sigma_Q$, и реки, сток которых был близок к среднему.

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

Таково же распределение водоносности и в маловодные годы.

2. Наиболее неравномерно распределение водоносности в пространстве в годы, близкие по стоку к средним, когда на значительных территориях может одновременно наблюдаться и превышение и недостаток стока.

3. Установить тип рек, чаще всего отклоняющихся от общей закономерности, трудно. Для этого еще слишком мало 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.

Асинхронность в колебаниях водоносности наблюдается не только в Средней Азии, где условия для этого вследствие сложного горного рельефа наиболее благоприятны, но и на равнинных территориях. Так, например, Б. Д. Зайков (48) 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 рек верхней Волги и Оки. При рассмотрении больших территорий асинхронность проявляется еще резче.

Нужно предостеречь от попыток разыскания полной асинхронности и «антагонистических областей» на основе отдельных лет, как это, например, делалось в отношении европейской части СССР и Средней Азии на примере 1917 и 1921 гг. Нужно всегда считаться с фактом, что в некоторые годы почти на всем пространстве земного шара могут происходить отклонения одного знака, хотя в подавляющем большинстве лет наблюдается пространственная компенсация; неясным остается только вопрос, является ли компенсация полной или нет? (54).

W. G. Hoyt и W. B. Langbein (59), анализируя распределение водоносности на территории США и частично Канады за период 1910—1942 гг., пришли к выводу, что метеорологические и гидрологические условия, вызывающие многоводье и маловодье, охватывают обширные территории, независимо от наличия гор, равнин, пустынь и лесных массивов. Далее, ими было показано, что непрерывные площади с недостаточным стоком распространены больше, чем непрерывные площади с избыточным стоком; что в выдающиеся годы как недостатки, так и излишки стока встречаются одновременно редко, хотя сейчас же оговаривают ряд исключений; на приводимых же 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 гидрологическом году, площадь, охваченная избыточным стоком, не превышала 46,3% от общей территории США. Отметим, что в наиболее маловодном 1933/34 г. площадь с недостаточным стоком охватила 90,3% территории США.

Эти авторы относили сток рек, равный или превышающий верхнюю квантиль, к излишнему, а сток, равный или меньший нижней квантили, — к недостаточному.

Объяснение причин столь сложного пространственного распределения годового стока, а следовательно, и осадков возможно только на основе синоптического анализа особенностей атмосферной циркуляции. Такой 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

Факторы, определяющие внутригодичное 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 и

u — изменение запасов влаги.

Отличие от годового периода будет заключаться 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, в пойме и пр.).

Из уравнения водного баланса вытекает, что своеобразные особенности внутригодичного распределения стока являются результатом особенностей годового хода, присущим каждому из элементов водного баланса и их взаимодействия.

На рисунке 20 показан типичный годовой ход элементов водного баланса в водосборах рек Средней Азии с незначительной и большой средней высотой.

В низкорасположенных водосборах основная масса осадков обычно выпадает в конце осени, зимой и особенно весной, когда температуры воздуха в горах отрицательны (за исключением весны). Испарение в конце осени и зимой сравнительно невелико, поэтому накопление запасов воды в твердом виде здесь наиболее энергично протекает именно в это время, несмотря на интенсивное расходование запасов подземных вод. Уже в марте, с наступле-

нием положительных температур в нижних зонах гор, от снега начинают освобождаться значительные площади водосбора, а испарение с влажной поверхности почвы и транспирация резко возрастают¹. Несколько раньше начинается интенсивное таяние запасов снега, вследствие чего, несмотря на обилие выпадающих в это время осадков, расходование запасов влаги в водосборе 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 даже пересохнуть. В результате описанного выше годового хода отдельных элементов водного баланса реки с низкими водосборами характеризуются ранними паводками, совпадающими 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.

В водосборах с большой высотой годовой ход отдельных элементов водного баланса иной; этим определяется и иное внутри-годовое 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 лета², зимние же осадки сравнительно невелики.

Вследствие более позднего схода снега максимум испарения здесь также наблюдается позднее.

В связи с этим в высоких водосборах основное накопление запасов влаги наблюдается не зимой, а весной, а энергичное 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; паводок начинается поздно — в апреле; наибольшие расходы проходят в июле — августе, в период наиболее интенсивного расходования запасов высокогорных снегов и отчасти льда.

¹ Испарение с поверхности снега во время снеготаяния ничтожно (см. ниже).

² В водосборах, расположенных в глубине горной системы, могут преобладать даже летние осадки (например, верховья рек Нарина, Чу и т. д.).

Рисунок 20 показывает огромную роль запасов влаги водосбора (u) в формировании внутригодичного распределения стока.

В условиях Средней Азии, как это было показано в главе II, особенно велика роль запасов снега, являющихся основным источником питания рек. Поэтому внутригодичное распределение стока определяется главным образом ходом теплового баланса в период интенсивного таяния, и, в первую очередь, температурами воздуха и солнечной радиацией, которыми обуславливаются аккумуляция и таяние снега.

Годовой же ход осадков, за исключением рек с низкими водосборами, приобретает второстепенное значение¹. Как это будет показано ниже, ход температур и солнечной радиации за сравнительно большие отрезки времени (две-три декады) аналогичен. Поэтому температура воздуха отражает ход теплового баланса в целом и, следовательно, определяет характер внутригодичного распределения стока. Понятно, что зависимость хода речного стока от хода температур будет несколько различна на реках с разной средней высотой водосбора.

У рек, берущих начало высоко в горах, где существенным источником питания являются высокогорные снега и отчасти ледники, ход расходов воды почти строго соответствует ходу температур воздуха на всем протяжении периода интенсивного снеготаяния; у рек, получающих питание с более низких высот, такая зависимость будет наблюдаться только до тех пор, пока не исчерпаны запасы снега. На еще более низких высотах ход речного стока часто сильно искажается осадками, которые здесь могут выпадать в жидком виде даже зимой. Выпадая зимой и весной 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.).

Сказанное наглядно подтверждается рис. 21, на котором

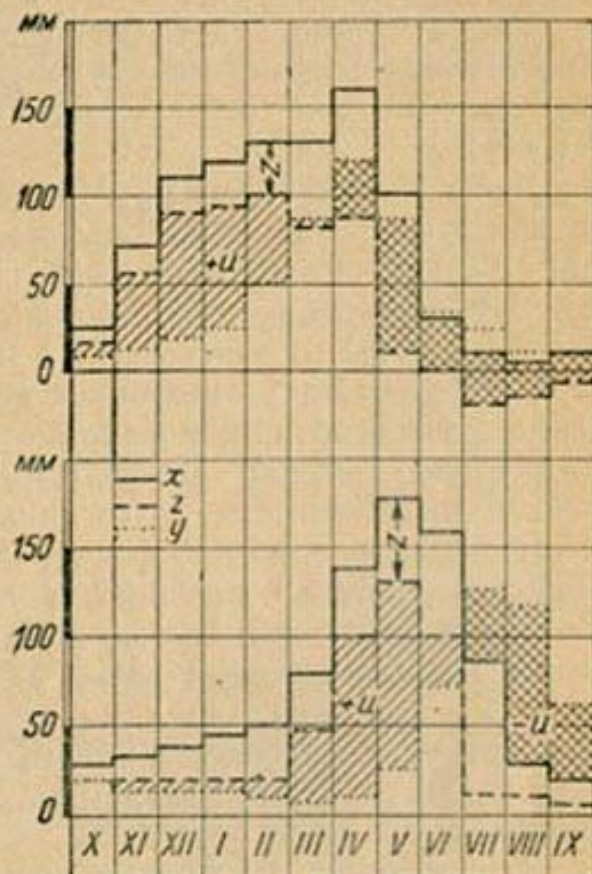


Рис. 20. Годовой ход элементов водного баланса в водосборах рек Средней Азии.

¹ Им определяется, в основном, только время наиболее интенсивного накопления снега.

даны гидрографы рек Исфара и Ангрен за теплый период года, в сопоставлении с температурами воздуха. У р. Исфара, водосбор которой расположен на больших высотах (6 000 м), 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 исчерпанию запасов сезонных снегов, расходы воды ее резко падают, несмотря на дальнейшее повышение температур.

То же можно видеть и на рис. 22, на котором представлены зависимости средних месячных расходов воды рек Исфара, Зеравшан и Чирчик от средних месячных температур воздуха в 13 часов.

Действительно, у р. Чирчик, водосбор которой занимает в высотном отношении среднее положение, расходы периода март — июнь значительно выше расходов периода июль — октябрь, когда исчезает снежный покров. В результате этого зависимость расходов воды от температур представляется в виде петли.

У р. Зеравшан, имеющей водосбор со значительно большей средней высотой, петля выражена уже много слабее, а у р. Исфара с наиболее высоко расположенным водосбором связь между расходами и температурами является однозначной.

Итак, если главным фактором, определяющим среднюю водополнотность 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 самых нижних зон горной системы, у которых снеговой паводок может сильно искажаться жидкими осадками.

Наступление положительных температур воздуха и связанное с ним таяние снега и льда, вследствие наличия вертикального термического градиента, происходит не одновременно на всей площади водосбора, а постепенно передвигается 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, например, граница временного снежного покрова за период март — август поднимается в сутки в среднем на 11,8 м (на южном склоне) и 12,0 м (на северном склоне), а положение временной снеговой линии на солнечном и теневом склонах, за исключением зимы, обнаруживает различие в высоте на 160 м (в мае — июне) — 450 м (в сентябре)¹.

По нашим определениям средняя скорость продвижения границы временного снежного покрова в горах Средней Азии

¹ Конечно, бывают и исключения, вызванные условиями выпадения осадков. Например, в Гималаях на южном влажном склоне снеговая линия лежит на 4 900 м, а на сухом северном — на 5 600 м (1).

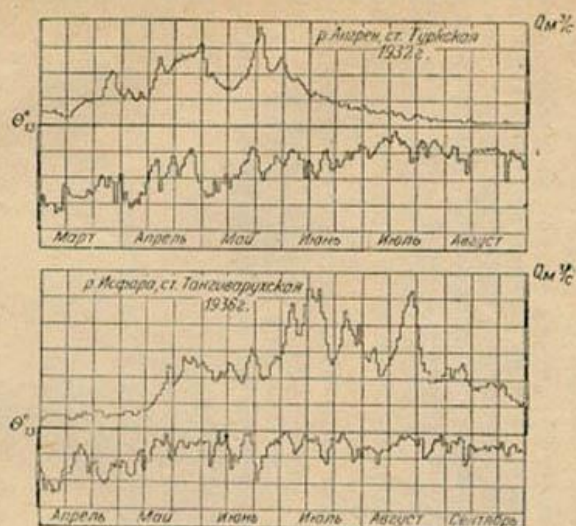


Рис. 21. Ход расходов воды и температур воздуха за период интенсивного снеготаяния и водосборах р. Ангрен (ст. Туркестан) за 1936 г. и р. Исфара (ст. Тангавурухская) за 1936 г.

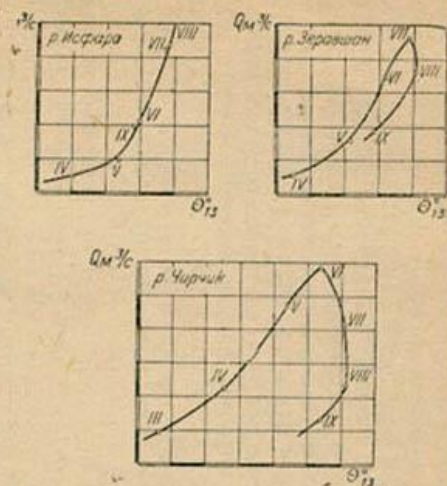


Рис. 22. Зависимость средних месячных расходов воды рр. Исфара, Зеравшан и Чирчик от средних месячных температур воздуха в 13 часов.

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, по наблюдениям в Средней Азии, могут достигать 500 м, что свидетельствует о значительной роли *ориентации склонов* в формировании внутригодового распределения стока. Эти различия в положении временной снеговой границы (тыла снеготаяния) обуславливаются различиями в приходе солнечной радиации и температур воздуха на разных склонах.

Согласно данным М. Косарева (67) и А. А. Скворцова, средние суточные температуры воздуха северных склонов нормально на $0,5—1,0^{\circ}$ ниже температур южных склонов на соответствующих высотах. Как правило, больший приход солнечной радиации и повышенные температуры воздуха на южных склонах, по сравнению с северными, обеспечивают более раннее прохождение паводков на реках, в водосборах которых преобладает южная ориентация склонов гор при одинаковой средней высоте водосбора.

Вертикальный градиент температур создает запаздывание начала снеготаяния с увеличением высоты, в силу чего паводки на реках с высокими водосборами наблюдаются позже, а градиент водности снежного покрова увеличивает продолжительность снеготаяния. В результате, снеготаяние в горах носит более затяжной характер и, как следствие, паводок снеготаяния сильно растянут и обычно невысок. На реках Средней Азии месячный сток редко превышает 25 % от годового стока и встречается, главным образом, среди рек с очень низкими или очень высокими водосборами, у которых интенсивное снеготаяние может наблюдаться в сравнительно короткий отрезок времени ¹. Для примера укажем, что реки снегового питания полупустыни умеренных широт (например Северного и Южного 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 рисунках 23 и 24.

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:

При средней высоте водосбора	400 м — максимум стока в апреле
» » » » от 800 до 1 600	» — максимум стока в мае
» » » » 2 000	» — стоки июня и июля сравниваются
» » » » 2 400	» — максимум стока в июле

¹ У таких рек месячный сток в редких случаях может достигать почти 35 % от годового стока. В бассейне Аара при средних высотах водосборов в 4 000 м месячный сток также достигает 33 % (43).

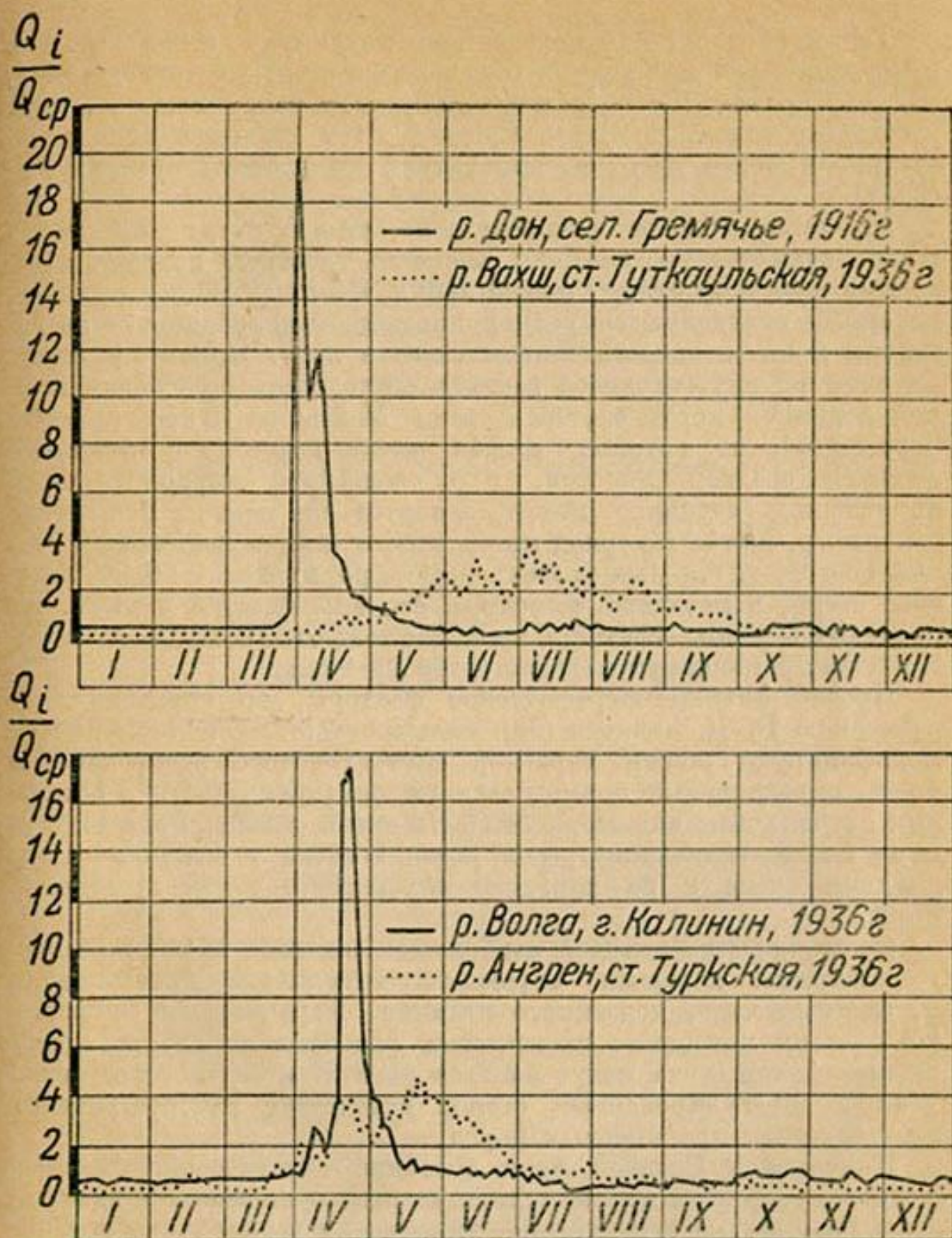


Рис. 23 и 24. Гидрографы рек Дон, Вахш, Волга и Ангрен.

Реки Средней Азии отличаются большим диапазоном месячного максимума стока и внутригодового распределения стока вообще.

Действительно, при средних высотах водосбора до 1 500 м месячный максимум стока наблюдается в апреле и даже марте, а при средних высотах свыше 2 800—3 000 м — в июле и в августе.

Таким образом, для передвижки максимума стока на июль в Средней Азии необходима большая 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, обуславливающая положение снеговой линии, и высота концов ледников*, которыми определяются 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 вечных снегов, т. е. в период июль—сентябрь, проходит 60,4% годового стока, а месячный максимум его наблюдается в июле. По р. Ягноб за июль—сентябрь проходит только 43% годового стока, и месячный максимум передвигается на июнь.

Прочие физико-географические факторы, по справедливому замечанию Б. Д. Зайкова (63), 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 реки Италии, которые отличаются зарегулированным стоком вследствие распространения в их бассейне проницаемых пород.

В условиях Средней Азии почвенно-геологические факторы (поскольку об этом можно судить на основе имеющихся данных) оказывают весьма существенное влияние на режим стока сравнительно редко. Реки, отличающиеся аномально высоким подземным питанием, встречаются единицами (например, Шахмардан, Чу, Мургаб, Ат-баш, Ак-терек и Кутурга), но даже и у них сохраняется в яркой форме внутригодовое распределение стока, обуславливаемое климатическими факторами их водосборов.

Для примера приведем распределение стока на протяжении года у рек Шахмардан, Чу и Мургаб. Для сравнения возьмем бассейн р. Сох, водосбор которой примыкает к водосбору

Шахимардана и по высотным условиям сравнительно близок к последнему, но отличается значительно меньшим подземным питанием (табл. 11), близким к минимальному в условиях Средней Азии. Данные табл. 11 показывают, что реки Шахимардан, Чу и Мургаб сохранили внутригодовое распределение стока, свойственное высотам их водосборов (реки Шахимардан и Чу имеют

Таблица 11

Реки	Средняя взвешенная высота водосбора, в м	Сток в % от годового												Отношение максимального среднего месячного расхода 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
Сох	3351	2,2	2,1	2,0	2,4	5,6	13,9	25,2	23,6	11,8	5,3	3,3	2,6	12,6
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
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

максимум стока в июле и минимум в марте—апреле, а Мургаб соответственно в мае и январе).

Вся разница заключается в том, что величины их месячного стока не спускаются ниже 4,7—6,1% от годового, в то время как свыше 80% рек Средней Азии характеризуются минимальным месячным стоком, равным, или ниже, 3,5%. В связи с повышением стока меженинного периода снижены расходы паводочного, иначе говоря, Шахимардан, Чу и Мургаб отличаются только более зарегулированным стоком¹.

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. Рона до ее впадения в Женевское озеро равно 10, а после выхода из него — 3,8. У р. Аар до впадения в Бриенское 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 единицами, влияние озерности еще меньше, чем влияние почвенно-геологических факторов.

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

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 Куйбышевом и Камышином (63).

В пределах горной области Средней Азии, где реки протекают обычно в узких долинах с слабо развитой поймой или не имеют ее вовсе, 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 сказанного может быть Аму-дарья на участке между городами Керки и Нукус протяжением в 831 км. На этом участке, несмотря на наличие широкого русла и широкой поймы, больших разливов и значительного разбора воды на орошение, внутригодовое распределение стока претерпевает незначительную трансформацию, как это можно видеть из табл. 12.

Другим примером очень слабой трансформации стока при отсутствии интенсивного разбора на орошение могут явиться реки Или, Кафирниган и др.

Некоторое исключение представляет Сыр-дарья на участке между сел. Тюмень-арык 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. 13.

Различие в распределениях стока р. Сыр-дарьи в упомянутых пунктах является результатом разлива реки по обширному низменному району протоков Чили и Кара-узьяк. 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 аккумулярующим действием русла и поймы, *оказывает время пробега воды*, вызывающее трансформацию волны паводка и сдвиг фаз стока во времени. Это объясняется большими скоростями волн паводка и, как правило, незначительным протяжением большинства рек Средней Азии.

Влияние растительного покрова в рассматриваемых условиях по причинам, указанным выше, не может быть значительным, тем более, что роль его в формировании внутригодового распределения стока вообще сравнительно скромная, как это показали, например, наблюдения в штате Колорадо на двух небольших водосборах, в одном из которых спустя несколько лет лес был вырублен. Оказалось, что после уничтожения леса максимальный месячный сток увеличился с 33,9 до 37,2%, а минимальный —

Таблица 12

Пункты	Месячный сток в % от годового												Отношение максимально- го расхода к минимальному
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
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
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 13

Пункты	Месячный сток в % от годового												Отношение максимального расхода к минимальному
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
сел. Тюмень-арык	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
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

снизился с 4,3 до 3,9% от годового стока, т. е. отношения этих величин возросли с 7,9 до 9,5 (37). Распределение же стока на протяжении паводочного периода изменилось совершенно незначительно.

Влияние *болот* на внутригодовое распределение стока остается неясным. Д. Л. Соколовский (108) высказывает предположение, что болота в некоторой степени регулируют речной сток.

Из изложенного выше можно сделать заключение, что в условиях горной области Средней Азии основными факторами, обуславливающими внутригодовое распределение стока, являются факторы климатические, в свою очередь определяемые рельефом водосбора и в первую очередь 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 распределения стока, сформированного в пределах горной области. Этим фактором является *хозяйственная деятельность человека* (ирригация).

Как только река выходит на равнину, сток ее начинает разбираться на орошение, особенно интенсивно в паводочный период. В результате этого, по мере продвижения вниз, сток паводочного периода 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 инфильтрируется в грунт. От величины забора в ирригационные системы эта часть потерь воды в условиях Средней Азии составляет в среднем около 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.

Количество воды, возвращающейся в реку из ирригационных систем через грунтовый поток, разумеется, колеблется в зависимости от целого ряда причин, но преимущественно геологического и геоморфологического характера, а также в зависимости от особенностей режима орошения. Обычно в Средней Азии «возвратные воды» ирригации составляют 15—30% от величины забора ирригационных систем. Особенностью режима этих возвратных вод является не только то, что они возвращаются в реку много ниже того места, из которого они были забраны на орошение, но и *много позже* времени этого забора, вследствие незначительных скоростей подземного потока. Поэтому обычно большая 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. 25, на котором приведены величины месячного стока р. Зеравшан в процентах от годового стока 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 ничтожность

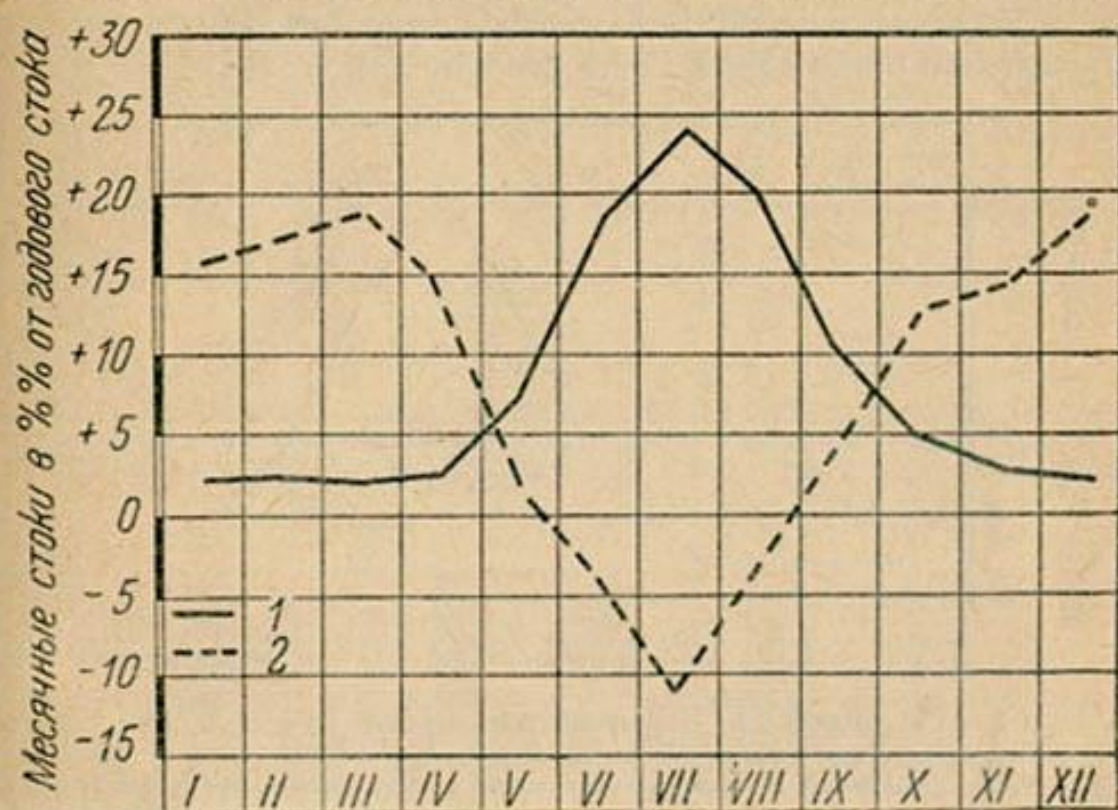


Рис. 25. Ход величин месячного стока р. Зеравшан (при выходе из гор) и возвратных вод.

1 — сток р. Зеравшан, 2 — сток возвратных вод.

осадков, выпадающих над равнинами Средней Азии, их колоссальные испаряющие возможности, а также то, что многие реки Средней Азии почти полностью разбираются на орошение, причем только в ирригационной сети инфильтруется около 50% забранной из реки воды.

Громадную роль возвратных ирригационных вод в грунтовом питании рек можно показать на примере р. Южной Платты (США). Так, на участке Крик—Джилльбург, протяжением в 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% от стока реки у Джилльбурга (100).

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 из рис. 26. Паводок, ярко выраженный при выходе р. Зеравшан из гор, у г. Каракуль настолько сглаживается, а расходы межени настолько относительно 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 гор¹.

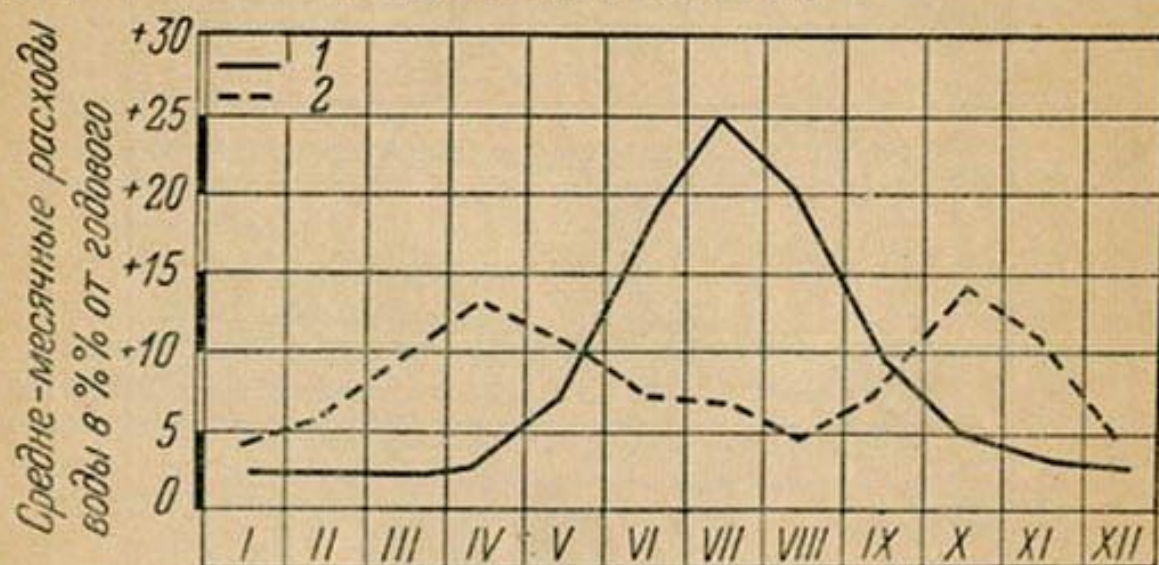


Рис. 26. Гидрографы р. Зеравшан при выходе из гор и близ устья.
1 — суммарные расходы р. Зеравшан в створе Дупулинской станции и р. Магиан-дарья в створе Судринской станции, 2 — расходы р. Каракуль-дарья в створе Каракульской станции.

Заканчивая рассмотрение факторов, обуславливающих распределение стока рек на протяжении года, отметим, что в дальнейшем мы ограничимся освещением вопросов 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 рек 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.

¹ Подробности о возвратных водах см. в работах Паршалла, Луценко, Бостанджогло, Шульца и др. (100, 73, 60).

В условиях Средней Азии, где водосборы даже небольших рек отличаются значительной амплитудой высот (обычно более 2 000 м), одновременное снеготаяние по всей площади водосбора не может иметь места.

Формирование стока паводочного периода

В каждый данный момент времени таяние происходит лишь в некоторой части водосбора, и фактически паводки формируют не весь водосбор, а лишь его часть. Очевидно, что площадь одновременного снеготаяния¹ 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 (61). 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 местами, где снег по условиям рельефа не может удержаться или сдувается ветрами, в горах наблюдаются мощные скопления снега в складках местности, особенно в глубоких ущельях, не успевающие иногда растаять даже в течение лета.

Площадь возможного одновременного снеготаяния с течением времени изменяется по размерам и перемещается в пространстве, постепенно поднимаясь по площади водосбора. Прослеживая продвижение фронта и тыла снеготаяния в данном водосборе, можно определить площадь одновременного снеготаяния в любой момент времени. 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 внутригодовом распределении стока, так как подземное питание рек в значительной мере также определяется ходом таяния.

Что же считать за фронт и за тыл снеготаяния?

За фронт снеготаяния² может быть принято положение нулевой изотермы в 13 часов. Не отрицая возможного подтаивания в дни с температурой воздуха в 13 часов ниже 0° (за счет солнечной радиации), мы все же склонны 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 13-часовыми температурами воздуха тепло от солнечной радиации будет расходоваться на перекристаллизацию снега. Неперекристаллизовавшийся снег может удерживать

¹ Для упрощения термином «снеготаяние» будем объединять процессы таяния снега и льда.

² Более подробно об этом см. в статье автора (93).

до 40—45% воды, а фирновый снег, хоть и редко, удерживает до 20% (83). 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 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

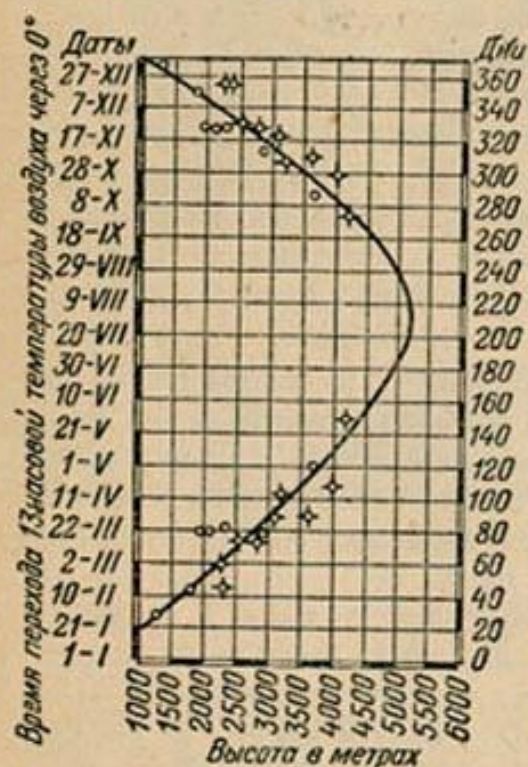


Рис. 27. Зависимость среднего времени перехода температур воздуха в 13 часов через 0° (положения фронта снеготаяния) от высоты местности.

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.*

Положение нулевой изотермы определяется в первую очередь высотой местности. Связь между высотой местности и временем перехода температур воздуха в 13 часов через 0° для территории Средней Азии (без бассейна озера Балхаш) приводится на рис. 27. Из него 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.

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 ниже на 1 000 и более метров 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: а) линию, соединяющую точки схода более или менее сплошного снежного покрова («границу снежного покрова») и б) линию,

соединяющую нижние концы снежников («границу снежников»)¹.

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 толщиной его к началу снеготаяния и высотой местности произведено нами на основе зависимостей:

а) между слоем стаявшего снега и суммой положительных температур воздуха и

б) между суммой положительных температур, временем и высотой местности, которые будут рассмотрены ниже.

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

Полученная указанным способом зависимость между положением тыла снеготаяния и мощностью снежного покрова и высотой местности (рис. 28) позволяет сделать следующие выводы:

1. Влияние толщины 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 может достигать и даже превышать 2 000 м.

2. Скорость продвижения тыла снеготаяния особенно велика в период начала интенсивного снеготаяния, охватывающего нижние зоны гор. В этот период продвижение тыла снеготаяния за сутки может превышать 30 м, т. е. превосходить скорость продвижения фронта снеготаяния.

3. Разность в высотах тыла и фронта снеготаяния при мощности снежного покрова в 1 000 мм и выше бывает наибольшей в начальный период снеготаяния. Осенью эта разность мини-

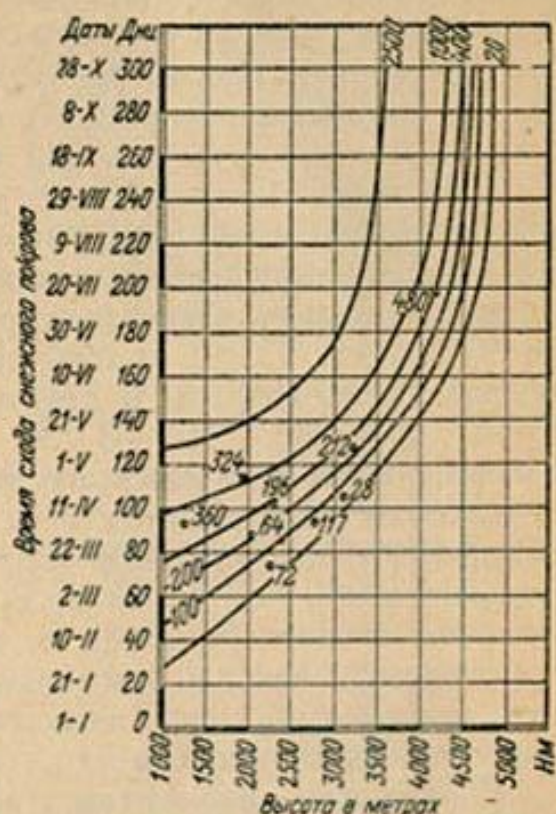


Рис. 28. Зависимость среднего времени схода снежного покрова (положения тыла снеготаяния) от его мощности (в слое воды) и высоты местности.

¹ Аналогично климатической и орографической снеговым линиям.

мальна. 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 2 000 м, а летом свыше 1 000 м. В действительности площади одновременного снеготаяния будут несколько меньше, так как мест, где снежный покров на высотах ниже 1 500 м имеет мощность 1 000 мм и более, в Средней Азии мало.

Заканчивая рассмотрение вопроса о фронте и тыле снеготаяния и площади возможного одновременного снеготаяния, необходимо подчеркнуть еще два 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 2 500—3 000 м маломощен, лежит отдельными пятнами и не дает никакого стока в речную сеть. Об этом свидетельствуют расходы этих рек, продолжающие снижаться в марте и апреле, хотя нулевая изотерма в это время находится на высоте больше 2 000 м. Во-вторых, устойчивое появление снежного покрова осенью (с конца октября) и зимой почти совпадает с переходом 13-часовой температуры через 0° в сторону отрицательных температур, в силу чего в это время положение фронта и тыла снеготаяния можно считать совпадающими.

Следующим элементом, знание которого необходимо для выяснения формирования паводков, 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 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 $[\Sigma (+\theta_{cp})]$ в гидрологической литературе впервые была сделана М. А. Великановым (61) и дала положительные результаты¹. Наличие подобной зависимости с физической стороны объясняется тем, что температура воздуха и приход суммарной солнечной радиации, которыми

¹ Близкий, но все же отличный от предложения М. А. Великанова, способ определения стаивания снега был раньше разработан Ф. И. Быдиным.

в основном определяется тепловой баланс поверхности снега или льда, в общем имеют параллельный ход, резко расходясь только в отдельные сутки (рис. 29).

Именно поэтому П. П. Кузьмин (68) констатировал наличие связи между величинами баланса тепла поверхности льда и средними суточными температурами воздуха, когда они превышали $+2^{\circ}$. Подобная зависимость в интегральном и дифференциальном виде для ледника Имат в верховьях Пасруд-дарьи (бассейн р. Зеравшан), построенная по данным П. П. Кузьмина (69), приводится на рис. 30. Она показывает, что для периодов времени в 5—10 суток общий приход тепла может быть определен с высокой точностью. Понятно, что связи между $\Sigma (+\theta_{\text{ср}})$ и суммами баланса тепла поверхности не могут иметь для разных мест один и тот же угол наклона. В пунктах с сильной облачностью, затененных, с высоким альбедо поверхности снега и т. п. он будет меньше, чем в пунктах с открытым горизонтом, где

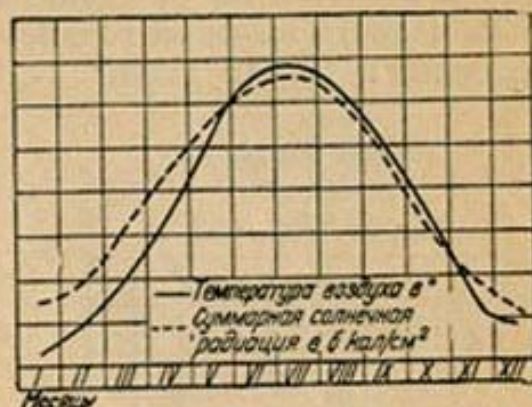


Рис. 29. Ход температур воздуха и суммарной солнечной радиации в г. Ташкенте.

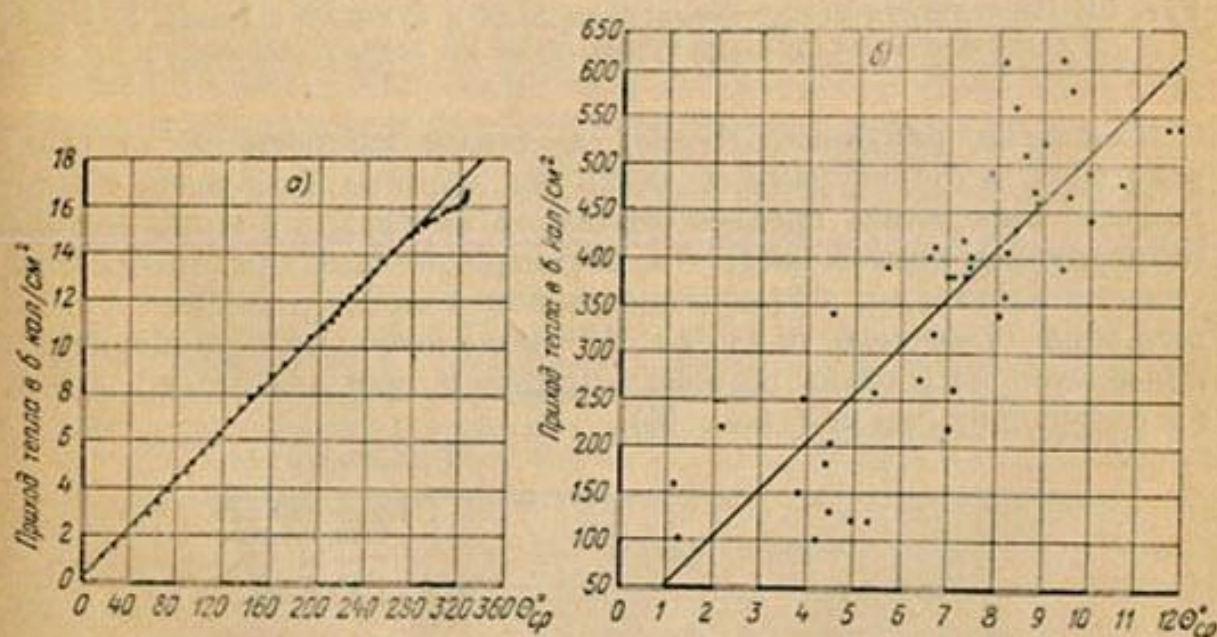


Рис. 30. Зависимость между приходом тепла и средними суточными температурами воздуха.

преобладают ясные дни и т. п. Отсюда вытекает, что величина стаявшего снега и льда, приходящаяся на один градус положительной температуры, будет в разных местах различна; для нас важно только установить, насколько может быть велик этот размах.

На рисунках 31—33 показаны связи между стаиванием и $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$ для некоторых ледников Средней Азии, Кавказа и Швейцарских Альп. На зависимости 32, б видно, что в дни с облачностью, превышающей 4 балла, интенсивность таяния меньшая, но в последующие дни она очень высока, в результате чего точки вновь ложатся на прямую связи. Это лишний раз подтверждает возможность высокой точности определения стаивания за отрезки времени в 10—15 дней.

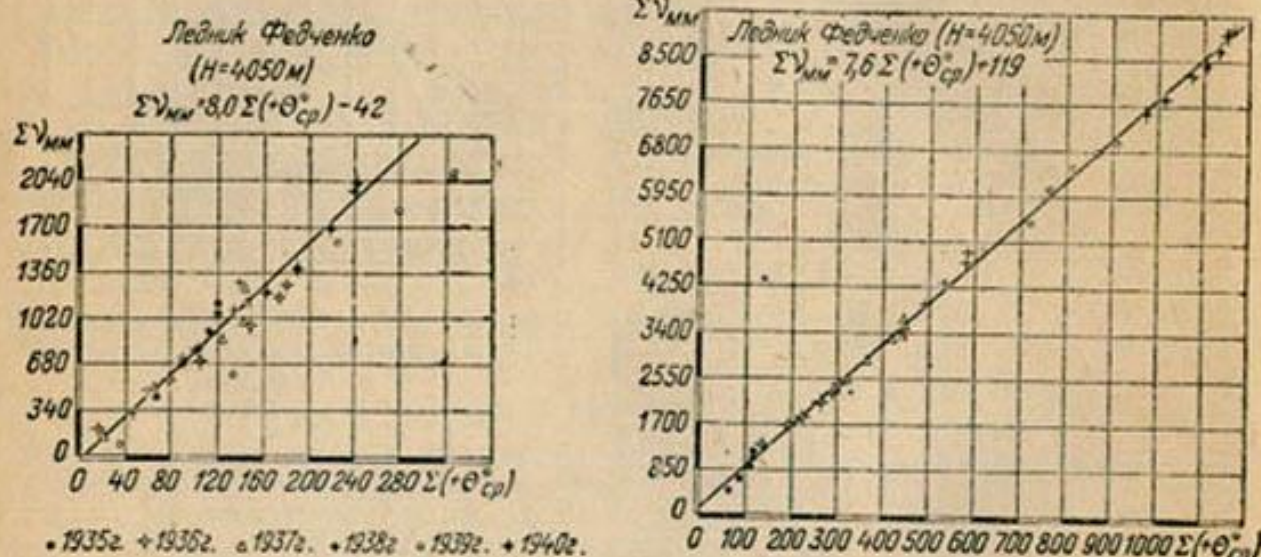


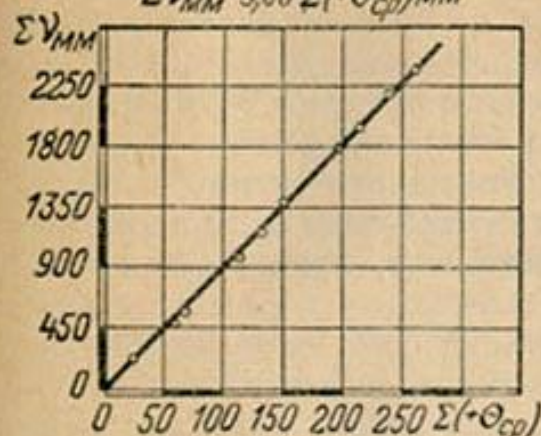
Рис. 31. Зависимость между стаиванием льда и суммами средних суточных положительных температур воздуха на леднике Федченко.

Связи на рисунках 31—33, а также наблюдения за стаиванием и температурами воздуха на леднике Тамынген, позволяющие определить среднее стаивание на градус положительной температуры, показывают, что, несмотря на самые разнообразные условия затенения, загрязненность поверхности ледников и т. п., величина стаявшего льда на 1° положительной температуры колеблется не в очень широких пределах, как это можно видеть из следующих чисел (табл. 14).

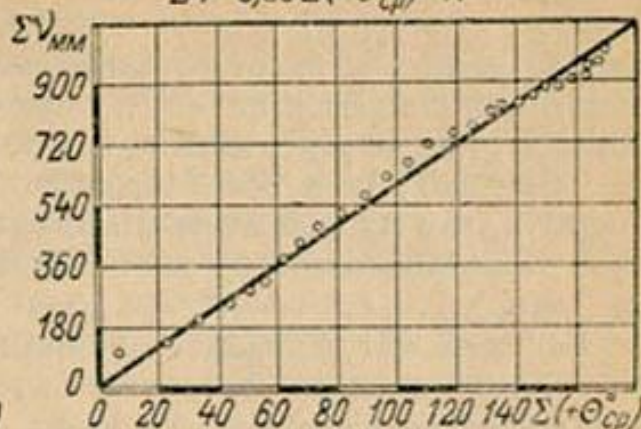
Таблица 14

Название ледника	Средняя величина стаивания льда на 1° , в мм
Федченко	7,6—8,0
№ 4 (бассейн Малой Алматинки) . .	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

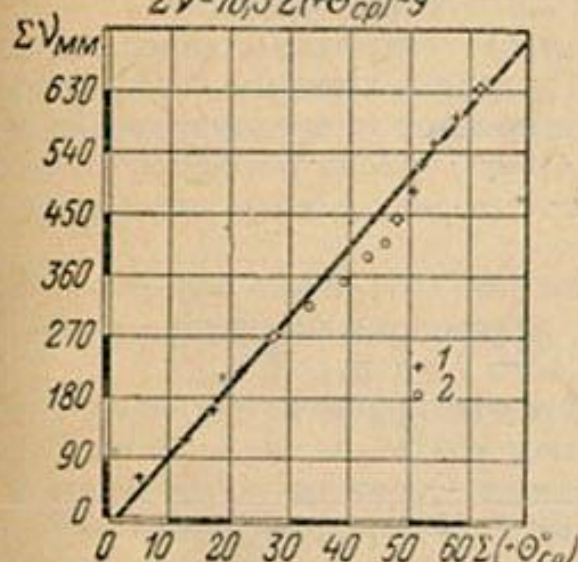
а) Ледник №4 в басс. М. Алматинки
(H=3490м) 3/VII-4/IX 1939г.
 $\Sigma V_{\text{мм}} = 9,00 \Sigma(+\theta_{\text{ср}}) \text{ мм}$



б) Ледник Имат (H=3490м)
13/VIII-8/IX 1934г.
 $\Sigma V = 5,85 \Sigma(+\theta_{\text{ср}}) + 11$



в) Ледник Казантемир
24/VIII-7/IX 1933г.
 $\Sigma V = 10,3 \Sigma(+\theta_{\text{ср}}) - 9$



г) Ледник Кок-Майнак
около Фирна (H=3170м)
 $\Sigma V = 7,00 \Sigma(+\theta_{\text{ср}}) - 50$

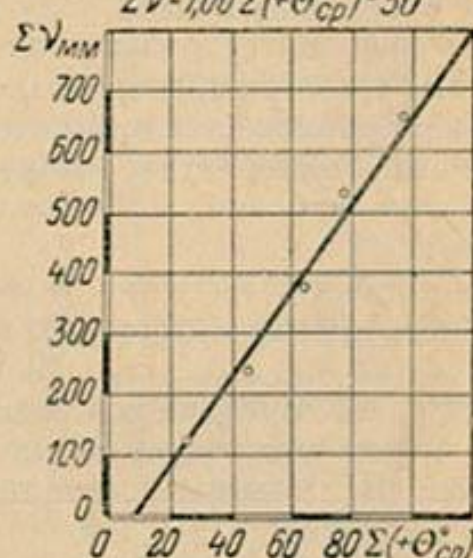
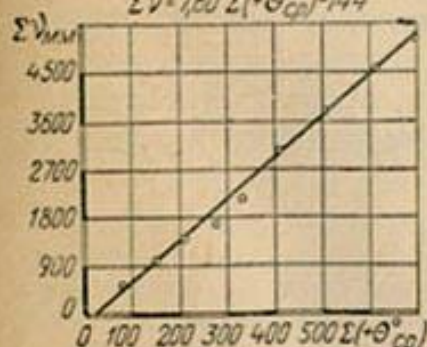


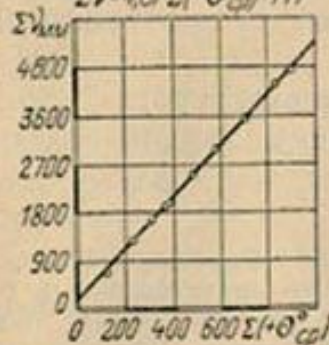
Рис. 32. Зависимость между стаиванием льда и суммами средних суточных положительных температур воздуха на леднике № 4 в бассейне р. М. Алматинка, на ледниках Имат, Казантемир и Кок-Майнак.

1 — ясные дни или дни с облачностью до 1 балла, 2 — дни с облачностью от 4 до 8 баллов.

а) Ледник Караугом
(Кавказ)
 $\Sigma V = 7,60 \Sigma(+\theta_{\text{ср}}) - 144$



б) Ледник Башкара
(Кавказ)
 $\Sigma V = 4,81 \Sigma(+\theta_{\text{ср}}) + 171$



в) Ледник Аллалин
(Швейцарские Альпы)
 $\Sigma V = 8,67 \Sigma(+\theta_{\text{ср}}) - 126$

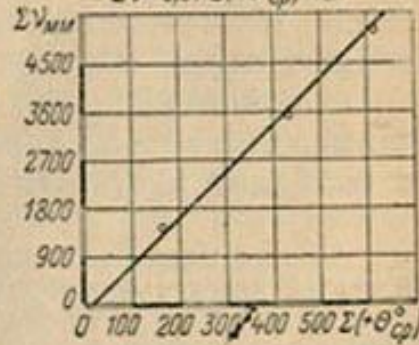


Рис. 33. Зависимость между стаиванием льда и суммами средних суточных положительных температур воздуха на ледниках Караугом, Башкара и Аллалин.

Если учесть, что на леднике Казантемир наблюдения велись очень непродолжительное время в условиях погоды, благоприятствующих наибольшему стаиванию на $+1^{\circ}$ (ясные дни при низких температурах воздуха), а для ледника Башкара температура воздуха не была приведена к высоте, на которой велись наблюдения за таянием, за отсутствием надлежащих данных, то таяние льда, приходящееся на $+1^{\circ}$, уложится в пределы 6—9 мм. Таким образом, для определения величины стаивания льда в водосборах рек Средней Азии без большой погрешности можно в среднем принять, что на градус положительной температуры приходится 7—8 мм растопленного льда. Повидимому, лучше остановиться на 7 мм¹.

Зависимости величины стаивания льда от сумм положительных температур воздуха могли бы быть более тесными, так как при установлении этих зависимостей:

а) суммы положительных температур вычислялись приближенно путем сложения средних суточных температур, вследствие чего указанные суммы получались преуменьшенными;

б) средние суточные температуры воздуха вычислялись по данным трех-четырёхсуточных наблюдений, которые часто могут весьма существенно отличаться от истинных средних суточных;

в) за температуру воздуха принималась температура, измеренная в будке, на высоте двух метров, а не у поверхности земли.

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 не проводилось вовсе, если не считать кратковременных наблюдений на снежнике северного склона Б. Чимгана, организованных Энергетическим институтом Академии наук Узбекской ССР под руководством автора в мае 1946 г. и в 1947 г.

Кроме скудности данных, выявление искомой зависимости для снега осложняется:

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

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

в) более низкими температурами, при которых происходит таяние снега, если исключить мощные скопления снега в ущельях и складках местности².

¹ Более подробно вопрос об интенсивности таяния снега и льда изложен в статье автора «Интенсивность снеготаяния в горах Средней Азии» (94).

² П. П. Кузьмин показал, что при средних суточных температурах ниже $+2^{\circ}$ зависимости между стаиванием и температурами воздуха могут не наблюдаться.

По многочисленным данным УГМС Узбекской ССР, средняя плотность снега в период снеготаяния, если исключить пункты с совершенно ничтожным снежным покровом и снежники, колеблется в пределах 0,3—0,5¹. Первая цифра относится к местам, где снег на небольших высотах лежит сравнительно недолго и где его мощность незначительна; вторая — относится к высоким зонам гор, где снег начинает таять поздно, и к местам с мощным снежным покровом. Для снежников наиболее часто встречающиеся плотности укладываются в пределы 0,5—0,7.

Таким образом, для расчетов снеготаяния плотность снега (исключая снежники) может быть принята равной 0,4.

Влияние выпадающих осадков на интенсивность таяния снега в зависимости от их вида различно. Твердые осадки резко снижают интенсивность таяния, так как альbedo свежевыпавшего снега очень высоко и достигает 70—95 % (70, 88, 89), тогда как по наблюдениям К. Г. Трофимова в различных пунктах Средней Азии альbedo тающего снега составляет 40—45 %. Жидкие осадки, наоборот, несколько усиливают таяние снега и тем больше, чем выше их температура. 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, может быть велико. Так, в долине р. Пскема количество осадков, выпадающих в период снеготаяния, составляет от 10 до 61 % от стаявшего снега, причем в большинстве лет это количество осадков превышает 50 % стаявшего снега. На леднике Федченко в $\frac{2}{3}$ лет осадки не превышают 20 % стаявшего снега, снижаясь в отдельные годы до 3 % и повышаясь иногда до 88 %. В долине р. Чаткала осадки составляют 9—15 %, в районе метеорологической станции Ангрен — от 6 до 21 %, в урочище Сары-таш — от 1 до 15 % стаявшего снега и т. д.

Немногочисленные зависимости сумм стаивания снега от сумм положительных температур приводятся на рисунках 34 и 35.

Как приведенные зависимости, так и имеющиеся в нашем распоряжении данные по суммарному стаиванию и суммам положительных температур за весь период наблюдений в некоторых пунктах Средней Азии показывают, что на градус положительной температуры приходится 4,5—6,5 мм растопленного снега в слое воды. По наблюдениям С. И. Небольсина (14), на стоковых площадках под Москвой на $+1^\circ$ приходится 3,5 мм стока талых вод, с поправкой на их средний коэффициент стока, на $+1^\circ$ придется 5,94 мм стаявшего снега. П. П. Кузьмин (68) для условий европейской части СССР на каждый градус положительной температуры получил 6,25 мм столба талой воды (для дружных весен

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

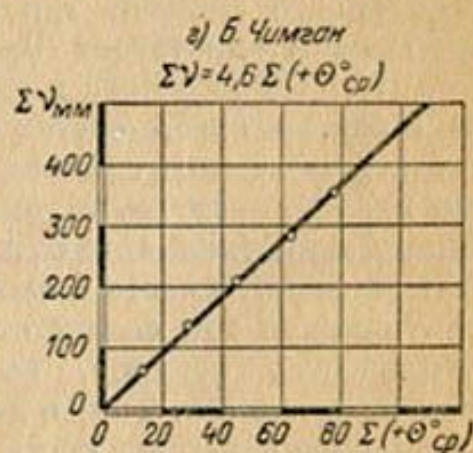
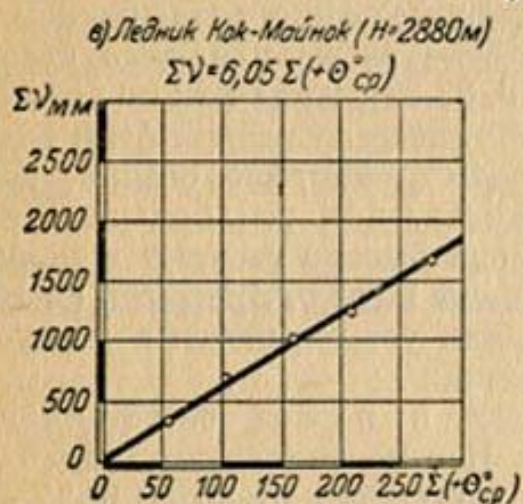
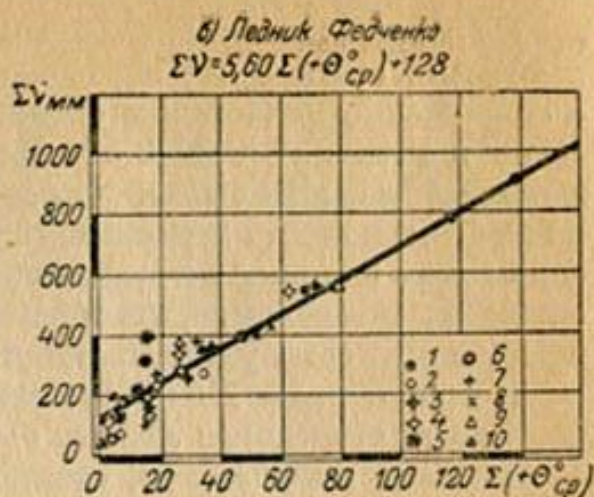
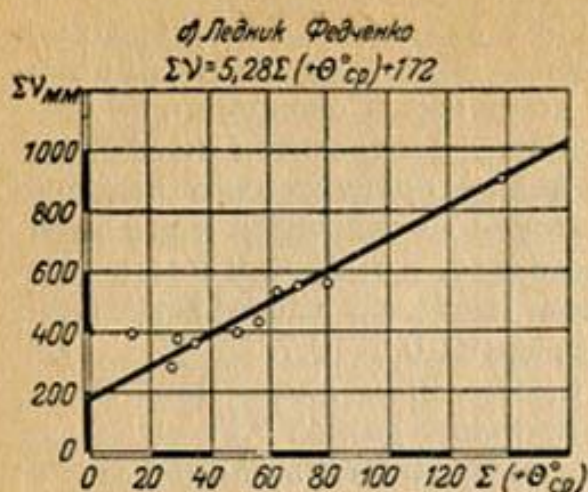


Рис. 34. Зависимость между стаиванием снега и суммами положительных средних суточных температур воздуха на ледниках Федченко и Кок-Майнок и на снежнике Большого Чимгана.

1—1934 г.; 2—1935 г.; 3—1936 г.; 4—1937 г.; 5—1938 г.
 6—1939 г.; 7—1940 г.; 8—1941 г.; 9—1942 г.; 10—1943 г.

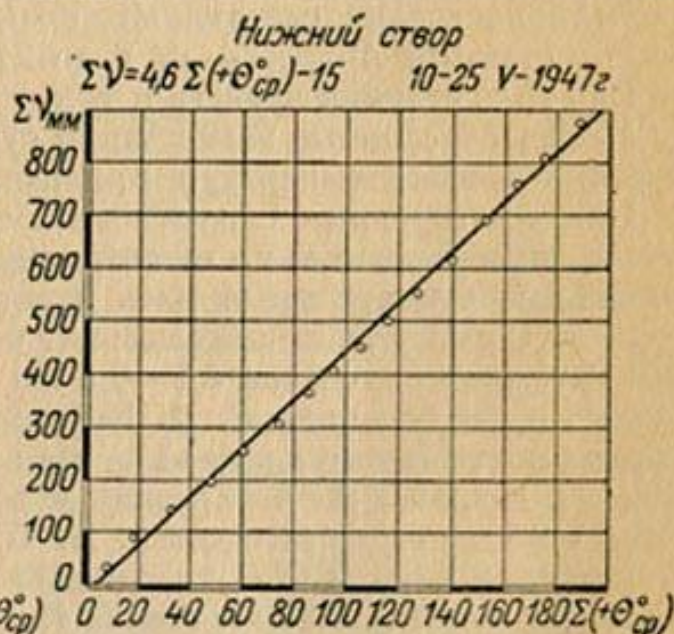
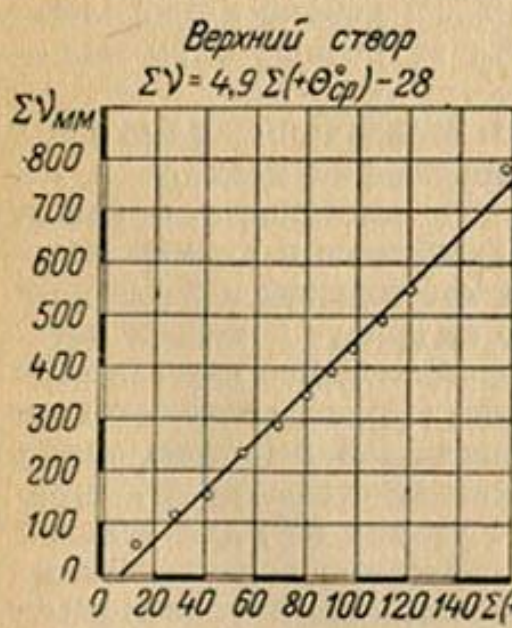


Рис. 35. Зависимость между стаиванием снега и суммами средних суточных температур воздуха на снежнике северного склона Большого Чимгана (верхний и нижний створы).

е температурами выше $+2^{\circ}$). В. Д. Комаров (66) указывает, что в бассейне Москва-реки в поле на 1° положительной средней суточной температуры тает 6,4 мм снега (в пересчете на воду).

Таким образом, данные, полученные вне пределов Средней Азии, не противоречат приведенным выше. Исходя из этого, считаем возможным принять *на каждый градус положительной температуры 5 мм растопленного снега в слое воды.*

Наблюдения за стаиванием снежных завалов в долине Кок-Майнока в высотном интервале от 2 199 до 2 440 м, проведенные УГМС Узбекской ССР, не позволяют уловить влияние даже северной и южной экспозиции склонов на скорость стаивания снега.

Установленная выше величина стаивания снега и льда на градус 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 (62, 64, 80, 82, 90, 92, 97, 98); здесь мы ограничимся рассмотрением только последних данных.

Ввиду приблизительного постоянства температуры поверхности снега или льда в период снеготаяния, вопрос о преобладании испарения или конденсации в этот период решается величиной абсолютной влажности воздуха над поверхностью таяния: если она больше 4,58 мм (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 последних лет подтверждают этот вывод. Так, например, наблюдения за испарением с поверхности снега на Валдайской гидрологической станции (81) показывают, что испарение при отрицательных средних суточных температурах воздуха может превышать 1 мм в сутки; при положительных температурах испарение не превышало 0,5 мм, спускаясь до нуля (при температуре $+4,3^{\circ}$), а при наибольшей температуре в $5,2^{\circ}$ 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.Спенгера на Усадьевском логу, испарение с поверхности снежного покрова за период снеготаяния 1938 г. составляло 10 мм, т. е. испарение за сутки исчисляется долями миллиметров.

Исследования О. Ванеевой (62), проводившиеся на леднике Караугом (Кавказ), показали, что влажность воздуха на высоте

1 м часто выше влажности на высоте 2—2,5 м, т. е. воздух обеднен влагой, ушедшей из него путем конденсации. На базе этих наблюдений, О. Ванеева не без основания считает ледник Караугом конденсатором влаги, по крайней мере летом.

Аналогичные результаты были получены экспедицией Энергетического института Академии наук Узбекской ССР в районе Б. Чимгана (92). Наблюдения экспедиции в 1946 г, производившиеся при ясном небе, показали, что в трех случаях из четырех в светлую часть суток была зарегистрирована конденсация¹,

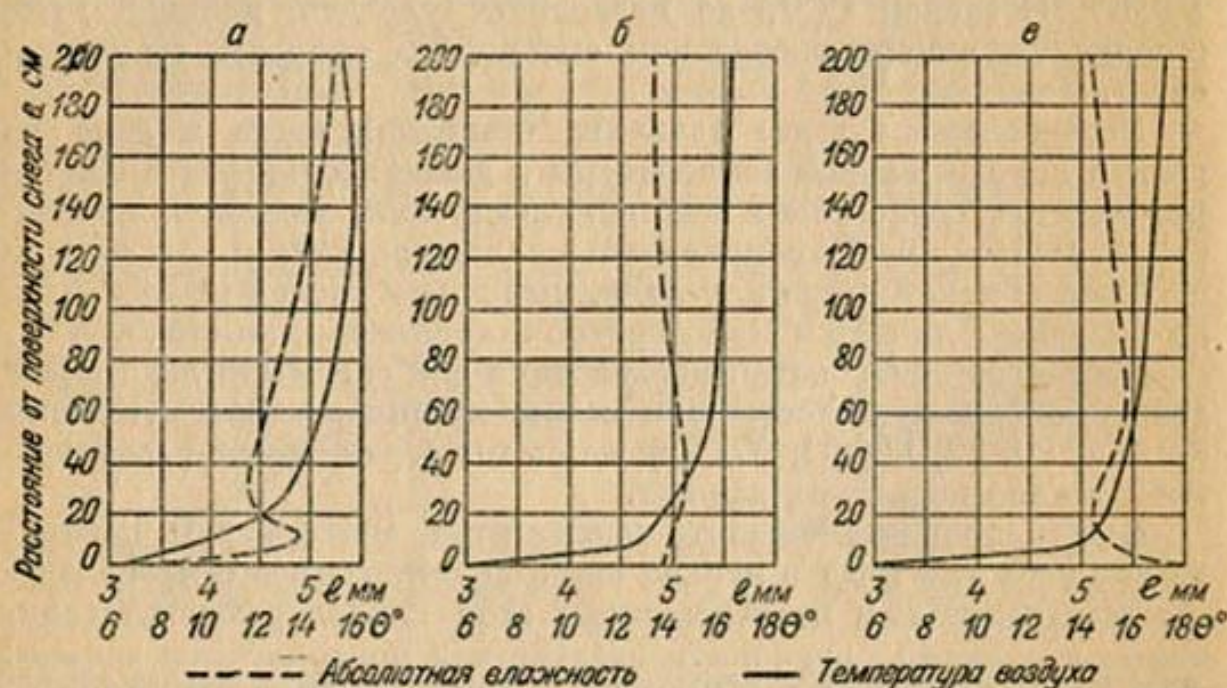


Рис. 36. Распределение абсолютной влажности и температур воздуха по вертикали на снежнике сев. склона Б. Чимгана на 20 мая 1946 г.

ночью всегда имело место испарение. В целом за сутки, кроме одного случая, преобладало испарение. За 4 суток снежник потерял на испарение 0,658 мм, что дает среднюю суточную величину испарения немногим более 0,16 мм. В моменты конденсации в 10-сантиметровом слое воздуха всегда наблюдалось резкое снижение влажности к поверхности снега; в моменты испарения в этом слое всегда имело место увеличение влажности. Это наглядно показано на рис. 36, где даны разрезы температур и влажности воздуха в моменты конденсации, испарения и при нейтральном положении.

Наблюдения экспедиции Энергетического института Академии наук Узбекской ССР, производившиеся в 1947 г. в том же районе при пасмурной, дождливой погоде, показали даже преобладание конденсации над испарением. Это вполне закономерно, так как абсолютная влажность воздуха в 1947 г. была значительно выше,

¹ Абсолютная влажность воздуха в районе Б. Чимгана была выше днем и меньше ночью. Такой же суточный ход влажности наблюдался на леднике Тамынгел, Караугом, Ирик.

чем в 1946 г.¹ Величина суточной конденсации в 1947 г. находилась в пределах 1—2 мм.

Приведенные выше данные позволяют заключить, что величина испарения в период таяния вряд ли может превышать 2% от слоя стаявшего снега, скорее же всего будет меньше 1%. Более того, в пасмурные, дождливые дни с повышенной влажностью воздуха можно ожидать даже преобладания конденсации.

Таким образом, при расчетах таяния без большой погрешности можно пренебрегать испарением или конденсацией.

Измерения объемов грядков снежников перед их сходом, произведенные экспедицией, показали, что величина внутренней и подснежниковой абляции в районе Б. Чимгана не превосходит 3—5% от общего стаявания. Следовательно, представляется возможным не считаться и с внутренней абляцией.

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, кроме времени, зависят 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 $[\Sigma(+\theta_{cp})]$ от времени (t) и высоты местности (H) представлена на рис. 37. Отдельные пункты могут значительно отклоняться от осредненных изолиний $\Sigma(+\theta_{cp})$, следовательно влияние местных особенностей довольно значительно.

В связи с этим возникает вопрос: насколько осредненная для всей горной области Средней Азии² зависимость $\Sigma(+\theta_{cp}) = f_1(t, H)$ может отражать термические условия хотя бы крупных водосборов?

Если влияние местных условий велико и распространяется на большие территории, то определение величины талых вод, поступающих в речную сеть бассейна, должно производиться по индивидуальным для данного бассейна или группы бассейнов зависимостям $\Sigma(+\theta_{cp}) = f_1(t, H)$. Для установления же таких зависимостей необходимо большое число высокогорных метеорологических станций, значительно превосходящее существующее в настоящее время. Ответ на этот вопрос будет дан ниже; здесь кратко остановимся на некоторых особенностях зависимости $\Sigma(\theta_{cp}) = f_1(t, H)$, приведенной на рис. 37.

¹ В 1946 г. она не превосходила 6 мм, а в 1947 г. на высоте 2 м от поверхности снега в 75% срочных наблюдений была равна или превышала 6 мм, доходя до 9,5 мм.

² За исключением бассейна озера Балхаш, где температуры воздуха заметно ниже. Для названного бассейна должны быть получены свои зависимости.

Зависимость $\Sigma (+\theta_{\text{ср}}) = f_1(t, H)$ характеризуется сначала медленным приращением положительных температур, летом оно наибольшее, а осенью снова замедленное. Так, например, на высоте 2 000 м для накопления первых $+500^\circ$ необходимо около 110 дней, последующие $+500^\circ$ 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 в $+500^\circ$ необходимо 32 дня, а последующие $+500^\circ$ уже не набираются до конца года.

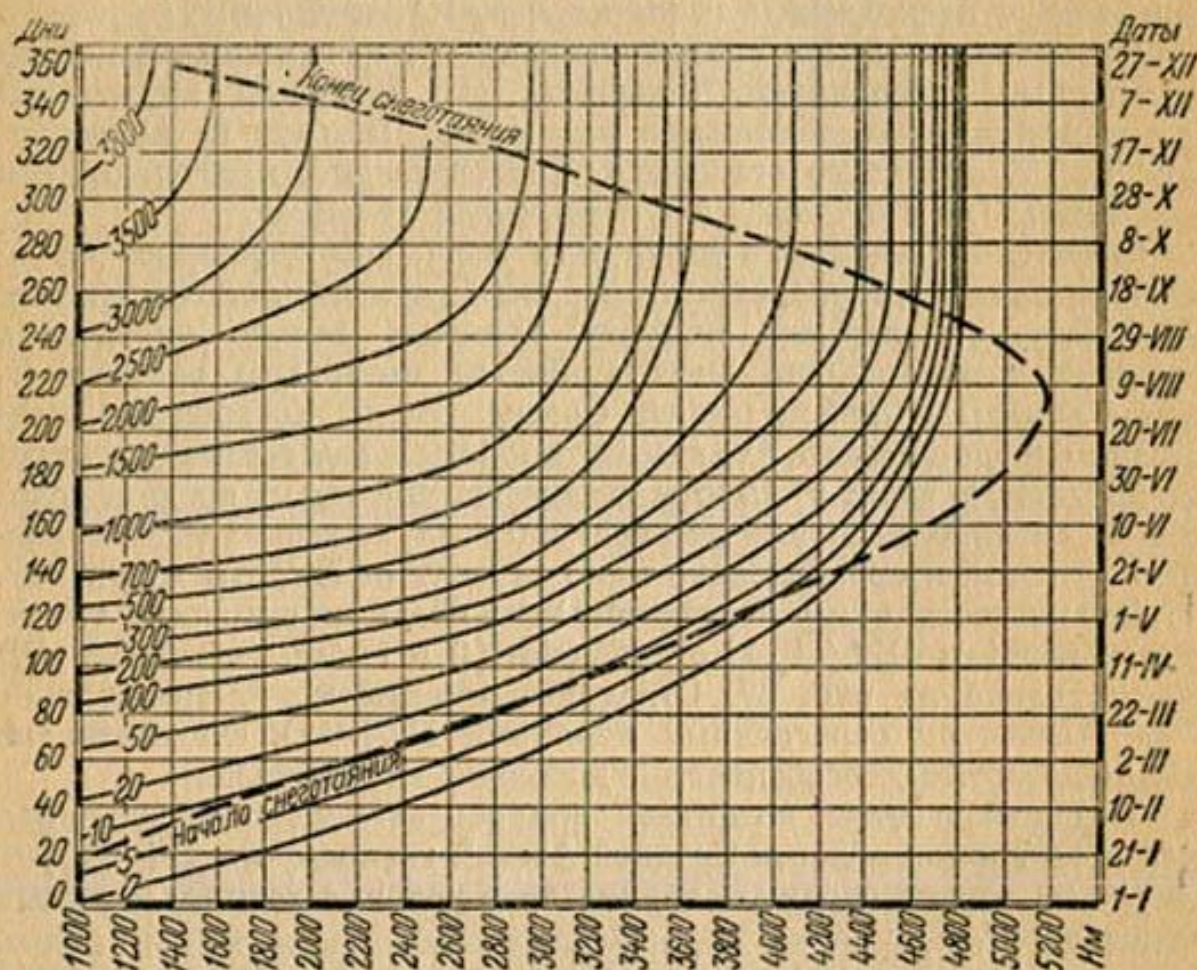


Рис. 37. Зависимость сумм положительных средних суточных температур воздуха от времени и высоты местности.

К моменту начала интенсивного снеготаяния (перехода 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 сменяющимися 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 (14), на которых

сток при средних суточных температурах воздуха менее $+5^{\circ}$ начинался на вторые—шестые сутки, причем $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$ до начала стока колебалась от 2 до $9,3^{\circ}$. Запаздывание стока в водосборах рек будет еще больше, чем на стоковых площадках. По только что изложенной причине, при определении слоя стаявшего снега или льда $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$ следует брать с момента перехода 13-часовой температуры через 0° (с момента начала интенсивного снеготаяния). На больших высотах (4 400 м и выше) положительные средние суточные температуры воздуха наблюдаются уже только после устойчивого перехода 13-часовой температуры через 0° ,

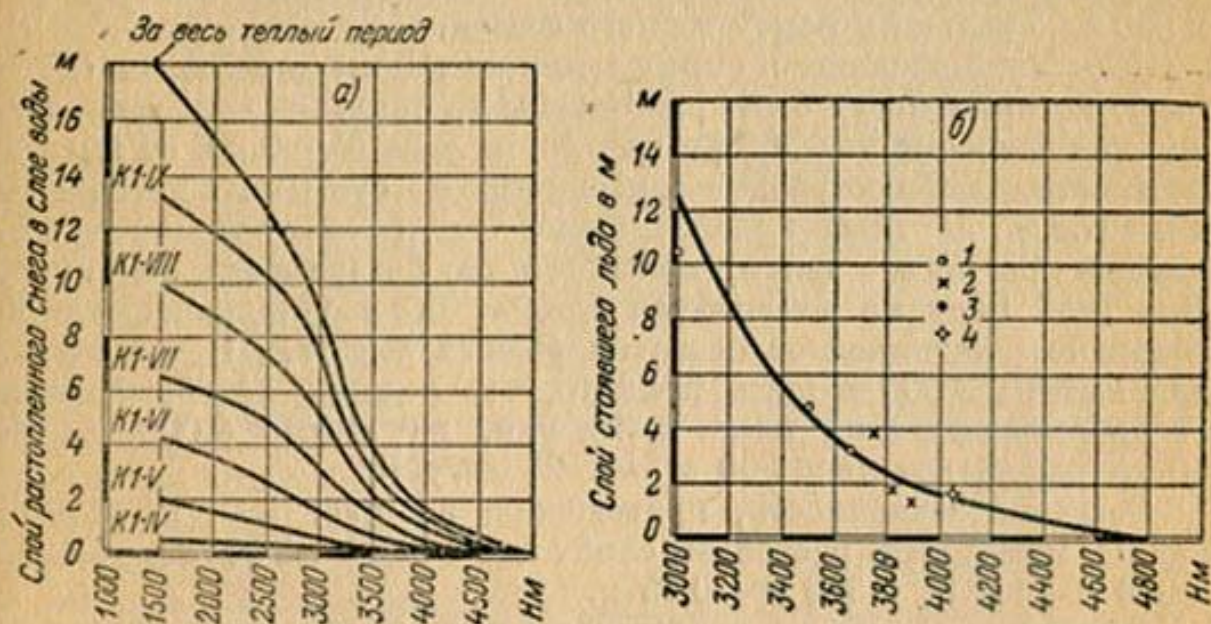


Рис. 38. Возможное стаивание снега в зависимости от времени и высоты местности (а) и стаивание льда за теплый период в зависимости от высоты (б).

1 — Ронский ледник, 2 — ледник Де-ля-Сель, 3 — ледник Туюк-су, 4 — ледник Федченко.

а на высотах 4 800 м и более дней с положительными средними суточными температурами не бывает вовсе. На этих высотах снеготаяние может идти только за счет солнечной радиации и теплообмена с атмосферой в теплую часть суток и не достигает значительной интенсивности; таяние льда при отрицательных средних суточных температурах воздуха, по имеющимся наблюдениям, не превышает 3—4 см в сутки, а снег в это время, повидимому, вовсе не дает стока в речную сеть.

Позже конца интенсивного снеготаяния (перехода 13-часовой температуры через 0° в сторону отрицательных температур) приращение $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$ или не наблюдается, или совершенно ничтожно, поэтому за пределами линий конца снеготаяния изолинии равных $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$ идут параллельно оси. Располагая зависимостью $\Sigma(+\theta_{\text{ср}}) = f_1(t, H)$ и величиной стаивания снега на каждый градус положительной температуры, можно определить, какие толщи снега (в слое воды) могут быть расто-

плены к определенным датам и к концу теплого сезона на различных высотах. Для наглядности на рис. 38а приведена зависимость $\Sigma v = f_2(t, H)$. Из рисунка видно, что на высоте 1 500 м за теплый период года может быть растоплен снег, эквивалентный 17 750 мм воды, а на высоте 4 500 м — 500 мм. Следовательно, для того, чтобы снеговая линия располагалась на высоте 4 500 м, нужно иметь годовое количество осадков не менее 500 мм. Для высоты снеговой линии в 4 000 м нужно иметь уже 1 500 мм осадков и т. д.

Снежки мощностью в 20 м на высоте 2 500 м (при плотности снега 0,50), успели бы растаять только к 1/IX а на высоте 2 850 м — только к концу теплого сезона.

Для приближенного определения толщины отдельных слоев льда, которые могут быть растоплены за теплый сезон года, выводится зависимость Σv (при плотности 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 3 000 м было принято, что ледники освобождаются от покрывающего их снега к 15 мая, на высоте 4 000 м — к 10 июля, на высоте 4 600 м — к 23 августа.

Согласно зависимости, приведенной на рис. 38б, на высоте 3 000 м может быть растоплен слой льда в 12,5 м, 3 500 м — 4,4 м, 4 000 м — 1,6 м, 4 500 м — 0,35 м.

Приведенные цифры свидетельствуют об огромном значении высоты концов ледников в поверхностной их абляции и, следовательно, в размере ледникового питания.

В заключение необходимо отметить, что подобного рода расчеты для небольших территорий (например, конкретного ледника или снежника) могут приводить к существенным ошибкам. Точность определений будет возрастать с увеличением площади, поскольку в сравнительно большом водосборе 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 мощность снежного покрова к началу снеготаяния на его различных высотных зонах, определяющая положение тыла снеготаяния.

Как это было показано в главе III, средняя водность снежного покрова на разных высотах водосбора в настоящее время неизвестна. Мы знаем только вид зависимости $v = \phi(H)$ и что чем ниже средняя высота водосбора, тем обычно больше водность снежного покрова на нижних зонах его, при сходных условиях увлажнения водосборов атмосферными осадками.

Следует заметить, что получать зависимости $v = \phi(H)$ 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 мощность снежного покрова как функция высоты может быть получена только на основе имеющихся наблюдений за стоком рек (с исключением подземного питания), путем подбора кривых зависимостей $\gamma = \psi(H)$ и, следовательно, кривых положения тыла снеготаяния, дающих наилучшее совпадение с распределением поверхностного стока во времени. 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 наблюдаемые 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 географическое распределение характеристик стока, не имеет смысла останавливаться подробно на технике исключения подземного питания, подбора кривых тыла снеготаяния и определения объемов талых вод. Ограничимся только приведе-

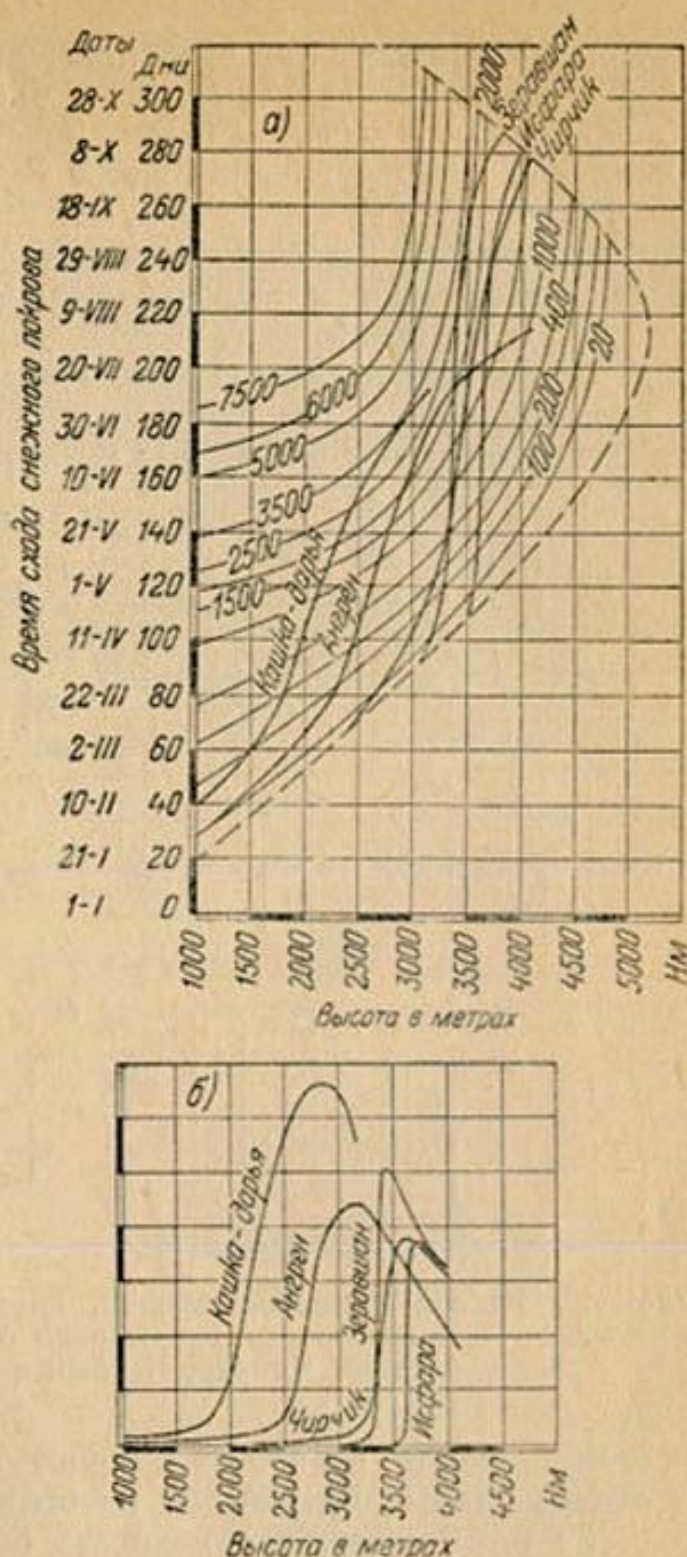


Рис. 39. Подобранные кривые тыла снеготаяния для водосборов рек Кашка-дарья, Ангрен, Чирчик, Зеравшан и Исфара (а) и зависимость водности снежного покрова от высоты в водосборах тех же рек (б).

нием подобранных кривых положения тыла снеготаяния и соответствующих им зависимостей $\gamma = \psi(H)$ для водосборов рек Кашка-дарья, Ангрен, Чирчик, Зеравшан и Исфара, охватывающих почти весь диапазон высот водосборов рек Средней Азии (рис. 39).

Рисунок 39 наглядно показывает, что кривые положения тыла снеготаяния и зависимости мощности снежного покрова от высоты местности к началу интенсивного снеготаяния имеют вид, описанный в главе III, т. е. характеризуются наибольшим

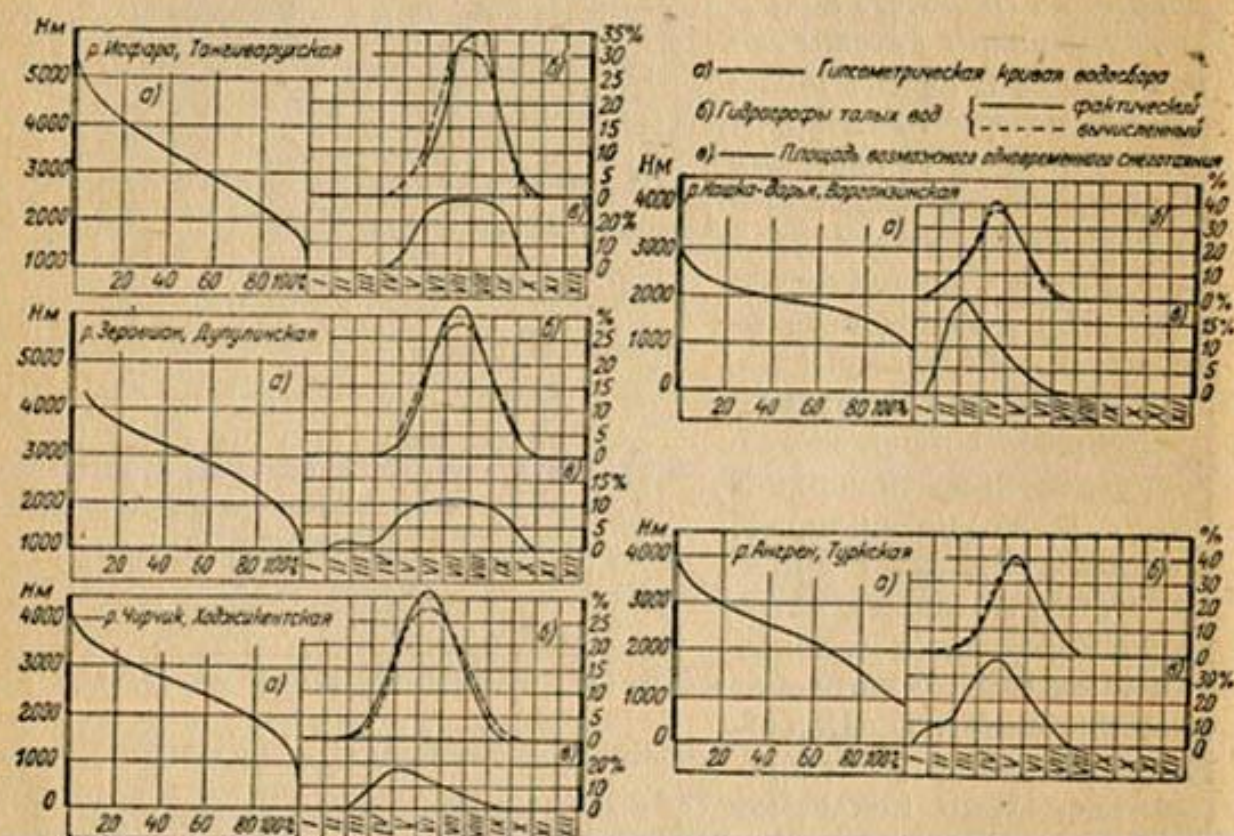


Рис. 40. Гипсометрические кривые, гидрографы талых вод и площади возможного одновременного снеготаяния в водосборах рек Исфара, Зеравшан, Чирчик, Кашка-дарья и Ангрен.

ростом водности снежного покрова в среднем диапазоне высот и отрицательным градиентом на больших отметках. Кроме того, рис. 39 показывает, что водность снежного покрова в нижних зонах водосбора тем больше, чем ниже его средняя высота, при условии, что количество выпадающих осадков в водосборах не очень резко различно. Таким образом, подобранные кривые тыла снеготаяния целиком отвечают положениям, установленным в главе III при рассмотрении зависимости водности снежного покрова от высоты местности.

На рисунке 40 даны величины месячного стока рек Кашка-дарья, Ангрен, Чирчик, Зеравшан, Исфара — фактические и вычисленные при помощи: а) приведенных на рис. 39 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 40 наглядно показывает огромную роль высотной характеристики водосбора в распределении стока на протяжении периода снеготаяния. Действительно, в наиболее низко расположенном водосборе р. Кашка-дарья 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,

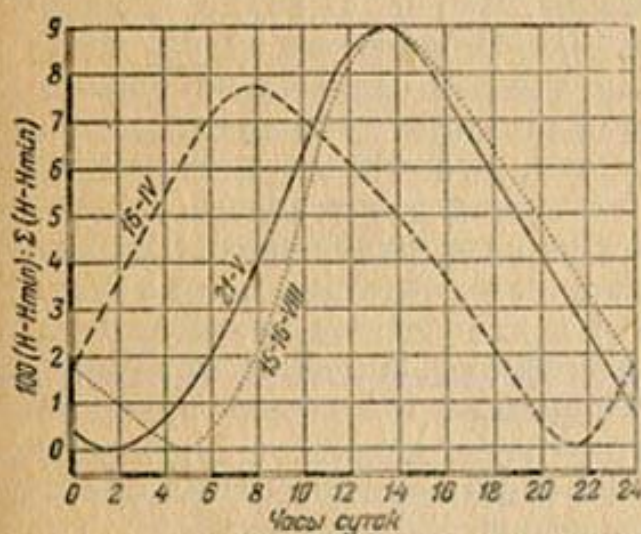


Рис. 41. Суточный ход уровней воды Кара-дарьи в 1941 г.

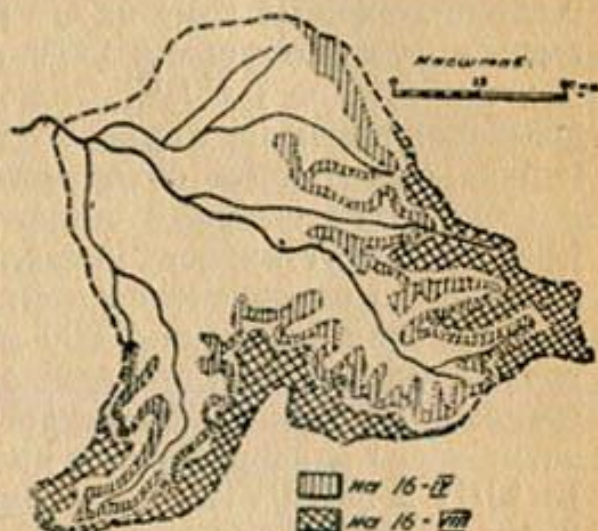


Рис. 42. Схема водосбора р. Кара-дарья с показанием площади возможного одновременного снеготаяния на 16 апреля и на 16 августа.

площади возможного одновременного снеготаяния и объем талых вод достигают максимума в июле.

С физической стороны зависимость распределения стока, на протяжении паводочного периода от высотных характеристик водосбора, в свете изложенного ясна без пояснений. Наличие подобной зависимости позволяет подойти к оценке внутригодового распределения стока в неизученных створах, исходя из распределения высот в водосборах.

Заканчивая рассмотрение формирования стока паводочного периода, следует указать, что вопрос внутригодового распределения стока нами 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 отрезки времени; б) связь между стоком и стаиванием наблюдается 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 интервалами позволяет не считаться со временем добегаания склонового (поперечного) и руслового (продольного) стока талых вод, определение которого, в особенности для склонового стока, крайне затруднительно.

Представление об изменении времени добегаания талых вод даже в таком сравнительно крупном водосборе, как водосбор р. Кара-дарья, может дать суточный ход уровней воды за 16/IV, 21/V и 16/VIII 1941 г., снятый П. М. Машуковым с лимниграммы и заимствованный нами из его работы. Из рис. 41 видно, что наивысшее стояние уровня 21/V и 16/VIII наблюдается на шесть часов позже, чем 16/IV. Столь ничтожная сдвигка во времени добегаания 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 тает быстро, и уже в середине апреля площади возможного одновременного снеготаяния располагаются на больших высотах (порядка 3 000 м) и в дальнейшем передвигаются вверх медленно и на небольшие расстояния. Это очень ярко представлено на рис. 42, на котором показаны положения площадей возможного одновременного снеготаяния в водосборе Кара-дарьи на 16/IV и на 16/VIII, установленные при помощи кривых фронта и тыла снеготаяния и гипсометрической кривой водосбора. Тыл снеготаяния 16/IV располагается на высоте около 3 000 м, а 16/VIII — на высоте 3 700 м.

Приближенная оценка внутри годового распределения стока в неизученных створах

Выше была выяснена огромная роль в распределении стока на протяжении периода снеготаяния, а следовательно, и всего года высотной характеристики водосбора. Ею определяется размер площади возможного одновременного снеготаяния во времени и интенсивность таяния снега и льда. Таким образом, мы имеем право рассматривать внутри годовое распределение стока, в первую очередь, как функцию распределения высот в водосборе. Распределение высот наиболее полно характеризуется гипсометрической кривой водосбора.

Для удобства разыскания связей гипсометрическая кривая может быть заменена средней взвешенной высотой, так как сравнительно незначительные вариации распределения высот, встречающиеся в водосборах рек Средней Азии при одной и той же средней высоте водосбора, почти не сказываются на внутри годовом распределении стока. Что касается показателей внутри годового 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, характеризующийся устойчивыми небольшими расходами, плавно снижающимися до начала снеготаяния, и отсутствием суточного хода расходов воды. Этот период лучше всего называть периодом *межень*.

2. Период паводка за счет таяния преимущественно сезонного снежного покрова. Он отличается увеличением расходов воды при наступлении устойчивых положительных температур воздуха, суточным ходом их и колебаниями в зависимости от колебаний температур. Сильные обложные дожди в нижних зонах водосборов образуют дождевые пики, накладывающиеся на паводок снеготаяния. 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 *снегового паводка*.

3. Период паводка за счет таяния преимущественно высокогорных снегов (расположенных на высотах выше 3 500—4 000 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 обычно отсутствуют. Этому периоду логичнее всего присвоить название периода *снегово-ледникового паводка*.

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 паводка. Так, межень может охватывать, с одной стороны, время с ноября по апрель (реки с наиболее высокими водосборами), а с другой, — с июля — августа до января — февраля (реки с низкими водосборами). Период снегово-ледникового паводка соответственно охватывает время с июля по сентябрь — октябрь, а у рек с низкорасположенными водосборами он отсутствует вовсе, так как на реках такого типа в это время наблюдается уже межень.

При всем разнообразии границ фазово-однородных периодов, все же представляется возможным установить наиболее характерные их даты. Таковыми являются: 1) для межени — октябрь — февраль, 2) для снегового паводка — март — июнь и 3) для снегово-ледникового паводка — 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 паводков, может неплохо характеризовать условия питания реки, а следовательно, и внутригодовое распределение стока в целом¹. С другой стороны, это отношение должно в значительной степени определяться распределением высот в водосборах, 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.

Зависимость δ и W_{VII-IX} от средних взвешенных высот водосборов для рек Средней Азии приведены на рисунках 43 и 44. Из них видно, что зависимости $\delta = f_1(H_{cp})$ и $W_{VII-IX} = f_2(H_{cp})$ выявляются отчетливо и выражаются полосами точек с угловыми коэффициентами, соответственно равными 3,30 и 2,19.

Эти зависимости могут быть представлены в виде:

$$\delta = BH_{cp}^{3,30}, \quad [1]$$

$$W_{VII-IX} = DH_{cp}^{2,19}. \quad [2]$$

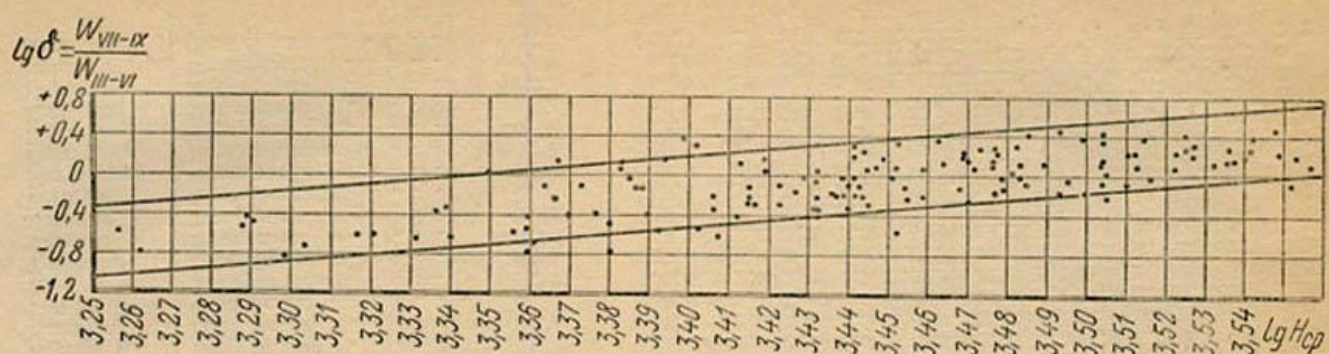
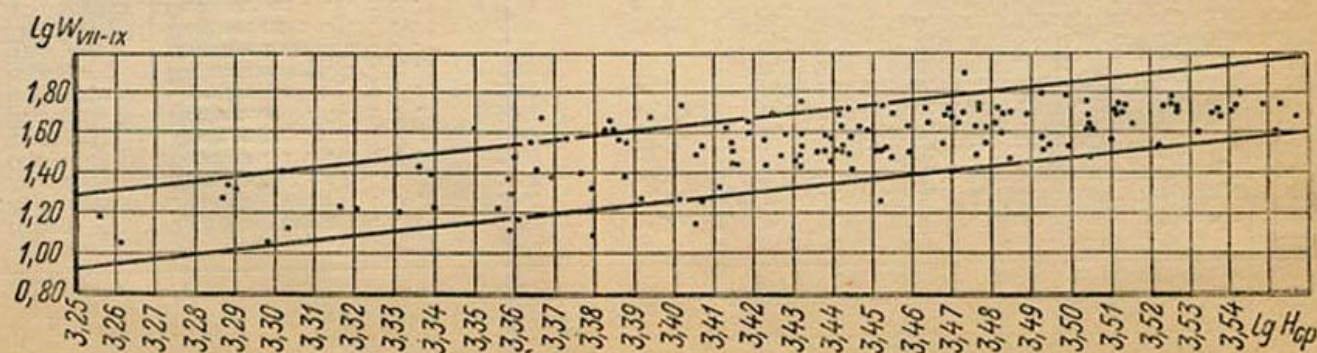
Среднее значение коэффициента B в формуле [1] равно 0,032 и коэффициента D в формуле [2] — 3,83, при выражении H_{cp} в километрах².

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 W_{VII-IX} . Эти показатели, как это было доказано 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 стока 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. 15, где приведены внутригодовое распределение стока рек, с близкими значениями

¹ У рек с низкими водосборами, у которых отсутствует фаза снегово-ледникового паводка, это отношение показывает соотношение между частью стока межени и стоком снегового паводка. В пределе оно может быть равно нулю (пересыхающие реки).

² Как эмпирические формулы, выражения [1] и [2] имеют пределы применения. Использовать их следует для водосборов с $H_{cp} = 1\,500 - 3\,800$ м и площадями более 100 кв. км.

Река	Пункт	$\delta = \frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}}$	W_{VII-IX}	Месечный сток, в % от годового											
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Исфара	Тангиварухская	2,82	61,4	2,4	2,6	2,3	2,5	5,1	11,8	25,4	24,9	11,1	5,2	3,7	3,0
Ала-медин	Ташмайновская	2,66	61,0	2,2	2,1	1,9	1,9	5,0	14,2	24,4	24,9	11,7	5,3	3,6	2,8
Ак-сай	Муяртюбинская	2,57	50,1	5,4	5,5	4,8	4,0	4,3	6,4	13,0	23,9	13,2	7,6	6,3	5,6
Сох	Сохская	2,50	60,4	2,3	2,1	2,0	2,4	6,0	13,7	25,6	23,3	11,5	5,2	3,3	2,6
Талгар	Талгарская	1,99	52,2	3,4	3,1	3,0	3,3	7,0	12,9	18,6	21,2	12,4	6,5	4,7	3,9
Иссык	Иссыкская	1,97	48,7	4,5	3,9	3,6	3,5	6,2	11,5	16,1	20,3	12,3	7,2	5,8	5,1
Кара-бура	Сарыункурская	1,92	53,6	2,7	2,3	2,3	2,5	6,1	17,0	24,8	18,8	10,0	5,5	3,9	4,1
Каракол	Каракольская	1,90	55,0	2,5	2,2	2,1	2,8	8,0	16,0	23,1	22,4	9,5	4,8	3,7	2,9
Чу	Джиларыкская	1,13	37,7	5,2	5,2	5,0	5,0	9,8	13,6	13,9	14,2	9,6	7,0	6,0	5,5
Камл-су	Кондрайская	1,14	40,8	3,9	3,9	4,0	6,3	10,5	14,8	16,3	15,1	9,4	6,4	5,1	4,3
М. Аксуйка	Семеновская	1,16	42,2	3,8	3,6	3,6	4,4	9,9	18,4	18,0	15,5	8,7	5,5	4,5	4,1
Ак-терек	Антерекская	1,17	32,3	7,6	7,0	7,5	7,2	6,4	6,5	8,0	12,9	11,4	9,6	8,4	7,5
Тургень	Тургеньская	1,19	42,3	3,9	3,7	3,5	5,1	11,4	15,4	17,3	16,2	8,8	5,9	4,7	4,1
Искем	Чарвакская	0,76	36,4	2,7	2,7	3,6	7,3	15,3	21,6	18,1	11,8	6,5	4,1	3,4	2,9
Нарын	Учкурганская	0,75	34,6	3,1	3,3	3,8	6,3	15,7	20,5	16,2	11,6	6,8	4,9	4,2	3,6
Кашка-су	Байтынская	0,74	35,3	3,1	2,5	2,5	5,6	16,5	23,0	16,4	12,1	6,8	4,4	3,7	3,4
Тар	Сталинская	0,70	34,8	2,5	2,4	2,9	6,5	19,6	21,0	17,7	11,2	5,9	4,1	3,4	2,8
Ак-су	Хавырнауская	0,72	35,6	2,5	2,8	4,7	8,6	14,1	21,9	18,7	10,6	6,3	3,9	3,1	2,8
Туполанг	Зарчубенская	0,45	27,9	1,9	2,3	4,6	11,6	21,7	23,5	15,6	8,2	4,1	2,4	2,1	2,0
Танхоз	Атчинская	0,43	26,8	2,2	2,2	3,6	8,5	21,6	28,2	16,8	6,6	3,4	2,6	2,2	2,1
Янкобаг	Татарская	0,43	26,8	1,7	1,9	2,7	8,2	23,2	28,5	16,9	6,5	3,4	2,6	2,3	2,1
Шайдан	Шайданская	0,30	18,9	3,2	3,8	6,6	16,3	22,7	16,8	9,1	5,4	4,4	4,0	4,0	4,0
Катта-уру	Коплюкская	0,30	17,9	4,4	5,0	8,3	18,4	18,2	14,9	8,3	5,3	4,3	4,2	4,3	4,4
Сангардан	Каттадаганинская	0,29	19,6	2,3	3,4	6,7	15,6	24,7	19,7	10,8	5,5	3,3	2,7	2,6	2,7
Нельди	Верхняя	0,28	18,8	2,7	2,8	3,1	7,6	30,4	25,3	9,6	5,6	3,6	3,1	3,1	3,1
Гава-сай	Багдайская	0,27	18,6	2,0	1,8	2,7	9,3	29,8	27,9	10,8	4,7	3,1	2,9	2,7	2,3
Кара-су	Аксуйская	0,27	15,0	5,7	8,0	12,8	21,4	13,7	8,2	5,6	4,7	4,7	5,1	5,0	5,1
Кульдун	Кульдунская	0,26	17,1	3,0	3,2	5,4	17,1	27,8	16,2	8,8	4,7	3,6	3,4	3,7	3,1
Ясы	Шайбекская	0,25	17,0	2,7	2,8	4,7	13,0	27,5	21,5	9,1	4,5	3,4	3,7	3,9	3,2

Рис. 43. Зависимость отношения стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь (δ) от средних высот водосборов (H_{cp}).Рис. 44. Зависимость стока за период июль—сентябрь (W_{VII-IX}) от средних высот водосборов (H_{cp}).

δ , но различными W_{VII-IX} . В самом деле, среди рек с $\delta \geq 2,5$ наибольшим подземным питанием отличается р. Ак-сай, у которой средний месячный сток не спускается ниже 4% годового стока, тогда как реки Исфара, Ала-медин и Сох характеризуются минимальными величинами месячного стока в размере 1,9—2,3% годового. Среди этих рек Ак-сай имеет наименьшее значение W_{VII-IX} .

Среди рек с $\delta = 1,90—1,99$ 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.

В заключение укажем, что определение величины месячного стока по значениям δ и W_{VII-IX} возможно также при помощи зависимостей между значением месячного стока и названными показателями внутригодового распределения его. Подобные зависимости для рек Средней Азии были получены автором.

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 в чрезвычайно сильной степени зависят от высоты местности. Если климат наиболее высоких мест горной области Средней Азии может быть поставлен в ряд с климатом самых северных районов СССР, то на нижних 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 ее на внутригодовое распределение стока выражено в меньшей степени, чем у рек Средней Азии.

Водность рек Средней Азии по отдельным сезонам и классификация рек по типу их питания

В период снегового паводка (март — июнь) реками Средней Азии выносятся от 20 до 80% всего годового стока, если не считать типичные сая, у которых сток за этот период может превышать 80%. Наибольший сток в период март — июнь наблюдается у рек с низкорасположенными водосборами (снегово-дождевого и снегового питания), у которых за это время проходит более 60% годового стока.

Наименьшим стоком в период март — июнь отличаются реки с наиболее высокими водосборами (ледниково-снегового питания). У рек этого типа сток за период снегового паводка не превышает 40 %, чаще всего укладываясь в пределы 20—30 %.

В период преимущественного таяния высокогорных снегов 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 между периодами март — июнь и июль — сентябрь отношение между стоком второго и первого периодов у рек с высокими водосборами превышает 1,0, а у некоторых рек превосходит 2,5 (реки Исфара, Сох, Аксай, Ала-медин).

За период октябрь — февраль у рек Средней Азии, за очень редкими исключениями, проходит от 10 до 25 % годового стока. Очень высоким стоком в этот период отличаются реки Ак-терек (40 %), Чу — при выходе из Кочкорской долины (34,5 %), Ат-баш (33,3 %), Ак-сай (30,5 %) и Чонкурчак, Кутурга и Шахимардан (от 29 до 30 %). Для этих рек характерно аномально высокое подземное питание.

Как уже указывалось, сток в период снегового и снегово-ледникового паводков, 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. (95).

Таблица 16

Реки и критерии, служащие для отнесения рек к тому или иному типу

Типы рек	Отношение стока за периоды VII—IX и III—VI $\xi = \frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}}$	Сток за период VII—IX, в % от годового стока W_{VII-IX}	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 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 отсутствуют вечные снега и ледники. К рекам снегово-дождевого питания были отнесены водотоки с паводками,носящими селевой характер¹.

Ввиду того, что на сток, образованный таянием, накладывается подземное питание, δ и W_{VII-IX} для рек различного типа питания не имеют совершенно четких граней 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, обычно не превышая 25%. Таким образом, даже у рек первого типа преобладания ледникового питания не наблюдается.

Это относится, конечно, к створам рек, находящимся в значительном отдалении от ледников, так как вблизи последних ледниковое питание может быть не только преобладающим, но даже подавлять все остальные.

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 были $\delta = 1,10$ и $W_{VII-IX} = 41,3\%$, т. е. в 1917 г. она уже являлась представительницей рек первого типа.

Наконец, надо иметь в виду, что предложенные критерии для отнесения рек к тому или иному типу неприменимы к равнинным участкам рек, где распределение стока подвергается мощному воздействию хозяйственной деятельности человека (см., например, рис. 26). По этой же причине в табл. 16 не были включены реки подземного питания, которые характерны для равнинной области Средней Азии.

В заключение упомянем, что (как это видно из названий типов рек) нами по возможности была сохранена привычная и, в общем, принципиально правильная 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

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».



Рис. 45₁.

Сток за период октябрь—февраль в % от годового:

1 — 8—10; 2 — 10—15; 3 — 15—20; 4 — 20—25; 5 — 25—30; 6 — свыше 30.

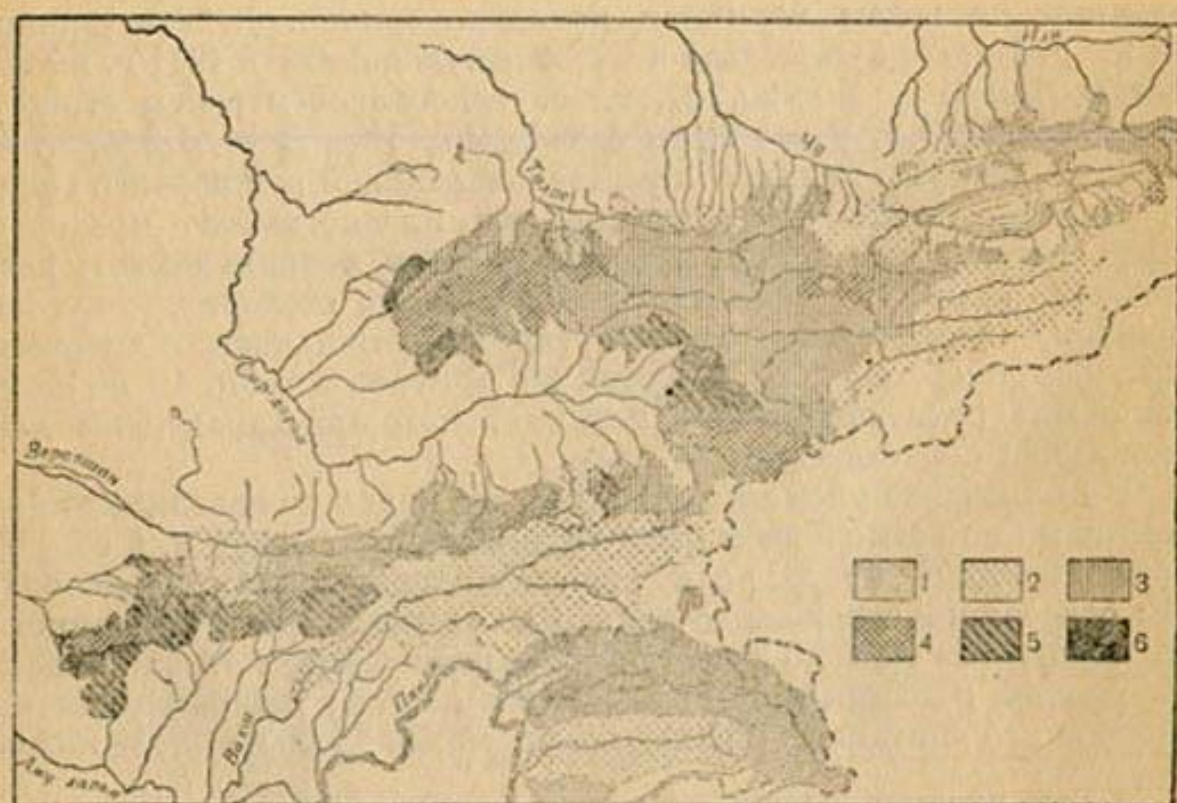


Рис. 45₂.

Сток за период март—июнь в % от годового:

1 — 19—30; 2 — 30—40; 3 — 40—50; 4 — 50—60; 5 — 60—70; 6 — свыше 70.

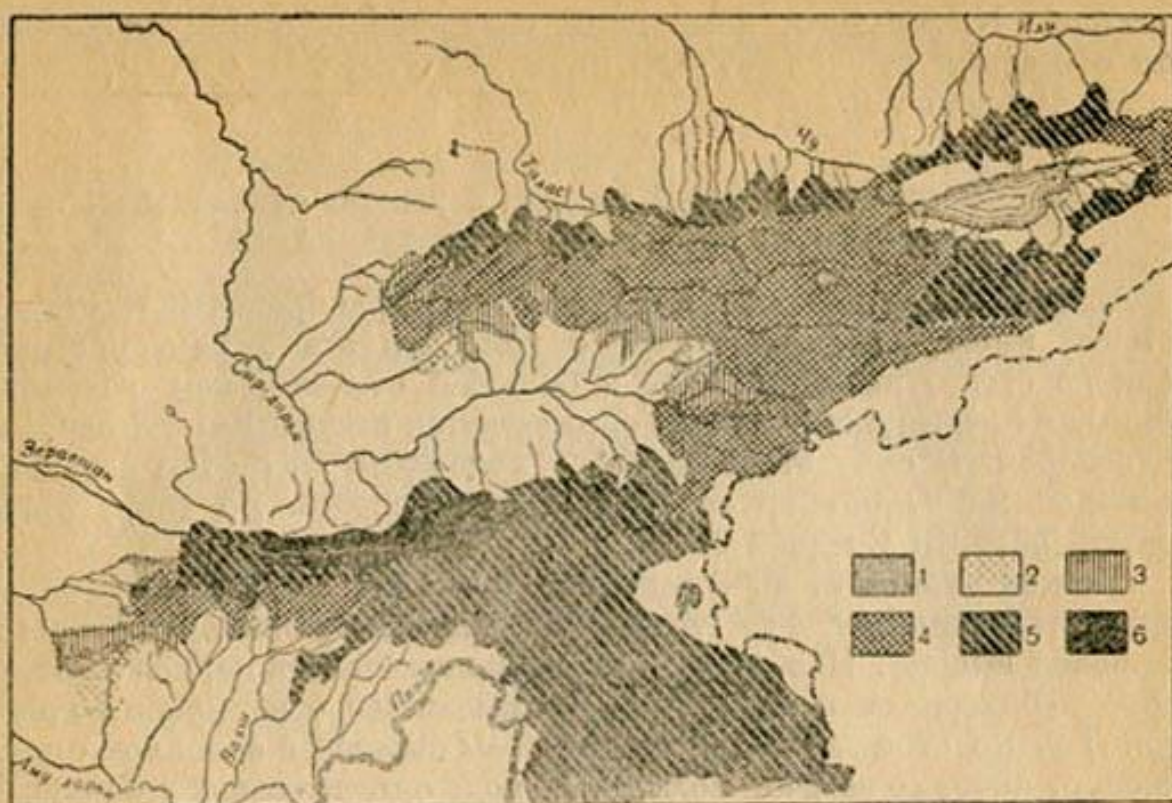
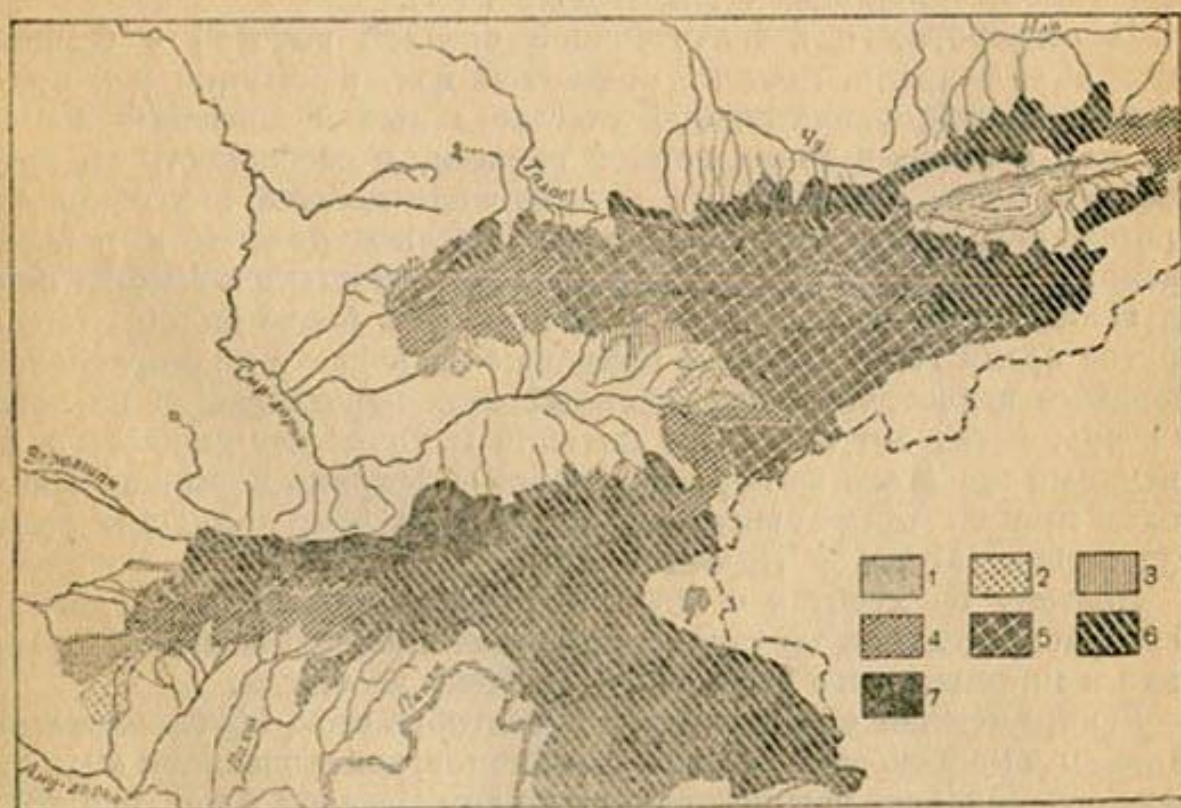


Рис. 45₃.

Сток за период июль—сентябрь в % от годового:
 1 — 3—12; 2 — 12—17; 3 — 17—25; 4 — 25—40; 5 — 40—60; 6 — свыше 60.



Отношение стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь:
 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; 7 — свыше 2,00.

Рис. 45₁₋₄. Распределение стока за периоды октябрь—февраль, март—июнь, июль—сентябрь и отношения стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь (δ) по территории Средней Азии.

питание). Кроме того, нами даны совершенно четкие критерии для отнесения рек к тому или иному типу, что не было сделано Э. М. Ольдекопом.

Распределение средней водности рек по отдельным сезонам по 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 водосборов. 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, обуславливающими величину минимального стока. Распределение стока за этот период по территории горной области в некоторой степени идентично распределению минимальных модулей стока (глава VIII).

В водосборах с незначительной средней высотой в период октябрь — февраль, помимо подземных вод, в питании рек принимают иногда 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. По этим причинам на реках с низкорасположенными водосборами минимальный сток передвигается на лето и осень, 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 хребтах с низкими высотами ожидать аналогичного распределения по территории стока в период октябрь — февраль и минимального стока можно далеко не всегда.

Реки, имеющие в период июль — сентябрь сток, обусловленный таянием высокогорных снегов и ледников, превышающий 40% от годового, наиболее распространены на юге Средней Азии (рис. 45), 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.

Существенно меньшие площади столь высокий сток занимает к северу от Ферганской долины, охватывая верховья Нарына, значительную часть бассейна озера Иссык-куль и северных склонов Киргизского хребта, Запильского и Джунгарского Ала-тау. 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, к северу же от Ферганской долины доминируют реки снегово-ледникового питания.

Распределение отношения величин стока за периоды июль — сентябрь и март — июнь аналогично распределению стока за первый период (рис. 45). Распределение стока за март — июнь (рис. 45), в общем, противоположно распределению стока за июль — сентябрь, почему на нем останавливаться не будем.

ГЛАВА VI

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

Факторы, обуславливающие изменчивость внутригодового распределения стока

Как вытекает из главы V, изменчивость внутригодового распределения стока на протяжении отдельных лет в основном определяется: а) изменчивостью размеров площади возможного одновременного снеготаяния в данные отрезки времени паводочного периода; б) колебаниями интенсивности снеготаяния в те же отрезки времени; 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 довольно хорошо характеризуется режимом температур 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 от: а) изменчивости положения фронта снеготаяния, б) изменчивости положения тыла снеготаяния и в) 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 воздуха.

Так, например, в разные годы фронт снеготаяния достигает высоты обсерватории Федченко (4 169 м) в сроки, отстоящие друг от друга на 58 суток. На метеорологической станции Тяньшань (3 672 м) устойчивый переход 13-часовой температуры через 0° имеет диапазон 40 суток, на метеорологической станции Терс (1 784 м) — 46 суток и т. д.

Для более отчетливого суждения об изменчивости положения фронта снеготаяния на рис. 46 приводятся зависимости положения фронта снеготаяния от высоты местности для крайних лет.

С этой целью на рисунке нанесены положения фронта снеготаяния не для какого-нибудь одного года, а для разных лет, отличающихся крайним положением фронта снеготаяния в данном пункте.

Однако для каждого конкретного пункта положение фронта снеготаяния за период продвижения его вверх и за период движения его вниз взято за один год. Такое выявление зависимости положения фронта снеготаяния от высоты местности отвечает, с одной стороны, существу явления, а с другой — позволяет установить весьма интересный факт, что в годы с наиболее ранним и наиболее поздним переходом температур воздуха через 0° в сторону положительных их значений отнюдь не наблюдается ранний или поздний переход температур через 0° в сторону отрицательных значений.

Более того, можно отметить, что в годы с крайними переходами температур через 0° в сторону положительных значений, переход их через 0° в сторону отрицательных значений близок во времени к среднему.

Это обстоятельство заставило дать две зависимости положения фронта снеготаяния от высоты местности:

а) для лет с наиболее ранним и наиболее поздним переходом 13-часовой температуры через 0° в сторону положительных значений и б) для лет с наиболее ранним и наиболее поздним переходом 13-часовой температуры через 0° в сторону отрицательных значений.

Следует также подчеркнуть, что наиболее ранний и наиболее поздний переходы температур воздуха через 0° осуществляется в разных пунктах, как правило, в разные годы.

Согласно зависимостям, приведенным на рис. 46, положение фронта снеготаяния в начале периода таяния в отдельные годы может отличаться более, чем на 1 000 м; к концу снеготаяния эти различия сводятся к минимуму. В отдельные годы фронт снеготаяния может достигать одной и той же высоты на 20—

50 дней позже или раньше, причем наибольший разрыв наблюдается в нижних зонах гор¹.

Изменчивость положения тыла снеготаяния. Положение тыла снеготаяния в первую очередь

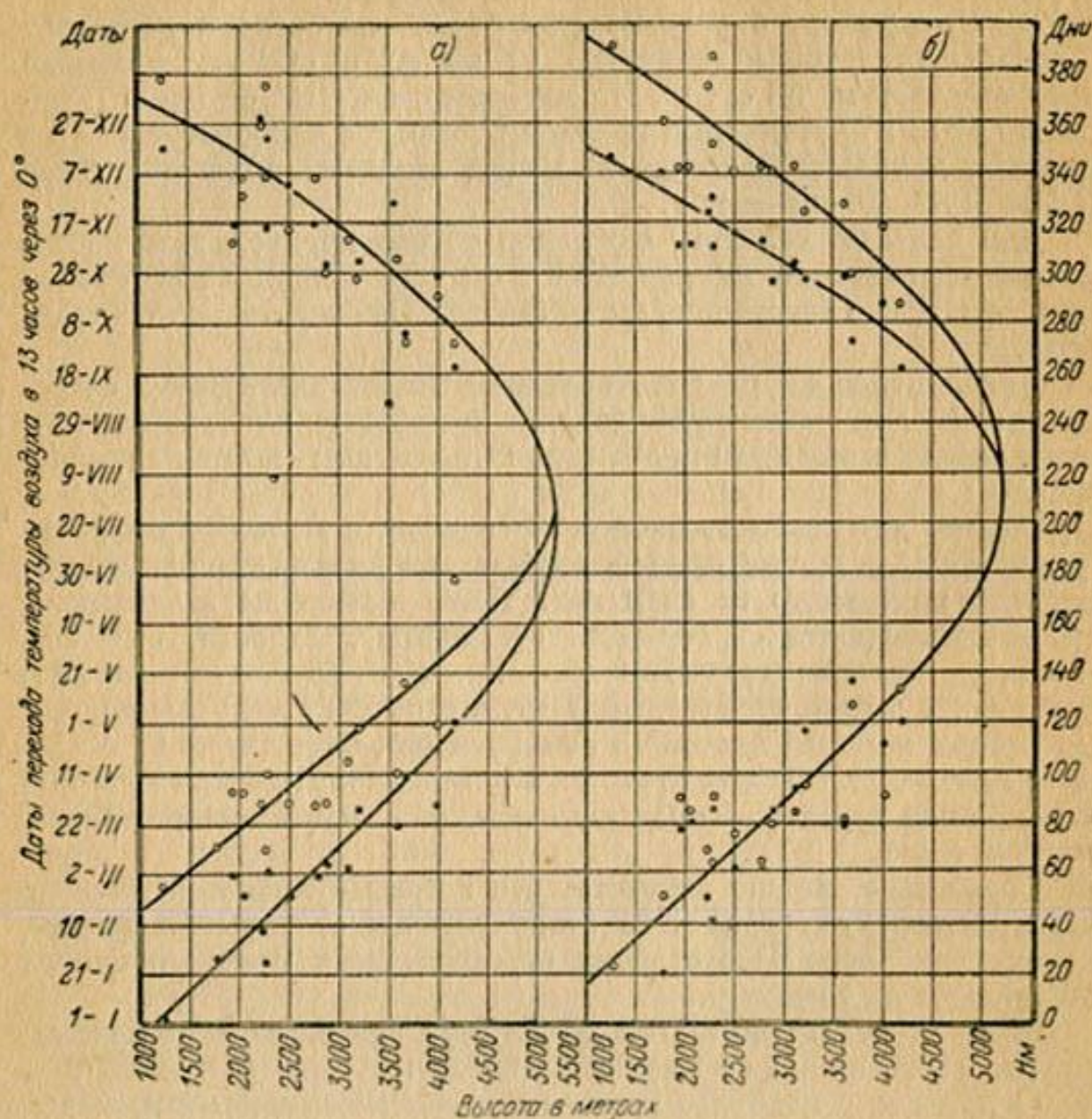


Рис. 46. Зависимость времени перехода температур воздуха в 13 часов через 0° (положение фронта снеготаяния) от высоты местности для крайних лет.

определяется водностью снежного покрова к началу интенсивного снеготаяния и термическим режимом периода 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, на

¹ Все это справедливо, если рассматривать территорию горной области в целом; отдельные пункты могут представлять исключения.

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 можно было видеть в главе V (см. рис. 28).

Действительно, при среднем термическом режиме и средней водности снега в 100 мм изменения ее на $\pm 50\%$ 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 в 1 000 мм эта разница в положении тыла снеготаяния к 1/V превышает 1 000 м, а к 1/VIII равна 400 м.

Таким образом, при изменении водности снежного покрова на $\pm 50\%$ от среднего значения влияние ее на положение тыла снеготаяния может иногда превышать роль изменчивости термиче-
мики, 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 в водосборе Гава-сая в высотной зоне 1 400—1 600 м оказался равным 0,47, а в высотной зоне 2 000—2 200 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 мощности снежного покрова по отдельным годам не оказывает влияния на распределение 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, обуславливает меньшую изменчивость годового стока и стока за период июль—сентябрь у рек, в водосборах

которых высокогорные зоны получают значительное распространение.

Для суждения о влиянии термики на положение тыла снеготаяния приводим зависимость его от высоты местности и водности снежного покрова для 1935 и 1941 гг. (рис. 47). Первый

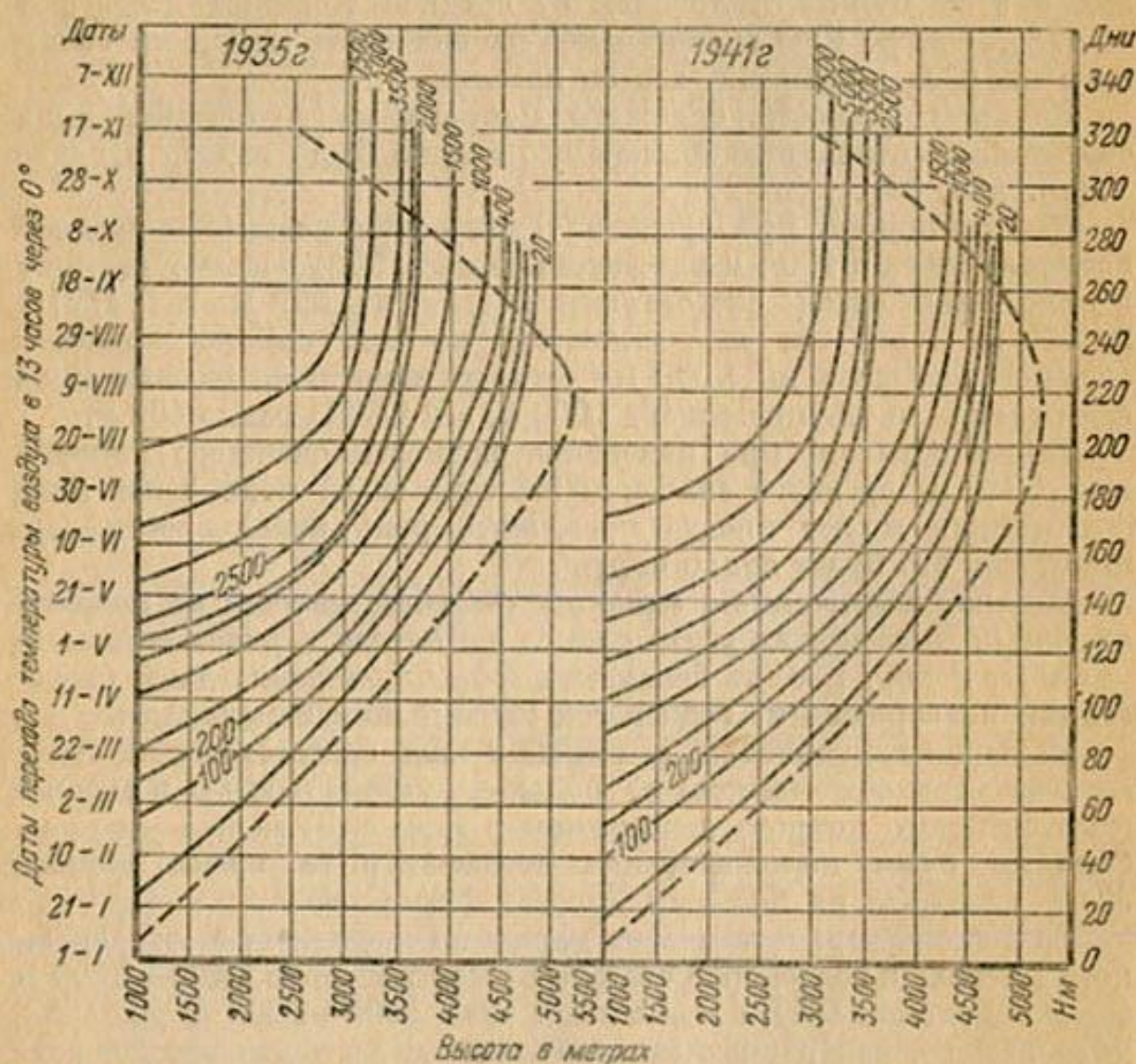


Рис. 47. Зависимость времени схода снежного покрова (положения тыла снеготаяния) от его мощности (в слое воды) и высоты местности для крайних лет.

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.

Нужно подчеркнуть некоторую условность данной выше характеристики этих лет, так как вследствие асинхронности и различной амплитуды колебаний температур воздуха по территории горной области Средней Азии упомянутые годы не во всех пунктах отличались ранним или поздним переходом температур воздуха через 0° . Кроме того, наибольшие суммы поло-

жительных температур в разные отрезки времени наблюдаются обычно в разные годы.

Согласно приведенным зависимостям, тыл снеготаяния в 1935 г. достигал на 10—20 дней позже тех же высот, что и в 1941 г. В отдельные периоды года и при некоторых водностах снежного покрова тыл снеготаяния в 1941 г. опережал тыл снеготаяния в 1935 г. более, чем на 20 дней. 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 и менее метров.

В результате совместного действия изменчивости запасов воды в снежном покрове к моменту начала снеготаяния и вариаций $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$, положение тыла снеготаяния в отдельные годы изменяется в широких пределах — округленно от одного до двух месяцев.

Действительно, устойчивый сход снежного покрова на обсерватории Федченко на высоте 4 169 м осуществляется на 46 суток раньше или позже, на метеорологической станции Тамынген ($H = 3\ 100$ м) — на 62 суток, на метеорологической станции Чаткал ($H = 1\ 938$ м) на 30 суток и т. д.

Изменчивость сумм положительных температур. Суммой положительных температур воздуха, как уже не раз указывалось, достаточно хорошо определяется количество стаявшего снега и льда, при условии ограничения задачи сравнительно протяженными отрезками времени. В силу этого суммой положительных температур обуславливается, наряду с размером площади возможного одновременного снеготаяния, объем талых вод, поступающих на водосбор, а также в значительной мере положение тыла снеготаяния.

Интенсивность снеготаяния — один из основных элементов, определяющих поступление талых вод на водосбор — является функцией не только изменчивости $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$ на определенных высотных зонах, но и запасов воды в снеге, так как в многоснежные годы площадь 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 $\Sigma(+\theta_{\text{ср}}) = f_1(t, H)$, построенные для характерных лет — 1935 и 1941 гг. (рис. 48).

Согласно этим зависимостям, в начале периода снеготаяния те же суммы положительных температур в 1941 г. набираются на высотах, превышающих таковые в 1935 г. до 700 м; в середине периода снеготаяния эта разница составляет уже 200—300 м, а в конце падает до 100 и менее метров. Таким образом, мы можем констатировать меньшую изменчивость $\Sigma(+\theta_{\text{ср}})$ на больших высотах.

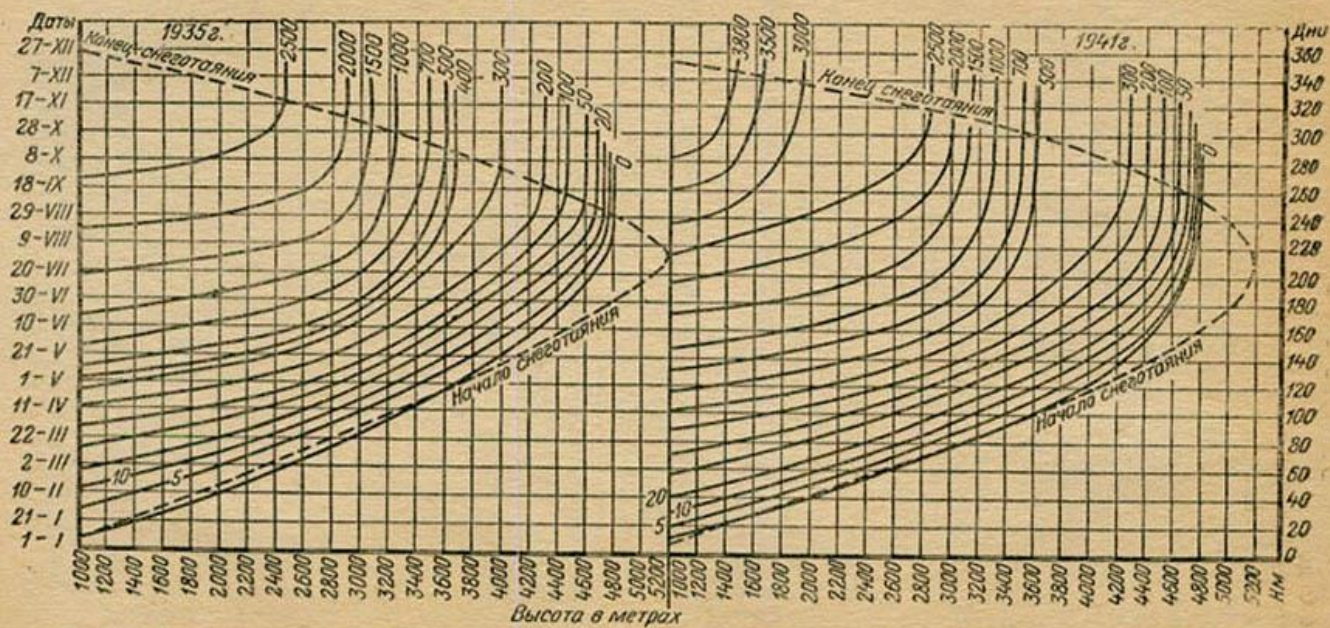


Рис. 48. Зависимость сумм положительных средних суточных температур от времени и высоты местности для крайних лет.

Здесь будет уместно указать вообще на *большую устойчивость термического режима периода июль—сентябрь* (периода таяния снега и льда на высотах, во всяком случае превышающих 3 000 м) по сравнению с периодом март—июнь, вытекающую из особенностей синоптических процессов этих периодов. В самом деле, на обсерватории Федченко коэффициент вариации $^1 \Sigma(+\theta_{cp})$ за период июль—сентябрь равен 0,14, а за период март—июнь—0,77, для метеорологической станции Сары-таш ($H = 3\,270$ м) соответственно имеем 0,073 и 0,18 и для метеорологической станции Ангрен ($H = 2\,288$ м)—0,044 и 0,13.

Изменчивость площадей возможного одновременного снеготаяния и интенсивности таяния. Приведенные выше зависимости позволяют оценить влияние мощности снежного покрова и особенностей термики на размер площади одновременного снеготаяния и его интенсивность, а, следовательно, и на распределение объемов талых вод внутри паводочного периода.

Для анализа влияния мощности снежного покрова на размер площади и интенсивность снеготаяния мы видоизменяли подобранные в главе V кривые положения тыла снеготаяния, принимая, что водность снежного покрова на всех высотных зонах водосбора изменяется в пределах $\pm 50\%$ от среднего ее значения (указанный размах водности снежного покрова наиболее характерен). Положение фронта снеготаяния и $\Sigma(+\theta_{cp})$, зависящие от термических особенностей отдельных лет, принимались средними за период наблюдений. Таким путем исключалось влияние термики.

Произведенные описанным в главе V методом подсчета площадей возможного одновременного снеготаяния и его интенсивности 2 показали, что в многоснежные годы (с водностью снежного покрова на $+50\%$ выше средней) снеготаяние в водосборах рек одновременно охватывает значительно (на 15—40%) большие площади, 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 (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 (рис. 49).

1 Уменьшение изменчивости $\Sigma(+\theta_{cp})$ со снижением высот объясняется ростом сумм положительных температур воздуха.

2 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.

Оставляя среднюю мощность снежного покрова, но меняя условия термического режима, можно проследить влияние термики на размер площади и интенсивность снеготаяния. Кратко это влияние можно сформулировать следующим образом (рис. 49):

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. Сдвигка 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. Эта разница уменьшается с ростом средней взвешенной высоты водосбора.

В годы с ранней весной в низкорасположенных бассейнах с незначительной амплитудой высот одновременным снеготаянием может быть охвачено более 70% всей площади водосбора (например, р. Кашка-дарья).

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 наибольших размеров достигает обычно в 1 декаде июня — 1 декаде июля; в годы с поздней весной максимум снеготаяния приходится на 3 декаду июня — 3 декаду июля.

Ранние сроки максимума таяния относятся к низкорасположенным водосборам, а поздние — к водосборам с большими средними взвешенными высотами.

Изменчивость распределения поверхностного стока на протяжении паводочного периода. Зная влияние мощности снежного покрова и особенностей термики на размеры площади одновременного снеготаяния и интенсивность таяния, легко установить воздействие этих факторов и на распределение стока на протяжении паводочного периода. Для наглядности гидрографы поверхностного стока в годы малоснежные, многоснежные, с ранней и поздней весной представлены на рис. 49.

Из этого рисунка видно, что в годы с ранней и поздней весной происходит в основном сдвигка гидрографа во времени; форма гидрографа и наибольшая его относительная ордината подвержены сравнительно малым изменениям.

Наоборот, мощность снежного покрова оказывает большое влияние на форму гидрографа: в малоснежные годы увеличивается максимальная относительная ордината гидрографа и уменьшается продолжительность паводка, в силу чего гидрограф при-

обретает более резкие очертания. В водосборах с большой средней высотой влияние мощности снежного покрова на форму гидрографа поверхностного стока значительно меньше.

Совместное, в различных сочетаниях, влияние мощности снежного покрова и термики на распределение стока паводочного периода показано на примере трех рек с различными условиями питания (рис. 50). 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

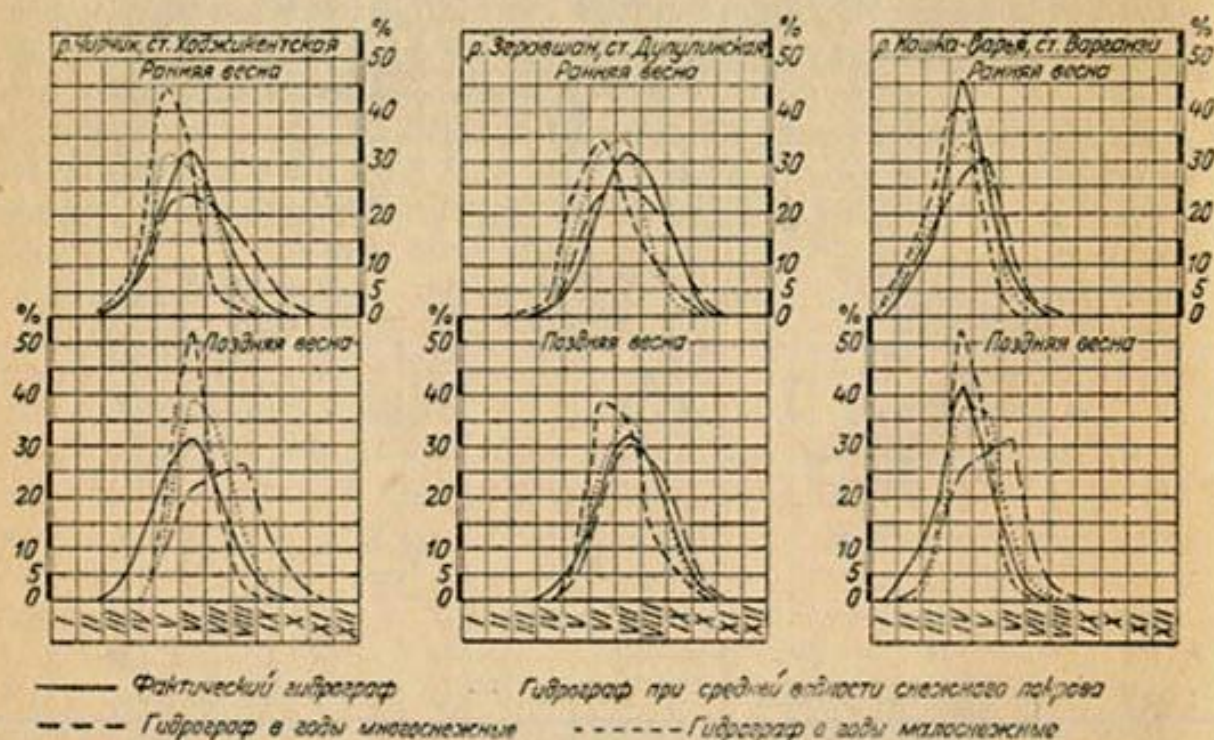


Рис. 50. Гидрографы талых вод рр. Чирчик, Жетисай и Кашка-дарья при различных сочетаниях термического режима и водности снежного покрова.

влияния запасов снега в горах и термики на форму гидрографа поверхностного стока.

При указанных сочетаниях термики и мощности снежного покрова имеют место и крайние значения относительной максимальной ординаты и продолжительности паводка (наибольшая ордината и наименьшая продолжительность в годы малоснежные и с поздней весной). Наиболее ранняя концентрация 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 несколько остановиться на изменчивости по отдельным годам условий стекания талых вод по склонам и речной сети водосбора,

трансформирующих гидрограф поступления талых вод в гидрограф стока¹.

Среди факторов, влияющих на условия стекания талых вод, одно из главных мест занимает водопроницаемость почво-грунтов, играющая, как известно, огромную роль в условиях равнинных пространств СССР. Именно этот фактор в значительной степени определяет соотношение между поверхностным, почвенным и подземным стоком, а следовательно, в существенной мере и продолжительность паводка, максимальную его ординату и отчасти величину безвозвратных потерь (см. работы 101, 102, 104).

На территории горной области Средней Азии водопроницаемость почво-грунтов играет значительно меньшую роль вследствие длительности периода таяния снега и льда и больших скоростей почвенного и некоторых видов подземного стока².

Вследствие длительности периода таяния снега и льда, высокой расчлененности рельефа и сравнительно малой изменчивости в пространстве площадей одновременного снеготаяния в период наиболее интенсивного таяния снега в водосборе, влияние на внутригодовое распределение стока изменчивости по отдельным годам условий регулирования талых вод снежным покровом и на поверхности водосбора в условиях Средней Азии также меньше, чем в условиях европейской части СССР.

Наконец, по причине малого развития поймы и компактности русел в пределах горной области изменчивость по отдельным годам аккумулярующей способности поймы и русел, так же как и изменчивость скоростей добегания, вследствие их большой величины и относительного постоянства в пространстве площадей одновременного снеготаяния, не могут играть существенной роли в формировании формы гидрографа и продолжительности паводка.

Косвенным подтверждением сказанного является факт отсутствия связи между продолжительностью паводка и длиной реки в условиях Средней Азии — в то время как на равнинной территории европейской части СССР эта связь четко выражена. Действительно, например, продолжительность паводка на р. Нарын оказывается одинаковой с продолжительностью паводка на р. Сох, значительно меньшей по протяженности чем р. Нарын. Более детально это видно на рис. 51, на котором показана продолжительность паводка в зависимости от длины реки. Отсутствие такой связи вполне понятно, так как основным фактором, определяющим продолжительность паводка на территории

¹ Такие факторы, как рельеф, растительный покров, уклоны и условия шероховатости почвы и речной сети, медленно изменяющиеся во времени, здесь не рассматриваются.

² Длительность снеготаяния в водосборах рек Средней Азии позволяет рассматривать распределение стока по крупным отрезкам времени, что и делается нами. В этом же случае влияние факторов, трансформирующих гидрограф поступления талых вод в гидрограф стока, резко снижается.

Средней Азии является продолжительность периода интенсивного снеготаяния в водосборе реки. Именно поэтому наименьшей продолжительностью паводка отличаются реки, питающиеся с низких зон горной области, в особенности типичные саяны, хотя протяженность их иногда много больше, чем небольших рек ледниково-снегового питания.

Единственным элементом, который может оказывать заметное влияние на распределение стока паводочного и тем самым меженивого периодов, при ограничении задачи крупными интервалами времени, остаются, таким образом, *безвозвратные потери талых вод*, изменяющиеся как по своей суммарной величине, так и на протяжении паводочного периода.

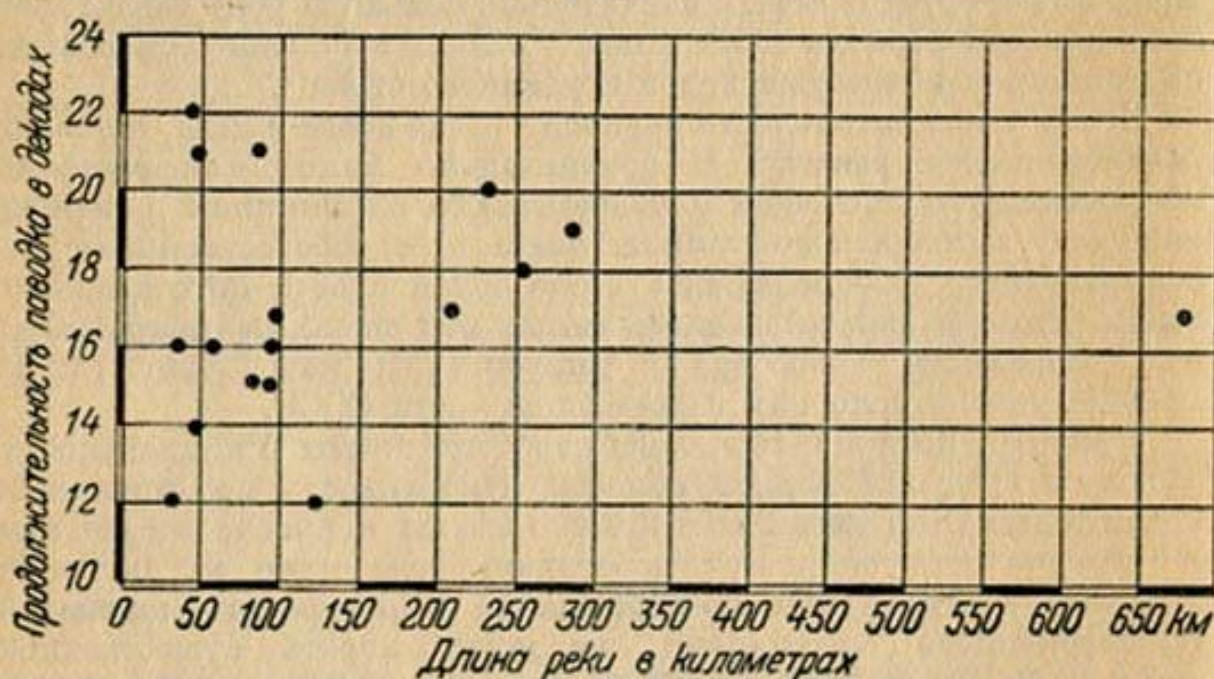


Рис. 51. Зависимость продолжительности паводка от длины реки.

Для суждения о роли безвозвратных потерь в изменчивости внутригодового распределения стока у нас пока нет никаких данных, так как для этой цели нужно иметь сведения о запасах воды в снеге к моменту его таяния. Рассчитывать в ближайшее время на получение таких сведений для водосборов со сколь угодно значительными площадями не приходится вследствие крайней неравномерности залегания снежного покрова в горах и трудоемкости снегомерных съемок в горных условиях.

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 реальных лет

Выше было отвлеченно рассмотрено влияние мощности снежного покрова и термички на внутригодовое распределение стока. В частности принималось, что мощность 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 приведением табл. 17 с данными о средней водности снежного покрова на конец февраля по отдельным высотным зонам водосбора р. Гава-сай (по данным И. Мосносова (103)).

Таблица 17

Зоны	Водность снежного покрова в мм							Сред- ний за весь период
	на конец февраля за годы							
	1928	1929	1931	1932	1933	1934	1935	
1 400—1 600	11	65	49	33	97	61	63	54
1 600—1 800	52	93	54	48	67	102	60	68
1 800—2 000	117	103	72	70	51	130	80	89
2 000—2 200	139	95	94	73	52	145	90	98
Средняя	80	89	67	56	67	110	73	77

Из таблицы 17 вытекает, что распределение снежного покрова по высотным зонам каждый год бывает различным. Так, например, в 1928 г. водность снежного покрова в интервале высот 1 400—1 800 м была ниже средней, а на высотах 1 800—2 200 м выше; в 1929 г. наоборот, в нижних зонах водность снежного покрова была выше средней, а в зоне 2 000—2 200 м — несколько ниже; в 1933 г. с ростом высот наблюдалось даже уменьшение водности снежного покрова, тогда как обычно с высотой она увеличивается.

Даже в наиболее многоводный — 1934 г. — и наиболее мало-

водный — 1932 г., — 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% от средней. В маловодный 1932 г. водность снежного покрова по отдельным высотным зонам колебалась между 61 и 79% от средней.

То же можно сказать и в отношении термики. Действительно, ранний переход 13-часовой температуры через 0° может наблюдаться не во всех высотных зонах водосбора. Так, например, в 1935 г., характеризующемся поздним прохождением паводков, на метеорологических станциях Федченко, Кара-куль, Тянь-шань, Мургаб (Памир), Сары-таш, 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 Кара-куджур, Алтын-мазар, Дехауз, Искандер-куль, Хейрабад, Нарын, Терс и Пскем — в более ранние (от 2 до 20 суток).

В 1937 г. фронт снеготаяния достиг метеорологических станций Федченко, Кара-куль, Тянь-шань, Сары-таш, Кара-куджур, Дехауз, Ангрен и Нарын позже, чем в среднем, а метеорологических станций Мургаб, Тамынген, Алтын-мазар, Искандер-куль, 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° наблюдался позже среднего срока, а приращение $\Sigma(+\theta_{cp})$ 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 $\Sigma(+\theta_{cp})$ сильно отставало от обычного.

В период интенсивного снеготаяния в один и тот же год приращение $\Sigma(+\theta_{cp})$ 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 термикой 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 $\Sigma(+\theta_{cp})$ и ранним переходом температур через 0° . Очень

водоносный 1934 г. отличался на большей части Средней Азии поздним переходом температур воздуха через 0° и т. д.

Таким образом, в 1941 г. повышенные запасы снега в горах обуславливали концентрирование стока в более поздние сроки, а термика — в более ранние. Однако влияние термики 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 термика действовали согласованно и способствовали концентрации стока в более позднее время.

Такие примеры согласованного и диаметрально противоположного воздействия термики и снежного покрова на внутригодовое распределение стока легко умножить, в особенности, если рассматривать не Среднюю Азию в целом, а отдельные водосборы.

Описанная выше асинхронность колебаний водности снежного покрова и термики по территории горной области Средней Азии сильно осложняет построение гидрографов по отдельным годам. Для получения их необходимо располагать описанными выше зависимостями для отдельных лет и (что сложнее всего) в ряде случаев — для отдельных водосборов, ввиду асинхронности колебаний снежного покрова и температур воздуха по рассматриваемой территории. 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, термики 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 реальные годы фронт снеготаяния движется вверх не равномерно, а скачкообразно, причем в отдельные отрезки времени он может даже опускаться (похолодания).

Наконец, внутригодовое распределение стока может в отдельные отрезки времени до некоторой степени искажаться выпадающими осадками, которые снижают интенсивность снеготаяния при выпадении их в твердом виде и способствуют стоку талых вод, если они выпадают в виде дождей.

Все это осложняет установление влияния основных факторов

(водности снежного покрова и термике) на распределение стока внутри отдельных лет. Это особенно справедливо в отношении влияния водности снежного покрова или (что то же) водоносности года на распределение стока внутри него. Вопрос о связи между водоносностью и распределением стока на протяжении 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 свой особый, только им присущий, режим или если бы связь между водоносностью года и внутригодовым распределением стока отсутствовала.

Ввиду большой важности этого вопроса остановимся на нем подробнее.

В 1942 г. автор работы, рассматривая зависимость внутригодового распределения стока от водоносности года, пришел в общем к отрицательным выводам, т. е. констатировал, как правило, отсутствие такой зависимости.

При определении зависимости внутригодового распределения стока от водоносности года приходится рассматривать несколько элементов распределения стока. Остановимся прежде всего на связи между временем прохождения максимальных расходов и началом паводка, с одной стороны, и водоносностью года, — с другой.

Сопоставляя даты максимальных средних декадных расходов воды¹ 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 водоносностью данного года не обнаруживается*. Можно только констатировать, что у рек снегово-ледникового и снегового питания относительно более ранние даты чаще встречаются в годы маловодные. 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 З. В. Джорджио находится в соответствии с приведенным анализом 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, как это было видно из рис. 49.

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.

Что касается *дат начала повышения расходов воды* (начала паводка), то здесь З. В. 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 паводка (рис. 49). Переход температур через 0° может наступить в более ранние или более поздние сроки, независимо от степени водоносности года, поэтому начало повышения расходов воды в реках и не должно зависеть от последней.

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 водоносностью отдельных лет и *стоком за период март—июнь*, можно отметить отсутствие какой-либо четко выраженной зависимости между этими переменными. Очень часто близкие значения стока за указанный период встречаются в годы и многоводные и маловодные.

В качестве примера приводим рис. 52, на котором представлены зависимости между модульными коэффициентами годового стока и стоком за период март—июнь (выраженным в процентах от годового стока) типичных рек Средней Азии.

То же можно сказать и в отношении *стока за период июль—сентябрь* (рис. 53.) Следует только отметить слабую тенденцию к росту стока за июль—сентябрь с ростом водоносности у рек Падша-ата, Кугарт и Ангрен.

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. 18). К многоводным годам были отнесены годы со стоком, превышающим нормальный более, чем на $\frac{1}{2}$ среднего квадратического отклонения годового стока. Равным образом к маловодным годам были отнесены годы со стоком, который был ниже нормального более чем на $\frac{1}{2}$ 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 $\pm 10\%$ от среднего стока за этот период, полученного за весь период наблюдений.

Рена	Пункты	Средний сток	Число лет	Месячный сток в % от годового																Σ
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	III-VI	VII-IX	X-III		
				5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Исфара	Тангиварух-ская	За многов. годы .	2	2,1	2,0	1,9	2,4	6,3	13,6	26,5	24,7	10,9	4,2	3,0	2,4	24,2	62,1	13,7	2,57	
		За все годы . . .	16	2,4	2,6	2,3	2,5	5,1	11,8	25,4	24,9	11,1	5,2	3,7	3,0	21,7	61,4	16,9	2,82	
		За малов. годы .	5	2,9	2,6	2,4	2,3	3,9	11,3	25,3	25,9	10,7	5,5	4,0	3,2	19,9	61,9	18,2	3,11	
Сох	Сохская	За многов. годы .	5	2,1	2,0	2,0	2,4	6,4	15,3	27,3	21,8	11,0	4,5	2,9	2,3	26,1	60,1	13,8	2,30	
		За все годы . . .	19	2,2	2,1	2,0	2,4	5,6	13,9	25,2	23,6	11,8	5,3	3,3	2,6	23,9	60,6	15,5	2,58	
		За малов. годы .	7	2,2	2,2	2,1	2,4	5,3	12,2	25,8	24,8	11,2	5,5	3,5	2,8	22,0	61,8	16,2	2,81	
Зеравшан	Дупулинская	За многов. годы .	8	2,0	1,8	1,9	2,9	8,5	19,5	24,6	19,7	10,1	4,1	2,7	2,2	32,8	54,4	12,8	1,66	
		За все годы . . .	30	2,1	1,9	1,9	2,6	7,6	18,3	24,8	20,5	10,4	4,5	3,0	2,4	30,4	55,7	13,9	1,84	
		За малов. годы .	9	2,3	2,0	1,9	2,5	7,3	16,7	24,6	20,9	10,9	5,0	3,3	2,6	28,4	56,4	15,2	1,98	
Шахмардан	Пульганская	За многов. годы .	7	5,2	4,9	4,7	4,4	7,4	12,4	17,2	14,8	9,6	7,2	6,3	5,9	28,9	41,6	29,5	1,44	
		За все годы . . .	19	5,5	5,2	4,9	4,7	6,9	12,1	16,8	15,0	9,7	7,2	6,2	5,8	28,6	41,5	29,9	1,45	
		За малов. воды .	7	5,8	5,4	5,0	4,7	6,2	12,1	16,3	15,3	9,8	7,2	6,4	5,8	28,0	41,4	30,6	1,48	
Исфайрам	Учкурганская	За многов. годы .	6	4,2	3,8	3,5	3,9	9,2	15,9	20,2	14,2	9,0	6,1	5,3	4,7	32,5	43,4	24,1	1,34	
		За все годы . . .	20	4,4	4,1	3,8	4,0	7,9	15,3	19,2	15,0	9,4	6,5	5,5	4,9	31,0	43,6	25,4	1,41	
		За малов. годы .	6	4,9	4,4	4,2	4,2	7,1	13,1	18,4	16,3	10,1	6,7	5,6	5,0	28,6	44,8	26,6	1,57	
Падша-ата	Падшаатинская	За многов. годы .	5	2,4	2,1	2,5	6,4	16,2	24,7	21,3	9,6	5,4	3,7	3,1	2,6	49,8	36,3	13,9	0,73	
		За все годы . . .	20	2,9	2,5	3,1	7,4	18,8	21,5	17,0	9,7	6,0	4,3	3,6	3,2	50,8	32,7	16,5	0,64	
		За малов. годы .	8	3,1	2,7	3,2	7,4	19,3	21,1	15,5	9,5	6,2	4,6	3,9	3,5	51,0	31,2	17,8	0,61	
Чирчик	Ходжикентская	За многов. годы .	10	2,3	2,3	3,9	10,4	17,8	22,7	16,9	9,5	5,2	3,6	2,9	2,5	54,8	31,6	13,6	0,58	
		За все годы . . .	34	2,7	2,6	3,8	9,5	17,3	22,1	16,5	9,7	5,5	4,0	3,4	2,9	52,7	31,7	15,6	0,60	
		За малов. годы .	12	3,2	3,1	3,8	8,5	17,4	20,7	15,2	9,8	6,0	4,6	4,2	3,5	50,4	31,0	18,6	0,62	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Кара-дарья	Кампыррават-ская	За многов. годы .	5	2,1	2,2	2,9	8,6	18,5	24,5	16,6	9,3	5,2	4,0	3,4	2,7	54,5	31,1	14,4	0,57
		За все годы . . .	23	2,9	2,9	3,8	8,8	18,3	21,4	15,2	9,1	5,5	4,6	4,1	3,4	52,3	29,8	17,9	0,57
		За малов. годы .	7	4,2	4,1	4,5	8,3	17,7	17,3	14,1	9,4	6,1	5,4	4,7	4,2	47,8	29,6	22,6	0,62
Яссы	Шайбекская	За многов. годы .	3	2,0	2,2	3,6	12,7	29,7	24,2	10,2	4,8	3,0	2,8	2,6	2,2	70,2	18,0	11,8	0,26
		За все годы . . .	18	3,0	3,0	5,3	12,4	25,3	21,7	9,6	4,3	3,7	4,1	4,1	3,5	60,7	17,6	17,7	0,27
		За малов. годы .	5	4,1	3,7	5,3	13,2	24,0	17,9	7,9	4,6	4,2	5,3	5,4	4,4	64,4	16,7	22,9	0,28
Кугарт	Джержиталь-ская	За многов. годы .	6	1,9	2,0	3,8	17,5	28,8	20,4	10,2	5,0	3,0	2,6	2,6	2,2	70,5	18,2	11,3	0,26
		За все годы . . .	20	2,5	2,6	5,2	17,9	27,0	18,2	9,9	4,7	3,2	3,0	3,1	1,2	76,3	17,8	13,9	0,26
		За малов. годы .	8	3,5	3,5	6,1	18,2	24,9	17,1	8,8	4,1	3,3	3,6	3,7	3,2	66,3	16,2	17,5	0,24
Донгуз-тау	Донгузтауская	За многов. годы .	3	3,0	2,3	4,3	21,6	32,4	17,2	6,7	3,6	2,6	2,3	2,2	1,8	75,5	12,9	11,6	0,17
		За все годы . . .	14	3,0	2,7	5,6	22,0	29,2	14,7	6,5	3,9	3,0	3,1	3,4	2,9	71,5	13,4	15,1	0,19
		За малов. годы .	4	3,7	3,9	6,0	22,9	26,3	12,8	6,1	4,2	3,1	4,1	3,9	3,0	68,0	13,4	18,6	0,20
Чанкент	Чанкентская	За многов. годы .	4	3,1	3,5	8,4	23,3	26,6	11,8	5,2	3,6	3,1	3,6	4,0	3,8	70,1	11,9	18,0	0,17
		За все годы . . .	15	4,7	4,8	9,4	21,6	22,6	10,7	5,2	3,6	3,5	4,1	4,8	5,0	64,3	12,3	23,4	0,19
		За малов. годы .	5	8,6	7,6	11,2	18,6	16,1	8,7	4,3	3,1	3,7	5,0	6,6	6,7	54,6	11,1	34,3	0,20
Каппа-дарья	Варганзинская	За многов. годы .	5	4,4	8,5	19,5	24,5	15,0	7,7	4,2	3,3	3,0	2,9	3,1	3,9	66,7	10,5	22,8	0,16
		За все годы . . .	19	5,5	8,7	16,3	23,1	15,8	8,0	4,6	3,8	3,3	3,1	3,4	4,4	63,2	11,7	25,1	0,18
		За малов. годы .	7	5,6	8,4	14,4	22,7	15,6	8,0	5,4	4,5	4,0	3,3	3,7	4,4	60,7	13,9	25,4	0,23
Ангрен	Туркская	За многов. годы .	6	1,8	3,1	7,3	19,5	29,6	19,0	7,8	3,4	2,2	2,0	2,2	2,1	75,4	13,4	11,2	0,18
		За все годы . . .	18	1,9	3,1	6,8	19,4	31,2	18,3	7,2	3,2	2,2	2,1	2,4	2,2	75,7	12,6	11,7	0,17
		За малов. годы .	6	2,0	3,2	6,1	19,9	33,9	15,9	6,1	3,0	2,2	2,5	2,8	2,4	75,8	11,3	12,9	0,15
Зергер	Зергерская	За многов. годы .	3	2,4	2,0	5,1	26,7	35,5	10,6	4,6	3,3	3,2	2,3	2,3	2,0	77,9	11,1	11,0	0,14
		За все годы . . .	14	3,1	2,9	6,7	27,7	29,3	9,9	4,6	3,3	3,1	3,1	3,3	3,0	73,6	11,0	15,4	0,15
		За малов. годы .	4	5,1	3,8	6,8	28,8	24,0	8,9	4,5	3,0	3,1	4,2	4,4	3,4	68,5	10,6	20,9	0,15
Кичик-уру	Кошлюнская	За многов. годы .	4	2,9	5,0	17,8	30,5	22,6	8,8	1,4	0,6	1,3	2,8	3,0	3,7	79,7	3,3	17,0	0,041
		За все годы . . .	17	4,6	6,5	17,9	32,8	19,9	6,0	1,2	0,7	1,0	2,4	3,1	3,9	76,6	2,9	20,5	0,038
		За малов. годы .	8	7,3	8,8	14,7	34,4	20,0	2,2	1,0	1,1	1,0	1,9	3,2	4,4	71,3	3,1	25,6	0,043

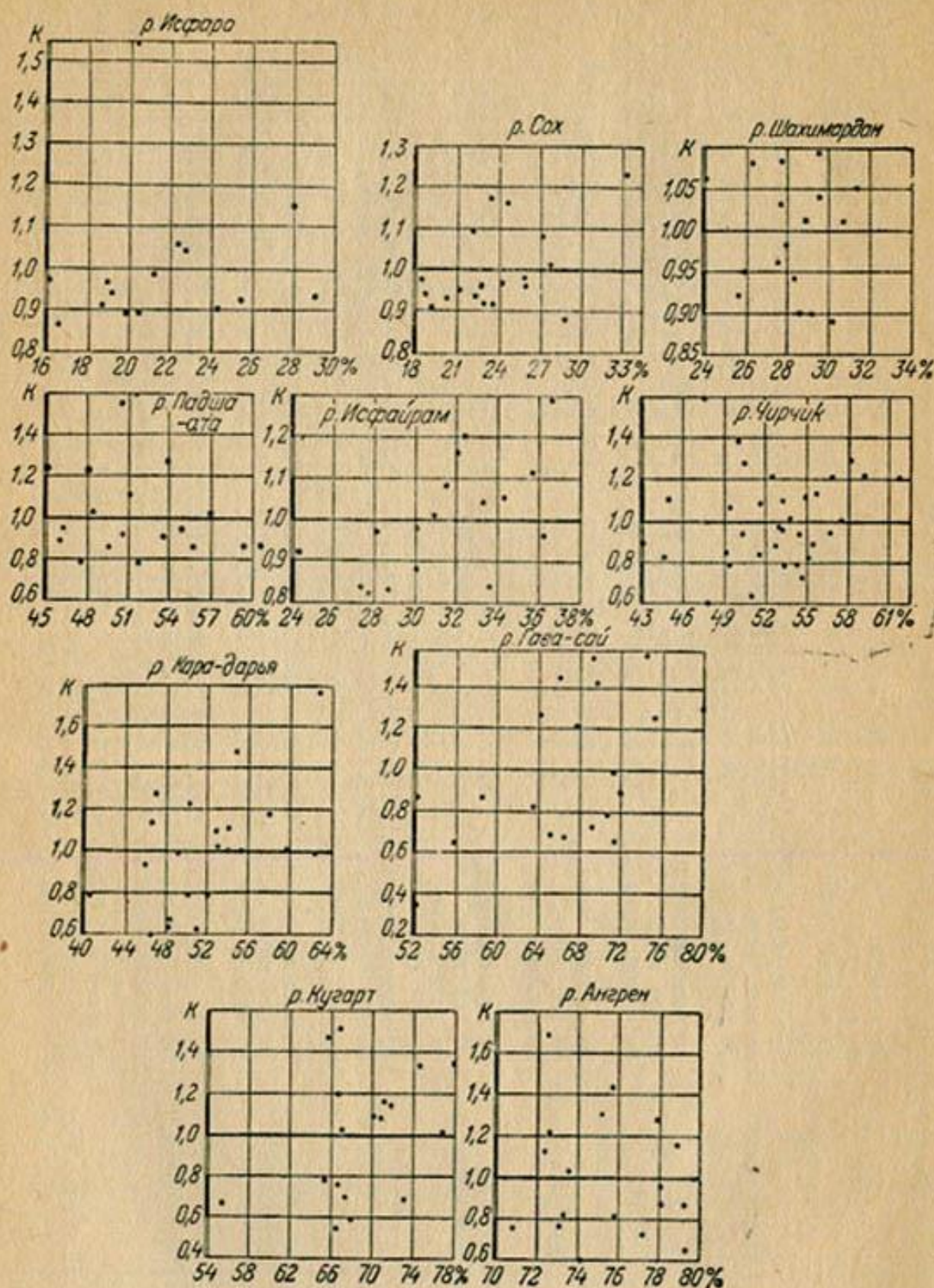


Рис. 52. Зависимость стока за период март—июнь от водоносности года (модульного коэффициента (K) средних годовых расходов).

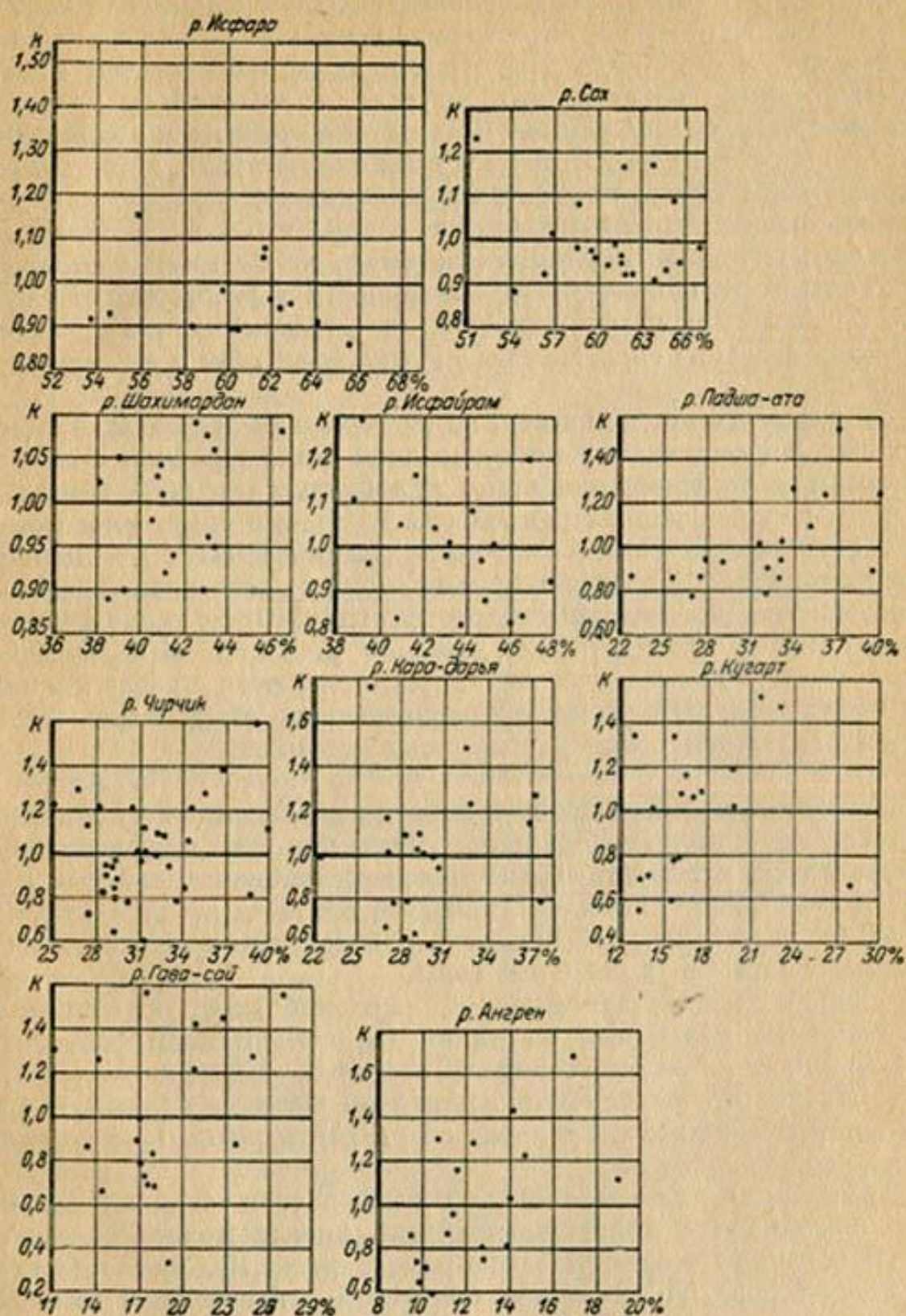


Рис. 53. Зависимость стока за период июль—сентябрь от водоносности года (модульного коэффициента (K) средних годовых расходов).

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 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, чем средняя, в то время как среди маловодных лет 56 % характеризуются поздней концентрацией стока. Однако среди многоводных лет встречаются годы с наиболее ранним (1941 г.) и наиболее поздним (1924 г.) сосредоточением стока за весь период наблюдений, а среди маловодных лет имеется год (1940 г.) 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 крупные 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, Кара-дарья, Гава-сай и Кугарт), к росту по мере снижения водоносности года.

Майский сток в многоводные годы в среднем несколько повышен по сравнению с маловодными, хотя иногда можно встретить и с обратной тенденцией (например, реки Падша-ата, Ангрен, Кашка-дарья). 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. 18), но августовский сток, наоборот, чаще понижен.

Таким образом, в среднем годы многоводные 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.

Последним элементом внутригодового распределения стока является *продолжительность паводка*.

Здесь можно отметить тенденцию к увеличению продолжительности паводка с ростом водоносности года. Однако и в отношении этого элемента можно говорить лишь о *большей вероятности более длительного паводка в многоводные годы по сравнению с маловодными*. Лишь в среднем продолжительность паводков в многоводные годы превышает продолжительность паводков в годы маловодные.

В качестве примера можно привести р. Чирчик, у которой одинаковой продолжительностью паводка (20 декад) отличались и маловодный 1944 г. и многоводный 1941 г. Правда, наибольшую продолжительность паводка (22 декады) имел самый водоносный 1921 г. В среднем же продолжительность паводка в многоводные годы составляет 19 декад, а в маловодные — 17 декад. У р. Ангрена средняя за многоводные годы продолжительность паводка 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 водоносностью года и продолжительностью паводка в основном объясняется влиянием на нее, помимо запасов снега в горах, особенностей термики, также определяющей продолжительность снеготаяния в водосборах рек.

Сделанные выводы находятся на первый взгляд в противоречии с анализом влияния на внутригодовое распределение стока



Рис. 54. Зависимость отношения стока за период июль—сентябрь к стоку за период март—июнь от отношения средних температур воздуха за эти же периоды по бассейнам рек Зеравшан, Чирчик и Касан.

водности снежного покрова, проведенном 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 мощности 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_t). В качестве примера приводим на рис. 54 подобные связи, заимствованные из ее работы.

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 (45), 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 водоносностью года и внутригодовым распределением стока. Это справедливо как в отношении времени прохождения максимальных расходов и начала паводка, 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 большая вероятность более раннего прохождения в маловодные годы максимальных расходов (за исключением рек ледниково-снегового питания), повышенного в период сентябрь — февраль и пониженного в период май — июль стока, по сравнению с годами многоводными.

4. В среднем продолжительность паводков в многоводные годы больше, чем в маловодные годы.

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 паводка и в) период снегово-ледникового паводка.

Там же подчеркивалось, что вследствие большого диапазона высот в горной области Средней Азии, обуславливающего разнообразие условий питания и времени таяния основных запасов воды в твердой фазе, не может быть и речи о единых границах этих периодов. Можно только установить границы, лучше всего удовлетворяющие требованию однородности условий питания и стока. Установленные в главе V границы фазово-однородных периодов менее всего подходят к рекам с низкорасположенными водосборами (реки снегового и снегово-дождевого питания), у которых отсутствует период снегово-ледникового паводка, а период снегового паводка захватывает нередко февраль. Кроме того, у подобных рек, и особенно в южных районах, зимой возможно подтаивание снежного покрова и выпадение жидких осадков. Благодаря этому у рек снегово-дождевого и снегового питания даже зимой большое участие в питании рек принимают дождевые, а иногда и талые воды.

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, например, продолжительность межени на реках Средней Азии, согласно исследованиям З. В. Джорджкио, в отдельные годы может отличаться на 4—13 декад, а от средней продолжительности отклоняться на 2—8 декад. Что касается начала и конца межени, то они могут сдвигаться 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 $C_{\text{см}}$ меньше 0,15 составляют 36% случаев. Наиболее распространены значения коэффициентов вариации в пределах от 0,06 до 0,20, на которые приходится 79% случаев¹.

По причинам, ясным из сказанного выше, наибольшим колебаниям подвержен сток межени у рек с низкорасположенными водосборами (начало паводка в ряде лет уже в феврале, выпадение дождей и т. п.).

Для рек с низкорасположенными водосборами, повидимому, будет более правильным расчленение годового цикла стока на два периода: 1) межень, охватывающую отрезок времени с июля по январь, и 2) снеговой паводок с февраля по июнь.

Распределение изменчивости стока меженного периода по территории горной области Средней Азии показано на рис. 55.

¹ В 66% случаев изменчивость средних месячных минимальных расходов воды оказывается выше изменчивости меженных стоков и лишь в 34% равна или меньше их.

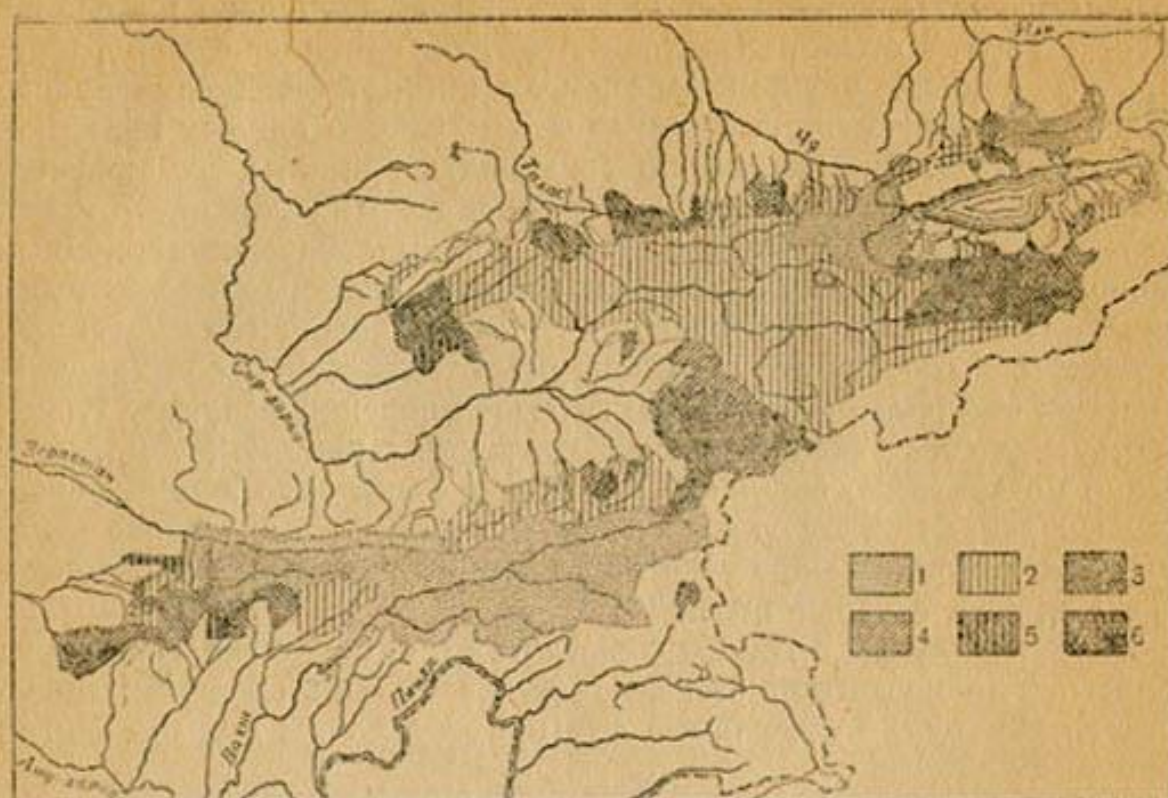


Рис. 55. Коэффициенты вариации за период октябрь–февраль:
 1 — 0,00–0,10; 2 — 0,10–0,15; 3 — 0,15–0,20; 4 — 0,20–0,25; 5 — 0,25–0,30;
 6 — свыше 0,30.

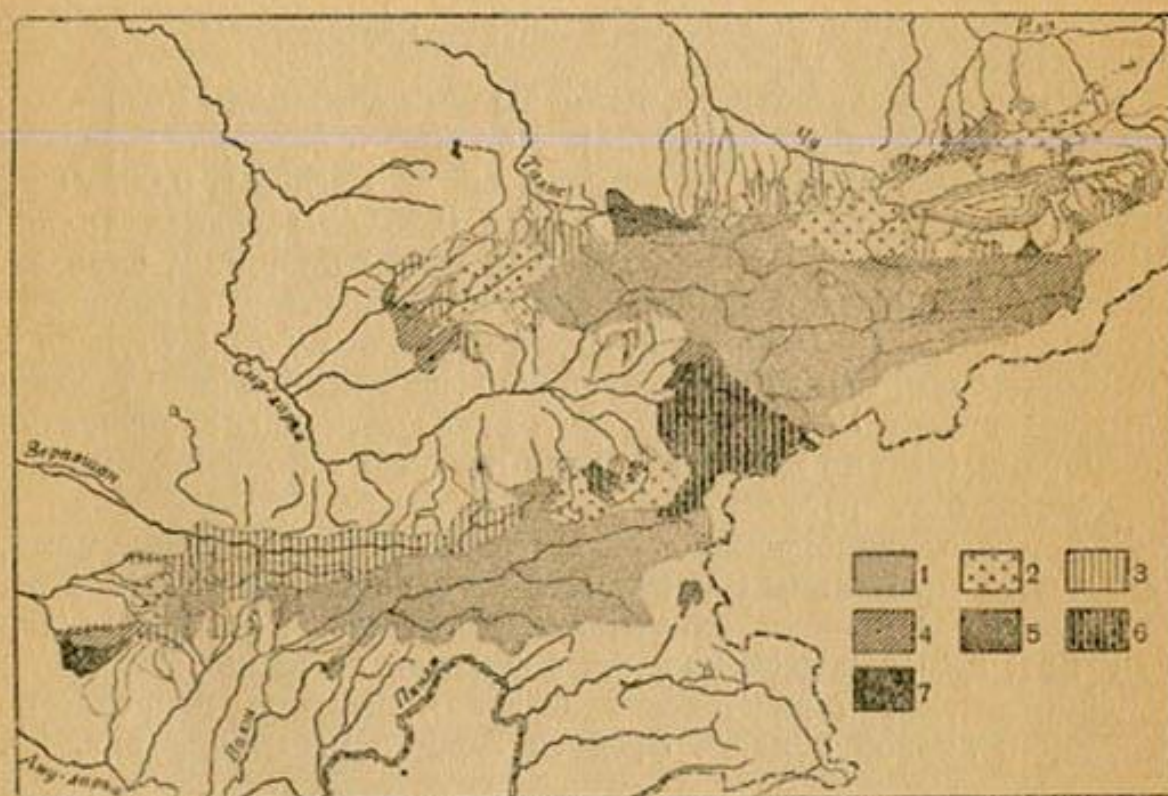


Рис. 55. Коэффициенты вариации за период март–июнь:
 1 — 0,10–0,20; 2 — 0,20–0,25; 3 — 0,25–0,30; 4 — 0,30–0,35; 5 — 0,35–0,40;
 6 — 0,40–0,50; 7 — свыше 0,50.

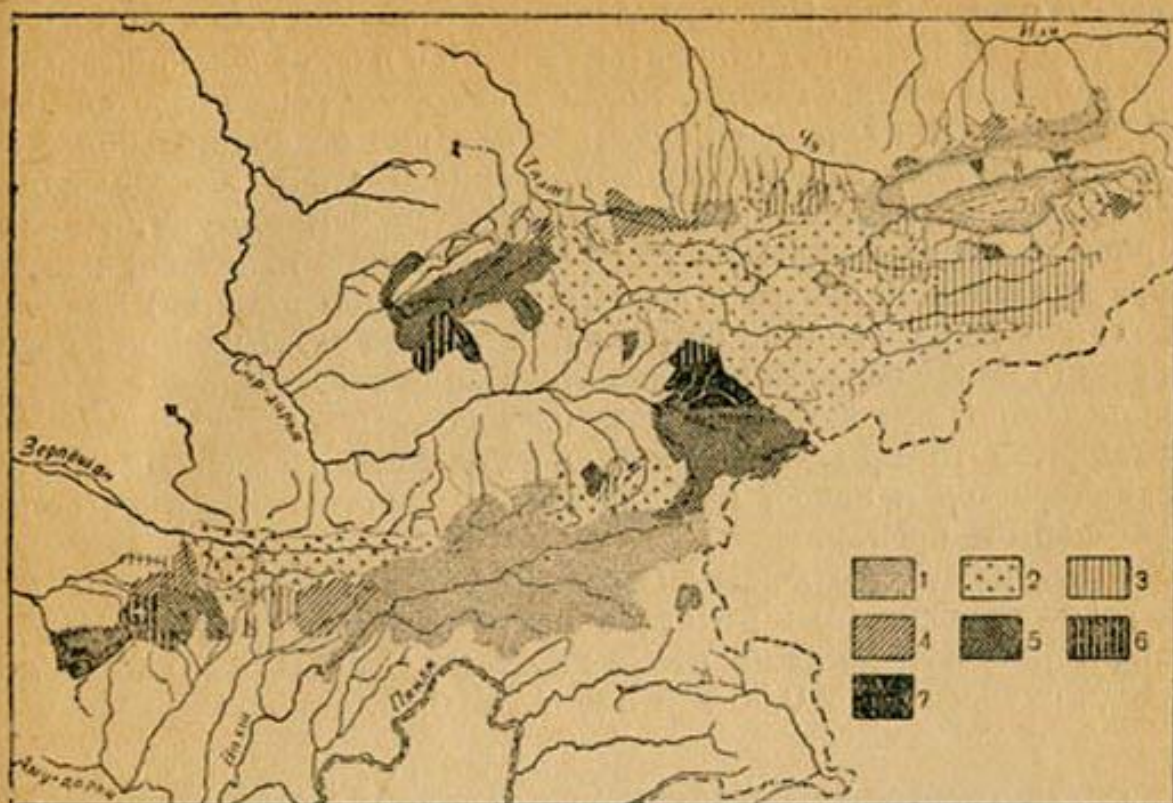


Рис. 55₂. Коэффициенты вариации за период июль—сентябрь:
1 — 0,10—0,15; 2 — 0,15—0,20; 3 — 0,20—0,25; 4 — 0,25—0,30; 5 — 0,30—0,40;
6 — 0,40—0,50; 7 — свыше 0,50.

Рис. 55₁₋₃. Распределение коэффициентов вариации стока за фазово-одно-
родные периоды по территории Средней Азии (октябрь—февраль, март—
июнь и июль—сентябрь).

Наибольшим колебаниям естественно подвержен сток снего-
вого паводка (март—июнь). Коэффициенты вариации стока снегового
паводка имеют размах от 0,13 до 0,63, причем в 63% случаев
 C_v превышает значение 0,25; в 81% случаев C_v укладываются
в рамки 0,20—0,40. Как и для межени, здесь можно подметить
тенденцию к увеличению изменчивости стока снегового паводка
со снижением средних высот водосборов. Наибольшей устойчи-
востью стока в рассматриваемый период отличаются реки с боль-
шим удельным весом высокогорно-снегового и ледникового пита-
ния или с зарегулированным стоком (например Чу, Шахмардан).
Наибольшая изменчивость стока снегового паводка зарегистри-
рована на р. Кичик-уру ($C_{vc} = 0,63$), отличающейся низкими
отметками водосбора и, как следствие, ранним сходом снега и
прекращением стока, вследствие пересыхания в некоторые годы
уже в июне.

Меньшим, но все же весьма значительным, колебаниям под-
вержен сток снего-ледникового паводка (июль—сентябрь). В 80%
случаях изменчивость стока за эту фазу характеризуется коэффи-
циентами вариации от 0,12 до 0,40; в 47% их значения превышают
0,25 и в 14% — меньше 0,15. $C_{vl} < 0,15$ так же как и вообще высо-
кая устойчивость стока за снего-ледниковый паводок наблю-
дается, как правило, у рек, в водосборах которых развиты вечные

снега и оледенение. Однако небольшим размахом стока за период июль—сентябрь могут отличаться и реки с низкорасположенными 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. Кашка-дарья (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 к июлю, а в другие годы растягивается на более длительный срок.

Изменчивость отношения стока за снегово-ледниковый и снеговой паводки (δ) в подавляющем большинстве случаев (84%) характеризуется коэффициентами вариации $C_{\delta} = 0,15—0,30$; лишь в 13% случаев $C_{\delta} \geq 0,30$ и в 3% $C_{\delta} < 0,15$.

Внутригодовое распределение стока любой обеспеченности

В гидрологии и при производстве водохозяйственных и гидротехнических расчетов 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 дробные 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.

Для краткости ограничимся приведением фактических обеспеченностей месячных расходов воды рек Зеравшан и Чирчик за характерные годы.

{ Кроме того, часто процессы стока за периоды, ограниченные определенными датами, следует рассматривать как генетически разнородные явления, подчиняющиеся разным законам повторения.

¹ Крайним примером рек с устойчивым стоком за период июль—сентябрь могут явиться саян, пересыхающие в это время.

Таблица 19

Годы	Фактическая обеспеченность расходов (в %)												За год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Зеравшан, ст. Дупулинская													
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
Чирчик, ст. Ходжикентская													
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

Практическое значение получения внутригодового распределения стока любой обеспеченности чрезвычайно велико. Оросительная способность реки определяется как суммарным годовым стоком, так и внутригодовым его распределением. Часто может оказаться, что второе играет даже большую 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.

Это лучше всего можно иллюстрировать на конкретном примере. Средний годовой 50% обеспеченности расход р. Нарын при выходе его в Ферганскую долину равен $400 \text{ м}^3/\text{сек.}$ Тот же расход при объединении в хронологическом порядке средних декадных расходов 50% обеспеченности оказывается равным $393 \text{ м}^3/\text{сек.}$ 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 $777\ 675 \text{ га.}$ Потребная емкость водохранилища получается при этом в размере $1\ 566 \times 10^6 \text{ м}^3.$ 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 обеспечивает определенную выше площадь, несмотря на большую водоносность названных лет (средние годовые расходы их соответственно равны 424 и $416 \text{ м}^3/\text{сек.}$). Для обеспечения поливом площади в $777\ 675 \text{ га}$ в 1911 г. необходимо водохранилище емкостью $2\ 040 \times 10^6 \text{ м}^3,$ а в 1936 г. — $1\ 990 \times 10^6 \text{ м}^3.$ Следовательно, помимо лет с годовым стоком ниже 50% обеспеченности, еще два года не в состоянии полностью удовлетворить водой хозяйства, 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 и,

б) не могут обеспечить с заданной гарантией даже эту преуменьшенную площадь вследствие более неблагоприятного внутригодового распределения стока в некоторые годы с повышенной против расчетного годового стока водоносностью.

Все это остается справедливым и в отношении расчетов в других областях водного хозяйства.

Отсюда можно сделать вывод, что *при водохозяйственных расчетах необходимо исходить как из суммарного стока, так и из внутригодового его распределения соответствующих обеспеченностей.*

В связи с этим становится принципиально важным вопрос определения внутригодового распределения стока любой обеспеченности, почему он впервые в гидрологической литературе и был поставлен автором еще девять лет назад.

Для изученных створов этот вопрос не является сложным, так как он может быть решен путем установления значений δ и W_{VII-IX} заданной обеспеченности и путем принятия в дальнейшем, например, внутригодового стока реальных лет, у которых значения δ и W_{VII-IX} наиболее близки к полученным.

Для неизученных створов определение внутригодового распределения стока требуемой обеспеченности осложняется необходимостью установить прежде всего значения δ и W_{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 позволяют в настоящее время выявить необходимые связи.

Попытка автора заменить влияющие факторы — факторами, косвенно воздействующими на изменчивость внутригодового распределения стока, по вполне понятным причинам не привела к положительным результатам.

С известной степенью достоверности были установлены только связи между коэффициентами вариации W_{VII-IX} ($C_{v_{w_{VII-IX}}}$) и средней высотой водосбора, и между первыми и коэффициентами вариации δ ($C_{v_{\delta}}$).

Однако точность определения $C_{v_{w_{VII-IX}}}$ и $C_{v_{\delta}}$ по этим связям не достаточно высокая.

В связи с этим накопление необходимых данных и разработка методов определения изменчивости внутригодового распределения стока в неизученных створах является крайне важной и благодарной задачей ближайшего будущего.

Хронологическая последовательность и синхронность колебаний внутригодового распределения стока

Рассматривая изменчивость внутригодового распределения стока, нельзя обойти молчанием вопросы хронологической последовательности лет с различной концентрацией стока внутри паводочного периода и синхронности колебаний внутригодового распределения стока.

Уже не говоря о теоретическом интересе, вопросы эти представляют большое практическое значение. В самом деле, аналогично водоносности, 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 паводками понижало бы водо-



Рис. 56. Хронологическая последовательность лет с различной концентрацией стока на протяжении паводочного периода.

обеспеченность сложных водохозяйственных систем, питаемых несколькими реками. Наоборот, при асинхронности времени прохождения паводков на разных реках водообеспеченность таких сложных систем повышается.

Несмотря на важность рассматриваемых вопросов, им в гидрологической литературе до настоящего времени не уделяется никакого или, во всяком случае, должного внимания.

Для освещения упомянутых вопросов за основной показатель внутригодового распределения стока было принято отношение величин стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь, которое мы 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

1935 г. (с очень поздним паводком)

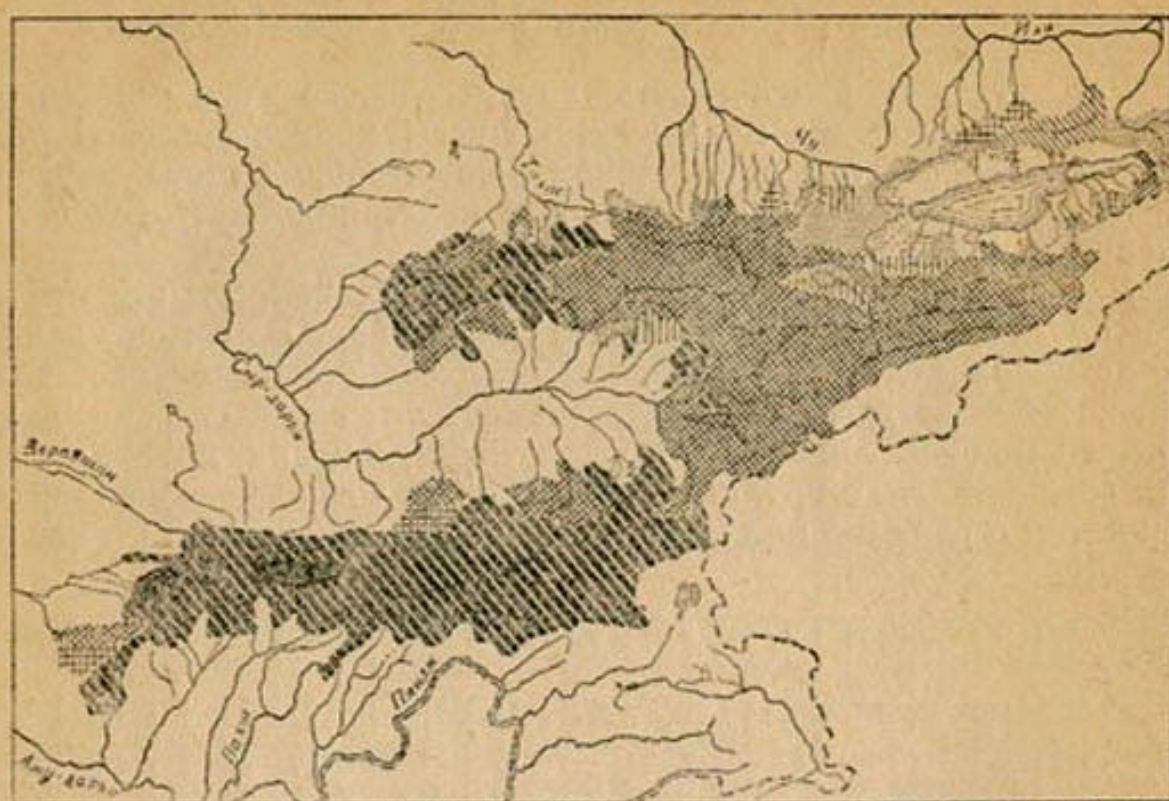


Рис. 57₁.

1943 г. (с очень поздним паводком)

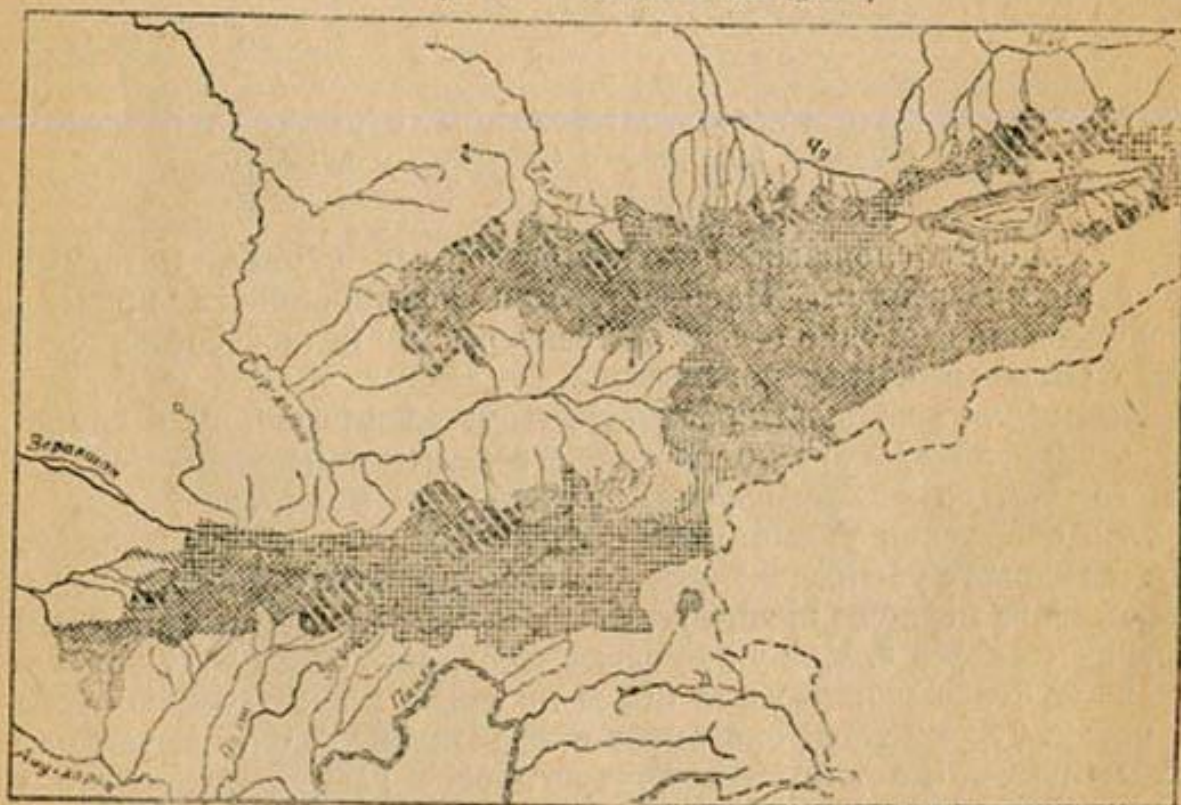


Рис. 57₂.

1934 г. (с поздним паводком)

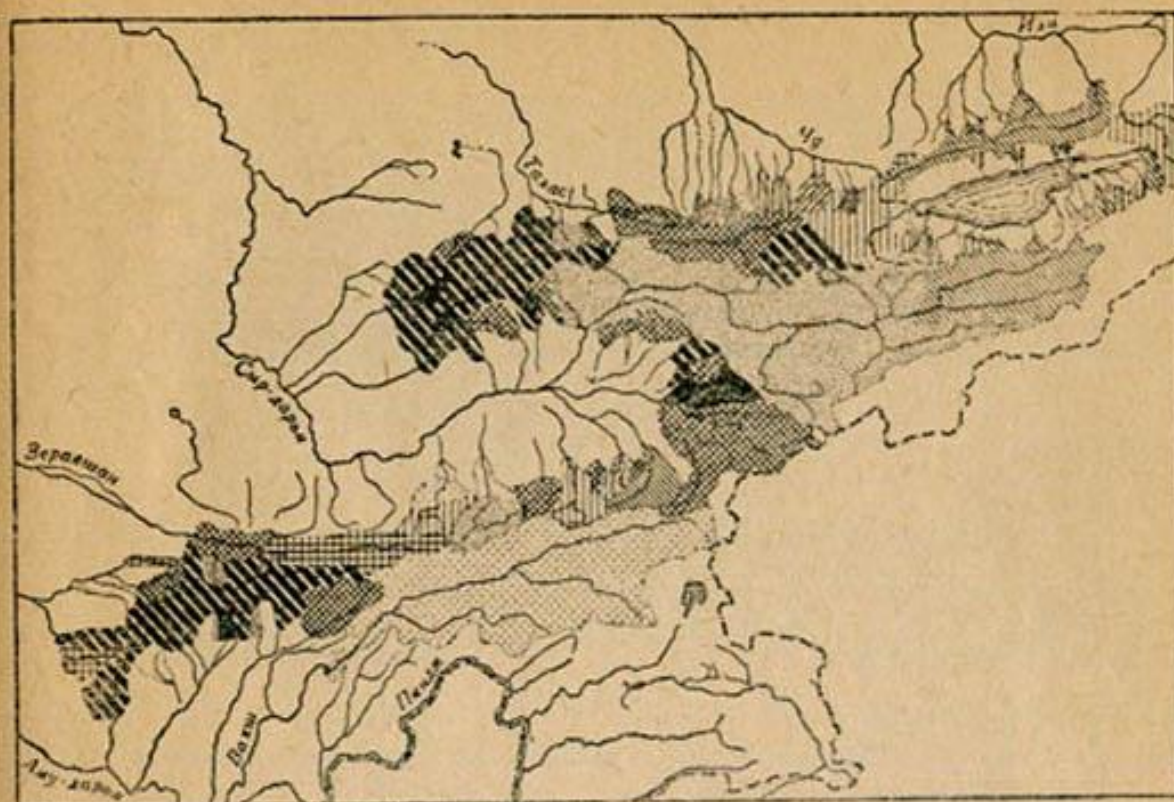


Рис. 57₃.

1941 г. (с очень ранним паводком)

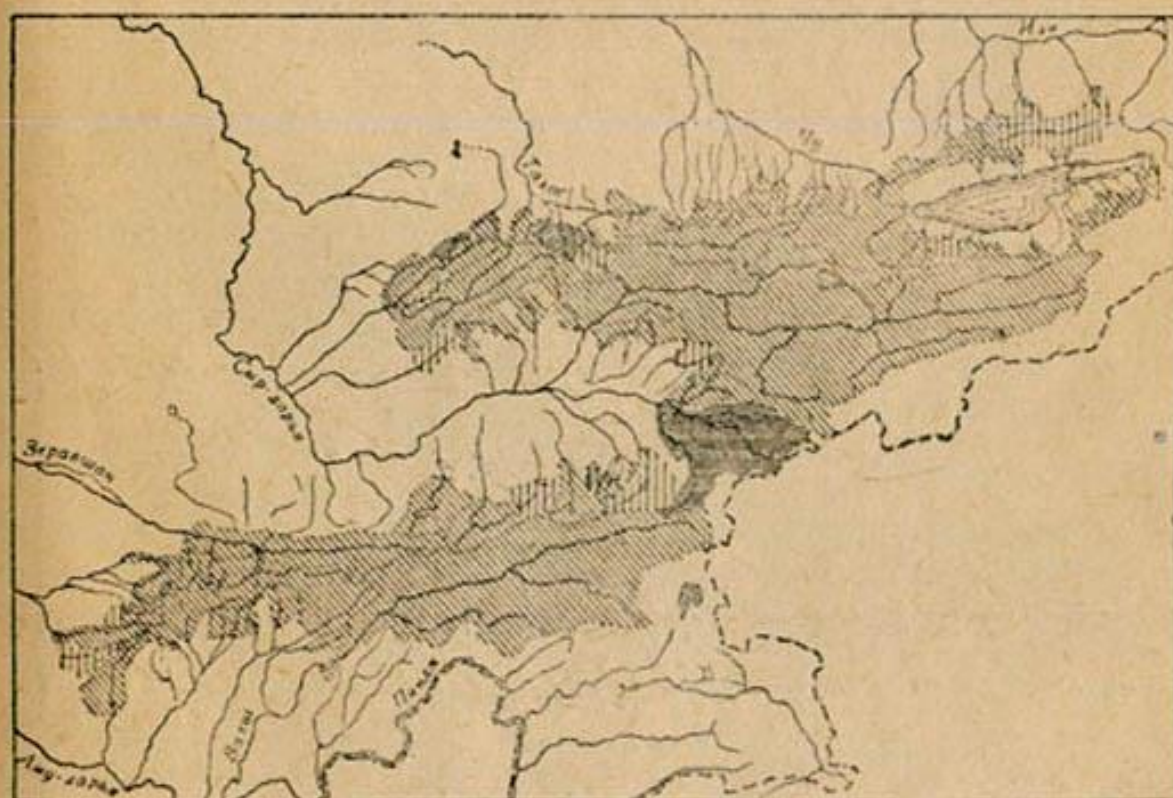


Рис. 57₄.

1936 г. (с очень ранним паводком)

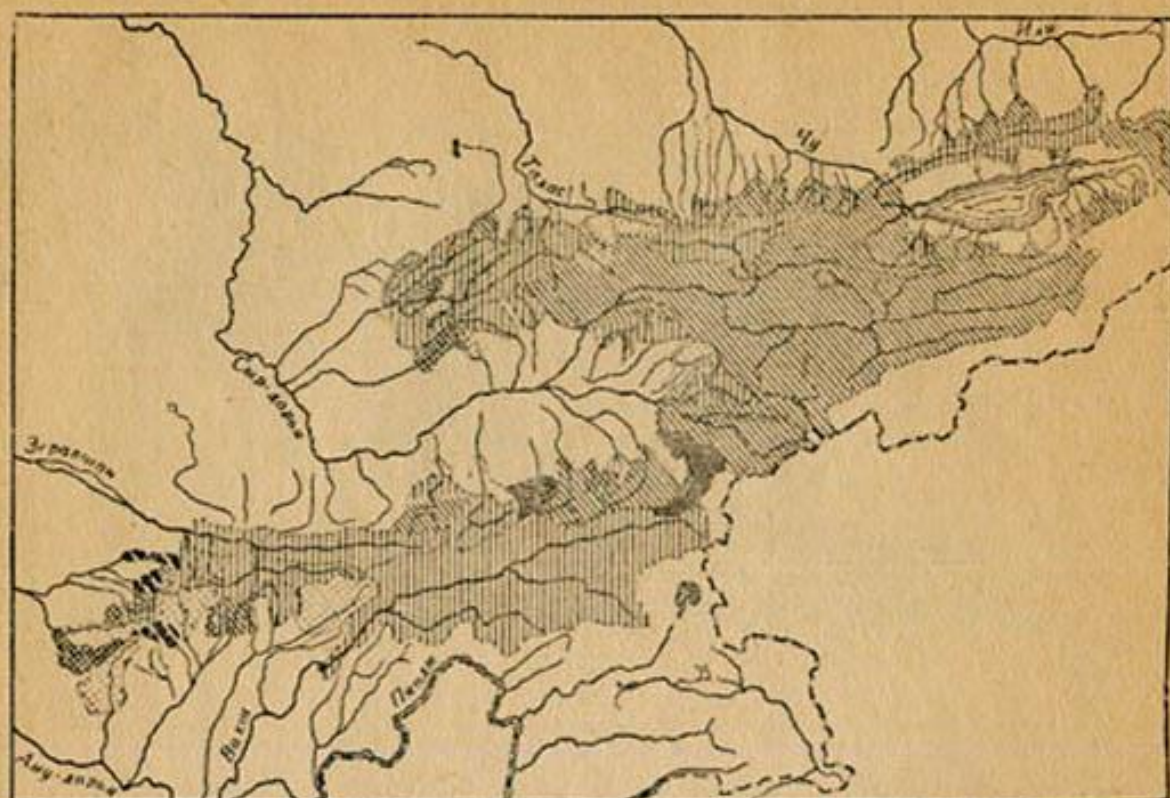


Рис. 57₅.

1938 г. (с ранним паводком)

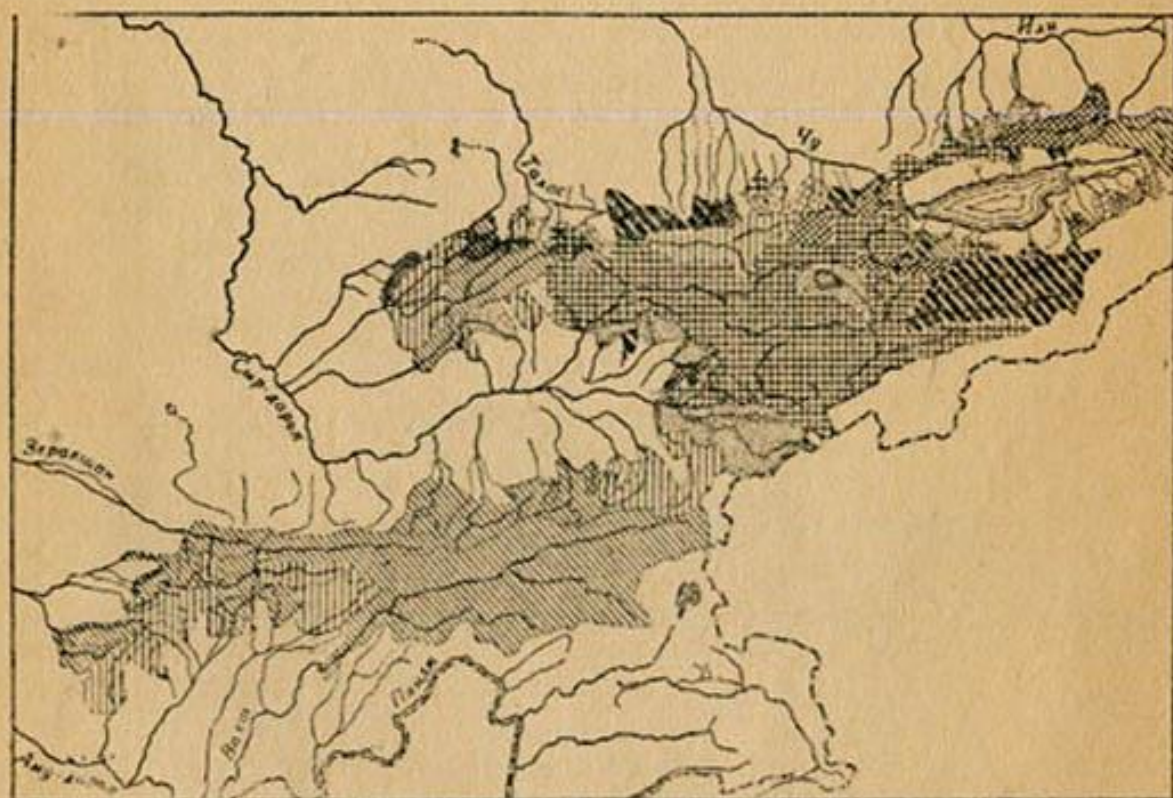


Рис. 57₆.

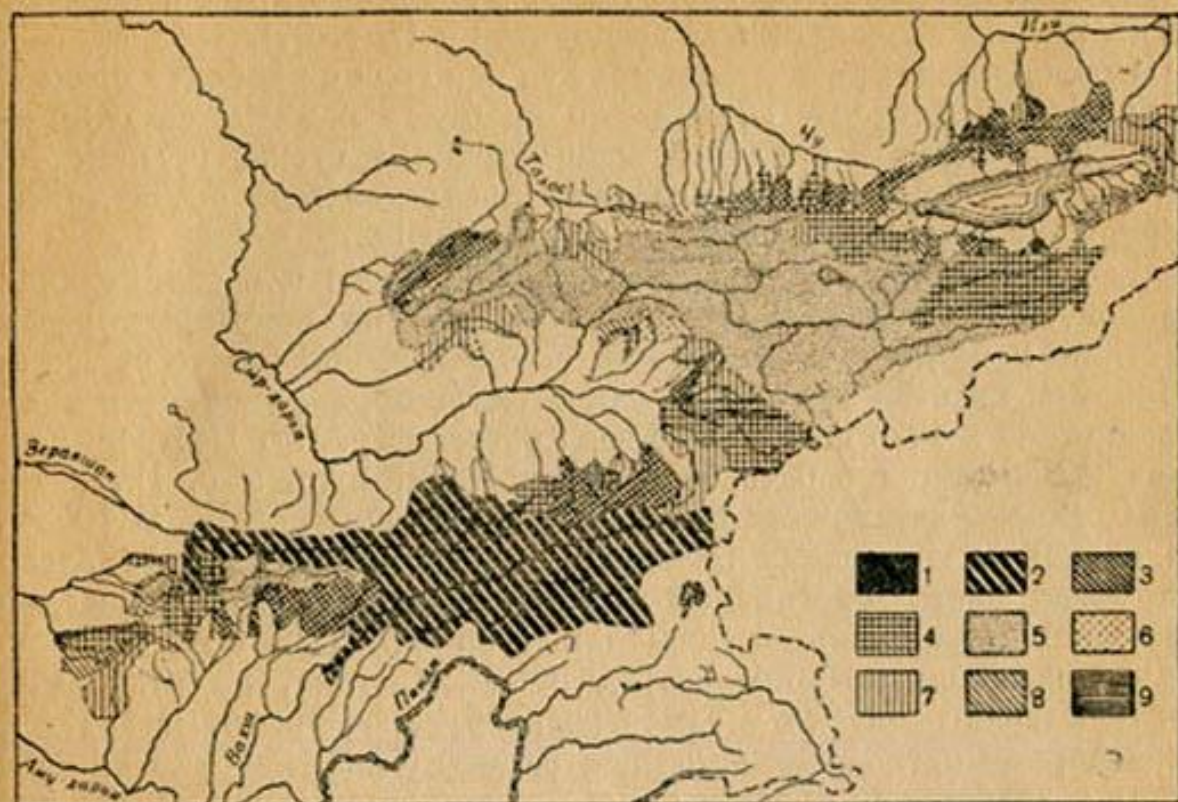


Рис. 57₁₋₇. Распределение концентрации стока по территории Средней Азии.

Коэффициент «а»
 1 — свыше +2,0; 2 — +2,0 — +1,0; 3 — +1,0 — +0,5; 4 — +0,5 — +0,2; 5 — +0,2 — 0,2;
 6 — 0,2 — 0,5; 7 — 0,5 — 1,0; 8 — 1,0 — 2,0; 9 — свыше -2,0.

клина, потребляющего наибольшее количество воды во второй половине лета.

• Для оценки степени отклонений δ от среднего его значения приняты отвлеченные коэффициенты

$$\alpha = \frac{\delta_i - \bar{\delta}}{\sigma_\delta},$$

где: δ_i — отношение величин стока за периоды июль—сентябрь и март—июнь, имевшее место в данном году; $\bar{\delta}$ — среднее значение этого отношения и σ_δ — среднее квадратическое отклонение δ .

Подобного рода коэффициенты позволяют сравнивать колебания значений δ на реках с различным размахом его колебаний.

На рис. 56 значения α для рек, обладающих наиболее протяженными рядами наблюдений, нанесены в хронологическом 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).

Аналогично колебаниям водоносности, колебания внутри-годового распределения стока лишены какой-либо видимой закономерности. Выявление ее — дело будущего.

Для суждения о синхронности колебаний внутригодового распределения стока по территории, приводим карты с нанесенными на них значениями коэффициентов a (рис. 57).

Ограничимся приведением карт за два года с наиболее поздней концентрацией стока, за два — с наиболее ранней, за один — с поздней, один — с ранней концентрацией стока, и, наконец, один год — с близким к среднему распределению стока между периодами июль — сентябрь и март — июнь.

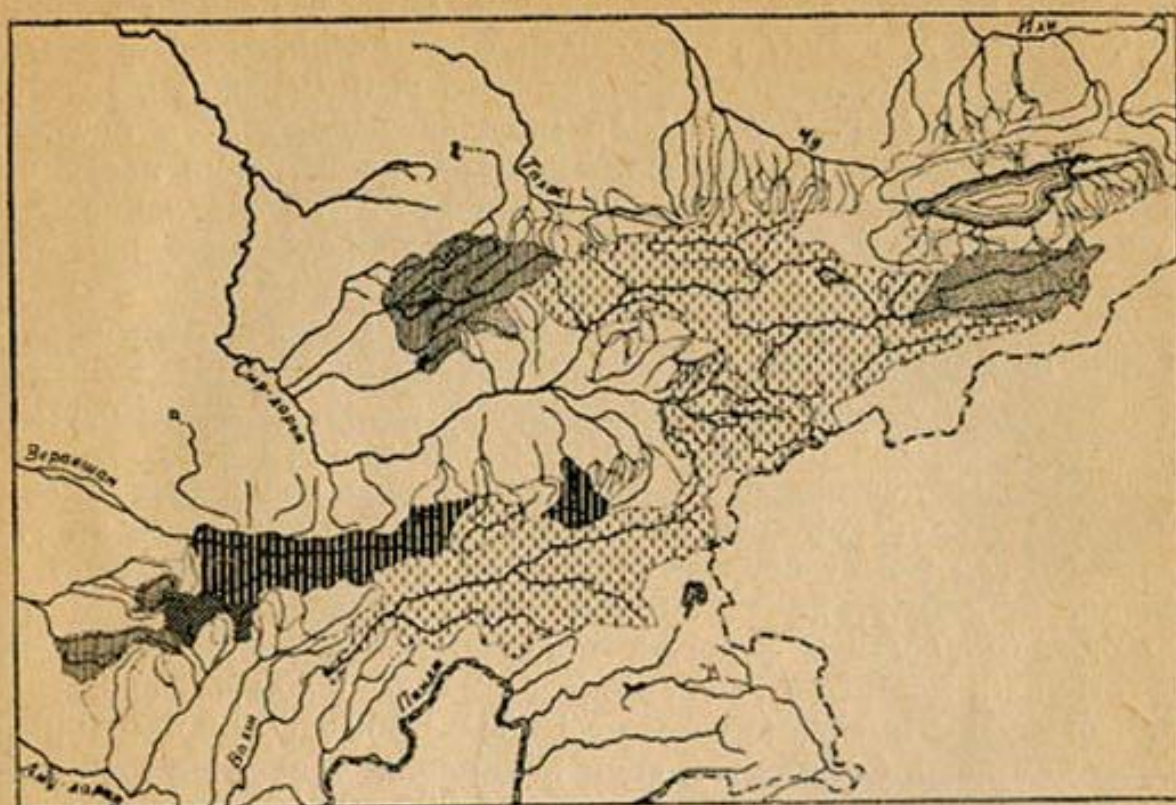
Рассмотрение карт показывает, что в годы с очень поздним прохождением паводка (1935 и 1943 гг.) на некоторых реках паводки наблюдались рано или в сроки, близкие к средним. Обращает на себя внимание раннее или нормальное сосредоточение стока в 1935 г. почти во всем бассейне р. Чу. Пестрая картина наблюдается в бассейнах озера Иссык-куль и р. Или. На юге Средней Азии на всех реках паводки прошли поздно. В 1943 г. на общем фоне поздних паводков выделяется главным образом восточная часть Ферганской котловины, где на реках паводки прошли или рано или в нормальные сроки. В 1934 г., отличавшимся в целом поздним сосредоточением стока, на отдельных реках паводки прошли в самое разнообразное время. В 1941 г., характерном очень ранней концентрацией стока, паводки на всех реках согласованно прошли рано; можно только отметить разную степень сдвиги паводков. 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 паводков. Это по преимуществу реки с низкорасположенными 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., отличавшимся ранней концентрацией стока, в северо-восточной части Средней Азии наблюдались поздние паводки. Наконец, 1933 г. дает довольно пеструю картину.

Отсюда 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 воды в твердой фазе (грубо март — сентябрь).

Асинхронностью отличается не только концентрация стока на протяжении паводочного периода, но и время начала паводка. Это легко видеть из рис. 58, на котором показано распределение времени начала паводка по территории горной области Средней Азии. Для краткости берутся только два года: 1937, отличавшийся очень поздним началом паводка, и 1941, характеризовавшийся очень ранним началом подъема воды в реках.

1937 г. (с очень поздним паводком)



1941 г. (с очень ранним паводком)

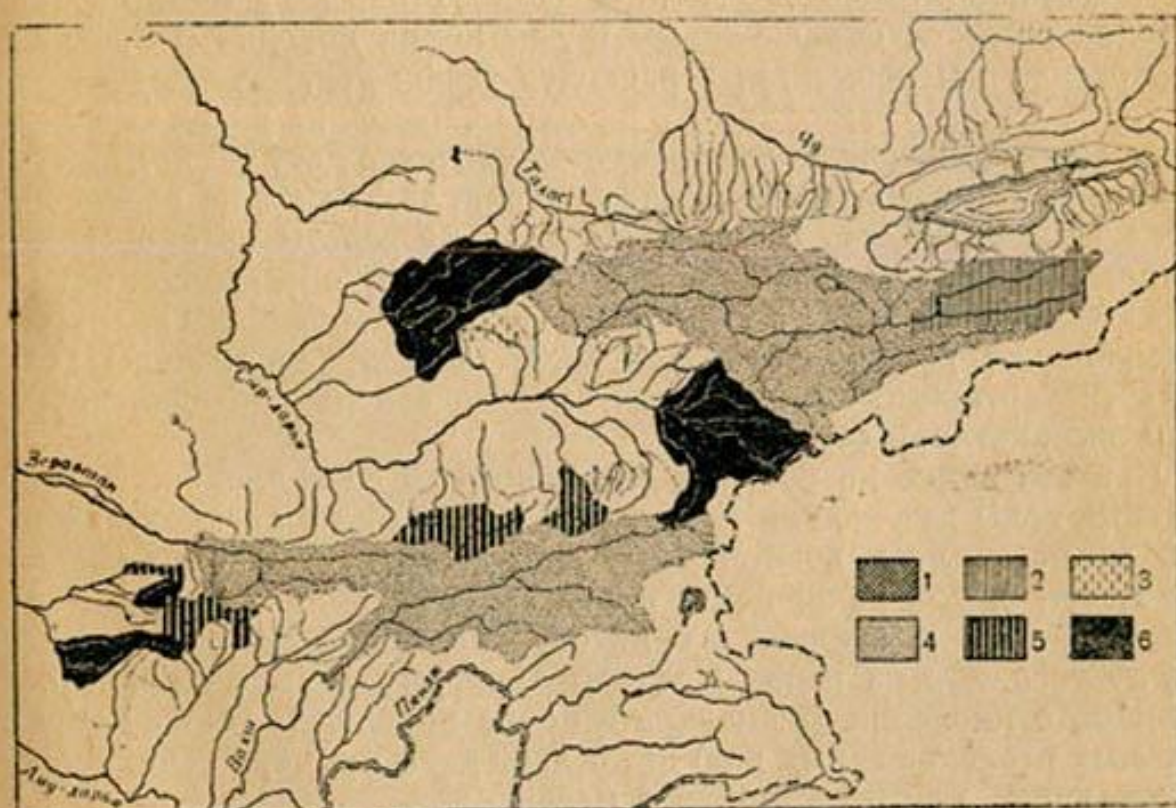


Рис. 58. Распределение времени начала паводка по территории Средней Азии.

Отклонение начала паводка от его средней даты:

1 — +3 декады; 2 — +2 декады; 3 — +1 декада; 4 — +0 декад; 5 — -1 декада; 6 — -2 декады.

Рис. 58 показывает, что наряду с реками, на которых паводки начались поздно, встречались реки с ранним подъемом воды. Так, например, в 1937 г. на общем фоне позднего наступления паводков ранним началом их отличались реки Зеравшан, Исфара (но на соседней р. Сох начало паводка наблюдалось поздно), Исфайрам и верховья Нарына. Таким образом, время наступления положительных температур воздуха и обусловленное им начало паводков также весьма сложно распределяется даже по столь сравнительно небольшой территории, как Средняя Азия.

Асинхронность начала паводка на реках Средней Азии объясняется не только асинхронностью времени перехода температур воздуха через 0° на отдельных высотных зонах, но и тем обстоятельством, что начало паводков на реках разного типа питания приурочено к достижению нулевой изотермы различных высот, а переход температур воздуха через 0° на разных высотах в один и тот же год может осуществляться и рано и поздно. Действительно, например, на р. Ангрен начало паводка наблюдается в некоторые годы в феврале, когда нулевая изотерма (фронт снеготаяния) достигает высот порядка 2 000—2 500 м и снеготаянием охвачены высотные зоны от 1 000—1 500 до 2 000—2 500 м; между тем на р. Сох подъем воды начинается только по достижении фронта снеготаяния высот свыше 3 000—3 500 м, что наблюдается лишь в апреле.

Сказанное в отношении концентрации стока и времени начала паводка остается справедливым и для конца паводка и времени прохождения максимальных расходов талых вод.

Здесь уместно заметить, что начало паводков на реках Средней Азии обычно выражено четко и установить его дату легко. Много труднее установить время конца паводка, так как спад расходов, как правило, плавлен. З. В. Джорджино, из работы которой нами заимствованы даты начала и конца паводка, определяла конец паводка по комплексу признаков, из которых важнейшим является прекращение реакции расходов воды на ход температуры воздуха (в частности, прекращение суточного хода расходов воды) и на выпадающие осадки.

Как это видно из рис. 58, для суждения об отклонении в отдельные годы дат начала и конца паводков от их средних значений представилось возможным воспользоваться простой разницей между датой начала или конца паводка какого-нибудь конкретного года и средней их датой. Это оказалось возможным в силу того, что на реках Средней Азии, независимо от типа их питания, отклонения дат начала и конца паводка (а также максимальных расходов талых вод) от средней даты примерно одинаково и составляет, как правило, ± 1 месяц.

Это 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 тыла снеготаяния и, следовательно, максимальной площади возмож-

ного одновременного снеготаяния и максимальной интенсивности снеготаяния.

На основании изложенного можно прийти к выводу, что подобно водоносности (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 неравномерно распределены 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 паводков и прохождение наибольших расходов талых вод.

ГЛАВА VII

МАКСИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ТАЛЫХ ВОД¹

Факторы, влияющие на максимальные расходы талых вод

Максимальный сток талых вод зависит от влияния следующих групп факторов: а) факторов, определяющих интенсивность снеготаяния; б) факторов, влияющих на величину потерь талых вод, и в) факторов, обуславливающих различия в интенсивности снеготаяния при формировании максимальных расходов.

Среди факторов, определяющих интенсивность снеготаяния, наибольшее значение имеют величина солнечной радиации и температура воздуха, обуславливающие тепловой баланс поверхности снега или льда.

Некоторое значение могут иметь также лесистость, ориентация склонов горных хребтов, условия затененности поверхности снега или льда, определяемые характером рельефа водосбора, загрязненность поверхности и др. Факторы, влияющие на величину теплового баланса, были рассмотрены достаточно подробно в главе V, поэтому здесь мы ограничимся указанием, что наибольшая часовая интенсивность снеготаяния в условиях Средней Азии не может превышать 9,5 мм/час, или 2,6 м³/сек. с 1 кв. км. Эта интенсивность снеготаяния получается при наиболее благоприятных условиях напряжения солнечной радиации в 1,30 кал/кв. см, альбедо снежной поверхности 40%, температуры воздуха 25°, скорости ветра 5 м/сек. и абсолютной влажности воздуха 5 мм. По наблюдениям в ящиках и на стоковых площадках, наибольшая интенсивность снеготаяния не превышала 9,67 мм/час, падая до 3 мм/час (105, 107, 109, 110), т. е. хорошо согласуется с интенсивностью, полученной нами.

На влиянии лесистости, ориентации и прочих факторов оста-

¹ Следует указать, что анализ формирования максимальных расходов талых вод, так же как и их расчет, возможны при помощи метода, изложенного в главах V и VI. Для этой цели необходимо расчленение максимальных расходов по источникам их формирования.

навливаться не будем, так как роль их частично была освещена в предыдущих главах. Ограничимся только указанием, что влияние леса на интенсивность таяния снега может быть очень значительным. Так, например, в бассейне р. Москва на $+1^{\circ}$ средней суточной температуры в поле тает 6,4 мм снега (в пересчете на воду), а в густом смешанном лесу — только 1,8 мм (66).

Потери талых вод как временные, так и безвозвратные складываются из потерь на инфильтрацию в почво-грунты, на насыщение водой снега и на аккумуляцию вод, в озерах, на поверхности водосбора, в пойме и русле.

Потери талых вод на инфильтрацию в почво-грунты, как это показали наблюдения в европейской части Союза ССР, для случаев катастрофических максимальных расходов обычно ничтожны, вследствие промерзания или насыщения влагой поверхности почвы. В пределах горной области Средней Азии они невелики еще по причине большой крутизны склонов гор. Влияние озерности весьма значительно, но в условиях Средней Азии она может играть существенную роль только в тех очень ограниченных районах, где имеются сравнительно крупные озера.

Аккумулирующая способность поймы, русла и поверхности водосбора (понижения рельефа, неровности почвы и т. п.) играет весьма важную роль, снижая пик паводка в несколько раз. Наибольшее значение имеет аккумулярующая способность поверхности водосбора, замедляющая сток талых вод, так как в горной области Средней Азии аккумулярующая способность поймы и русла, даже в отношении максимальных расходов, обычно не может быть очень велика. В значительной степени аккумулярующей способности поверхности водосбора следует, повидимому, приписать факт, что наибольший сток талых вод с элементарной площадки не превышает в Средней Азии 2,89 мм/час или $0,8 \text{ м}^3/\text{сек.}$ (водосбор р. Кугарт), снижаясь в отдельных случаях до $0,2 \text{ м}^3/\text{сек.}$ и даже несколько ниже, тогда как максимальная интенсивность снеготаяния может достигать 9,5 мм/час или $2,6 \text{ м}^3/\text{сек.}$

Среди факторов третьей группы решающая роль принадлежит размеру площади водосбора, которой определяется неравномерность снеготаяния как во времени, так и по площади.

Даже в малых водосборах, где время добегаания с наиболее отдаленной части водосбора исчисляется часами, расход, 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 добегаания талых вод с разных частей водосбора. Поэтому сток талых вод может быть равен наибольшей интенсивности снеготаяния (если пренебречь потерями) только при очень малых размерах площади, в пределах которой различия во времени добегаания талых вод с разных ее частей исчисляются минутами (строго говоря, такое равенство может иметь место только для элементарной площадки).

Понятно, что в больших водосборах, где время добегания с разных их частей исчисляется сутками, кроме суточного хода интенсивности снеготаяния, играет роль неравномерность его в течение всего периода таяния.

Итак, *осредненный по времени наибольший сток талых вод будет всегда меньше наибольшей интенсивности снеготаяния и тем меньше, чем больше площадь водосбора.*

Помимо осреднения по времени *огромное значение имеет и осреднение стока талых вод по площади водосбора.* Этот момент приобретает особенно важное значение в горных странах (и следовательно в Средней Азии), где даже в малых водосборах (порядка 100 кв. км) всегда существует резкое различие в интенсивности снеготаяния, определяемое большим размахом высот.

Из изложенного вытекает, что модуль максимального стока представляет собой не что иное, как осредненную интенсивность стока по времени и площади. Он будет тем меньше, чем больше площадь водосбора. Это явление в гидрологической литературе часто называется редукцией модуля максимального стока¹.

Отсюда модуль максимального стока, пренебрегая потерями, можно представить в виде выражения:

$$M_{\max} = A\varphi, \quad [1]$$

где:

A — величина максимального элементарного стока с бесконечно малой площадки, или (что то же) максимальная интенсивность снеготаяния при коэффициенте стока $= 1,0$;

φ — коэффициент редукции, являющийся, как это было показано выше, в основном функцией размера площади водосбора, хотя существенное влияние на величину его, конечно, оказывают и такие факторы, как уклоны водосбора, состояние его поверхности и прочие, определяющие время добегания талых вод до рассматриваемого сечения. Ясно, что при $F = 0$

$$M_{\max} = A, \quad [2]$$

так как в этом случае $\varphi = 1,0$ (109).

Для больших бассейнов, одновременно не перекрываемых площадью снеготаяния, в написанное выше выражение [1], очевидно, нужно еще ввести коэффициент $\gamma = \frac{F_0}{F}$, выражающий отношение активной площади (F_0) к общей площади бассейна (F), убывающий с возрастанием последней. Здесь следует только указать, что *в условиях Средней Азии на величину коэффициента γ большее влияние оказывает не размер площади водосбора, а амплитуда его высот и мощность снежного покрова, как это можно*

¹ Подробно редукция максимального стока разобрана Д. Л. Соколовским (109).

было видеть из анализа формирования распределения стока на протяжении паводочного периода, приведенного в главе V¹.

Зависимость коэффициента редукции от размера площади водосбора, т. е. $\varphi = f(F)$, в настоящее время принято выражать в виде $\varphi = \frac{1}{F^n}$ или $\varphi = \frac{1}{(F+1)^n}$. Тогда уравнение для модуля максимального стока переписывается так:

$$M_{\max} = \frac{A}{F^n} \quad \text{или} \quad M_{\max} = \frac{A}{(F+1)^n}. \quad [3]$$

На основе анализа 471 максимальных расходов рек европейской части СССР Д. Л. Соколовский (109) установил, что значения показателя степени n колеблются в пределах 0,20—0,30

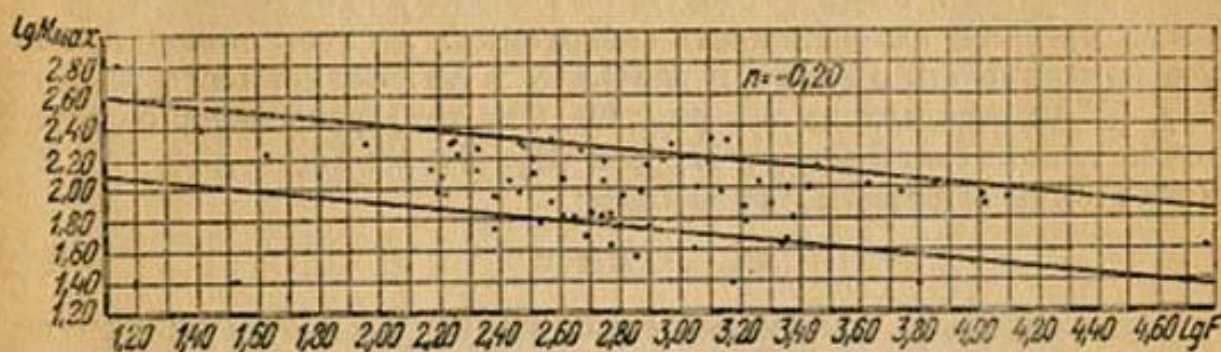


Рис. 59. Зависимость модулей максимального стока ($M_{\max}$) от площадей водосборов (F).

(для максимумов различной обеспеченности и для различных районов, исключая озерные и заболоченные водосборы). Им же было вскрыто физическое значение величины показателя n , которое оказалось близким к показателю степени в уравнении зависимости максимальной температуры воздуха периода снеготаяния (или, что то же, максимальной интенсивности снеготаяния, так как она пропорциональна температуре воздуха) от ее продолжительности.

Независимо от характера рельефа (горный, равнинный) размер площади водосбора всегда должен оказывать влияние на величину максимальных модулей стока. Поэтому целесообразно в первую очередь рассмотреть связь $M_{\max} = f(F)$. Подобная связь для рек Средней Азии, за исключением районов, где в формировании $Q_{\max}$ значительное участие принимают жидкие осадки, в графическом виде дана на рис. 59, из которого видно, что зависимость $M_{\max} = f(F)$ представляет собой широкую полосу точек, показывающую ясную тенденцию к убыванию $M_{\max}$ с увеличением F .

Наклон полосы точек к оси абсцисс соответствует угловому коэффициенту — 0,20. Таким образом, показатель степени при

¹ Очевидно, что чем больше амплитуда высот в водосборе и чем меньше толщина снежного покрова, тем меньше активная площадь и, следовательно, меньше значение коэффициента γ .

F для территории Средней Азии оказался близким к полученному Д. Л. Соколовским для рек европейской части Союза ¹.

Отсюда связь $M_{\max} = f(F)$ для рек Средней Азии может быть написана в виде:

$$M_{\max} = \frac{A}{F^{0,20}} \quad [4]$$

Кроме площади водосбора, на значение модулей максимального стока должна оказывать влияние удельная его водоносность или средние модули стока (M_0), так как они в значительной степени отражают мощность снежного покрова в водосборе. Последняя же, наряду с другими факторами, определяет размер площади одновременного снеготаяния или величину коэффициента γ , а также среднюю интенсивность снеготаяния на этой площади, как это наглядно было видно в главах V и VI. Зависимость $M_{\max} = f_1(M_0)$ представлена на рис. 60. Она свидетельствует о достаточно тесной связи между $M_{\max}$ и M_0 . Зависимость $M_{\max}$ от M_0 может быть выражена уравнением:

$$M_{\max} = B M_0^{0,84} \quad [5]$$

Следовательно, мы имеем полное право рассматривать модули максимального стока как функцию не только F , но и M_0 .

Зависимость $M_{\max} = f_2(F, M_0)$ для рек Средней Азии имеет выражение:

$$M_{\max} = \frac{A_1 M_0^{0,75}}{F^{0,15}} \quad [6]$$

Значения коэффициентов A и A_1 , в формулах [4] и [6], как это ясно из предыдущего изложения, в основном определяются рельефом водосбора, состоянием его поверхности, характером почв, озерностью и прочими факторами, влияющими на величину потерь талых вод и на время добегания их с различных частей водосбора.

Большинство этих факторов, за исключением озерности, которая может иметь значение в редких случаях, в условиях Средней Азии характеризуются ярко выраженной вертикальной зональностью, 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.

При помощи приведенных выше формул и схем изолиний коэффициентов A и A_1 можно приближенно определять модули максимального стока талых вод за период 1933—1944 гг. (т. е.

¹ Для очень малых водосборов, где время добегания с наиболее удаленной части водосбора меньше или равно продолжительности максимальной интенсивности снеготаяния $n = 0$, так как таяние снега во всех частях водосбора будет происходить с одинаковой интенсивностью n , следовательно, γ будет равно 1. На это обстоятельство справедливо указывает Д. Л. Соколовский (108).

приблизительно 4% обеспеченности) для неизученных створов и рек¹. Вместо схем изолиний можно пользоваться значениями коэффициентов A и A_1 , установленными путем наблюдений на соседних створах или на аналогичных по физико-географическим условиям водосборах.

В южных районах Средней Азии (бассейны рек Вахш, Кафирниган, Сурхан-дарья и Кашка-дарья), а также в бассейне озера Балхаш, где в формировании максимальных расходов более значительное участие принимают жидкие осадки, вполне закономерно отмечается большее влияние площадей водосборов на величину модулей максимального стока. Достаточно указать, что показатель степени n при M для перечисленных районов оказы-

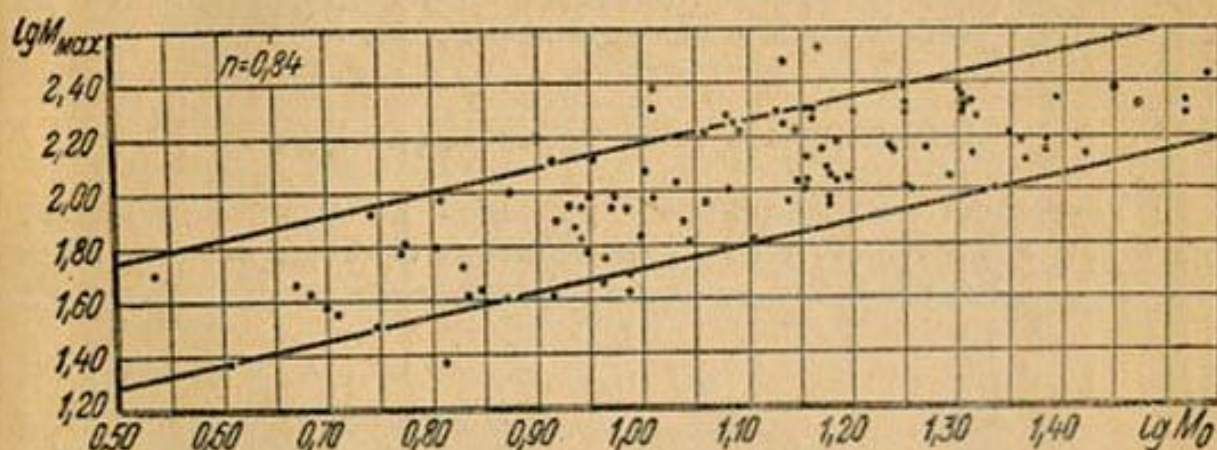


Рис. 60. Зависимость модулей максимального стока ($M_{\max}$) от средних модулей стока (M_0).

вается равным 0,41—0,43 против 0,20, полученного для большинства рек Средней Азии.

В дальнейших исследованиях максимального стока рек Средней Азии необходимо расчленить максимальные расходы на расходы, вызванные талыми водами и жидкими осадками, провести отдельный анализ формирования $Q_{\max}$ дождевых и талых вод и изучить вероятность их совпадения. Только такой путь изучения вопросов максимального стока позволит правильно решить исключительно важную практическую задачу расчета сооружений на пропуск максимальных расходов.

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 в водосборах.

В связи с этим представляется возможным рассматривать время прохождения максимальных расходов талых вод как функ-

¹ Определение максимальных расходов при помощи приведенных выше формул следует ограничить водосборами с площадями $F=100$ кв. км; при меньших площадях водосборов возможны большие ошибки.

цию средней взвешенной высоты водосбора. Автором такая функция была получена в виде:

$$T = \frac{H_{\text{ср}}^{1,19}}{C}, \quad [7]$$

где: T — число дней, отсчитываемое от 1 марта,

C — коэффициент, изменяющийся в пределах 91—156, при среднем значении 120.

Следует предостеречь, что для водосборов, где в формировании максимальных расходов принимают большое участие жидкие осадки, приведенная выше формула может давать существенные ошибки, поскольку время прохождения дождевых осадков не находится в тесной связи с высотой местности.

Изменчивость максимальных расходов

Изменчивость максимальных расходов по вполне понятным причинам значительно выше изменчивости годовых стоков. Если



Рис. 61. 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 — свыше 0,50.

коэффициенты вариации последних лишь в очень редких случаях превышают 0,30, то коэффициенты вариации максимальных расходов более чем в 25 % случаев превышают 0,40, достигая редко значений 0,70—0,80 и даже несколько больше (C^o р. Кашка-су

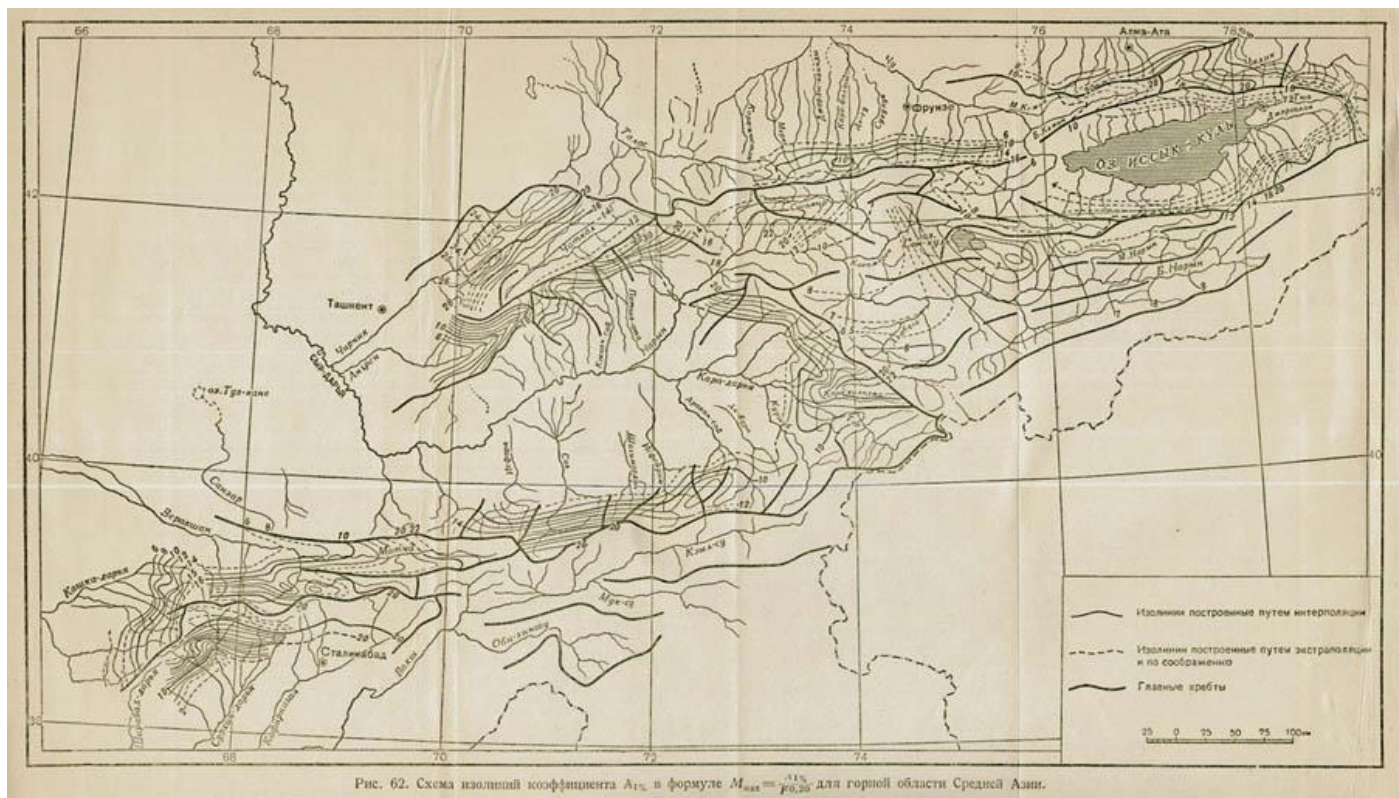


Рис. 62. Схема изолиний коэффициента $A_{1\%}$ в формуле $M_{max} = \frac{A_{1\%}}{f(0,30)}$ для горной области Средней Азии.

равен 0,81). Распределение изменчивости максимальных расходов по территории горной области Средней Азии показано на рис. 62.

Для определения максимальных расходов 1% обеспеченности на рис. 62 дана схема изолиний коэффициента $A_{1\%}$. Значения коэффициента A , обеспеченные в течение 1% времени, были установлены на основе имеющихся недостаточно длительных наблюдений за максимальными расходами.

Изолинии коэффициента $A_{1\%}$ в значительной степени аналогичны изолиниям среднего модуля стока: наибольшие значения их, как правило, встречаются в районах с большой удельной водоносностью (юго-западный склон Ферганского хребта, бассейн Чирчика). Это обстоятельство вполне закономерно, поскольку, как это было показано выше, модули максимального стока находятся в тесной связи с M_0 .

В заключение следует отметить, что модули максимального стока и изменчивость максимальных расходов воды рек Средней Азии в общем ниже, чем у рек европейской части СССР. Так, модули максимального стока у рек Средней Азии лишь в 15% случаев превышают 200 л/сек., тогда как у рек лесостепной и степной зон европейской части СССР они часто выше названной цифры и нередко исчисляются 1 000 л/сек. и даже несколькими тысячами л/сек. (108).

Меньшие значения $M_{\max}$ у рек Средней Азии объясняются в первую очередь большим диапазоном высот в их водосборах, вследствие чего площади одновременного снеготаяния никогда не охватывают всего водосбора, а интенсивность таяния снега на этой площади весьма различна, спускаясь до нуля близ фронта снеготаяния.

Что касается изменчивости максимальных расходов, то она у рек Средней Азии приближается к изменчивости рек северных районов европейской части СССР и ниже изменчивости максимальных расходов рек ее южных районов, где коэффициенты вариаций очень часто превышают 0,40, достигая иногда значений свыше 1,0.

ГЛАВА VIII

МИНИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ВОДЫ

Факторы, влияющие на минимальные расходы воды

Минимальные значения расходов рек Средней Азии приходятся на период, когда основным источником питания их являются подземные воды. Роль ледникового питания (за счет внутренней абляции ледников) зимой и в первой половине весны, когда наблюдается минимальный сток на большинстве рек Средней Азии, не может быть значительна вследствие малой интенсивности внутренней абляции.

В правильности этого предположения нас убеждают хотя бы низкие значения минимального стока с единицы площади у рек с исключительно сильно развитым оледенением (реки Сох, Исфара, Зеравшан и др.), ничем не выделяющиеся на фоне рек с ничтожным оледенением или полным его отсутствием. Снеговое питание в это время также совершенно незначительно или отсутствует полностью. Только в водосборах рек, где большое распространение получают низкие зоны (ниже 1 500—2 000 м) возможно подтаивание снежного покрова и выпадение дождей в течение всей зимы и, следовательно, дождевое и снеговое питание рек. Наиболее характерными представителями рек такого типа являются бессточные реки Туркмении. Однако у них минимальный сток передвигается на конец лета — начало осени, когда упомянутые источники питания или отсутствуют или сводятся к минимуму, а основным источником питания остаются запасы подземных вод.

В связи со сказанным, для минимальных расходов *наиболее важную роль приобретают факторы, определяющие величину питания подземных вод и условия выхода их на поверхность земли.* Из числа этих факторов в пределах горной области, несомненно, первое место принадлежит количеству осадков и геологическому строению водосборов.

Как мы это уже не раз подчеркивали, основное значение для величины стока вообще и минимального, в частности, имеет не

общее количество осадков, а только твердая их часть. Это вытекает из того факта, что жидкие осадки, за исключением наиболее интенсивных и продолжительных, создающих разрушительные сели на низкорасположенных и небольших по площади водосборах или дождевые пики на крупных реках, по преимуществу испаряются со смоченной поверхности почвы и транспирируются растительностью, слабо питая подземные воды. 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 развития их обычно наблюдается довольно много маломощных источников с дебитом от нескольких л/сек. до долей л/сек. 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 дробления их.

Представление о влиянии литологического состава пород на величину подземного питания могут дать данные, приводимые Д. И. Щеголевым и Н. И. Толстихиным (116) для бассейна р. Талды-эсне (Северный Казахстан):

Т а б л и ц а 20

Породы	Площадь 1 кв. км на один ис- точник	Расход ис- точника на 1 кв. км. в л/сек.
Известняки	1,6	1,0
Граниты	1,8	0,4
Эффузивные породы	4,3	0,1
Кварциты и контактно-мета- морфические породы	12,0	0,04

Приведенные данные наглядно показывают, что известняки по своей водообильности резко выделяются из всех других плотных

трещиноватых пород, поэтому в водосборах со значительным их распространением мы вправе ожидать повышенный минимальный сток. Это можно иллюстрировать следующими данными:

Т а б л и ц а 21

Рекa	М, л/сек.	Площадь известняков в % от площади водосбора	Минимальный средний месячный модуль стока, л/сек.
Ангрен	14,2	0,0	2,63
Кок-су	29,6	74,7	8,63
Исфара	8,62	43,5	2,28
Шахмардан	6,55	53,1	3,61
Кашка-дарья	12,6	71,2	4,70
Танхоз	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 распространенные в предгорной и равнинной областях, но встречающиеся и в горной области, представлены делювиальными отложениями, спорадически прослеживающимися по склонам гор, галечниковым аллювием, протягивающимся узкими, часто прерывистыми полосами вдоль поверхностных водотоков, ледниковыми отложениями, встречающимися по дну троговых 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 (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 до степени заболачивания, образования озер 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 водо-

проницаемыми. С удалением от гор пролювиальные отложения обогащаются мелкоземистыми прослоями 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 его 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 тектоника. 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 покров 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 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, аккумулярующая 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, также как и на максимальные расходы больше, чем на внутригодовое распределение стока.

Как вытекает из сказанного, между величиной минимального стока и удельной водоносностью рек должна существовать зависимость, так как и та и другая определяются в основном объемом талых вод¹. Выявление такой зависимости для рек Средней Азии произведено нами для средних месячных модулей минимального стока, а не для срочных минимумов. Объясняется это тем, что, с одной стороны, кратковременные минимальные расходы воды представляют интерес для водохозяйственных расчетов лишь

¹ Подчеркиваем, что в условиях Средней Азии можно ожидать более тесной связи между $M_{\min}$ и M_0 , чем между $M_{\min}$ и формой осадков, так как жидкие осадки слабо питают подземные воды.

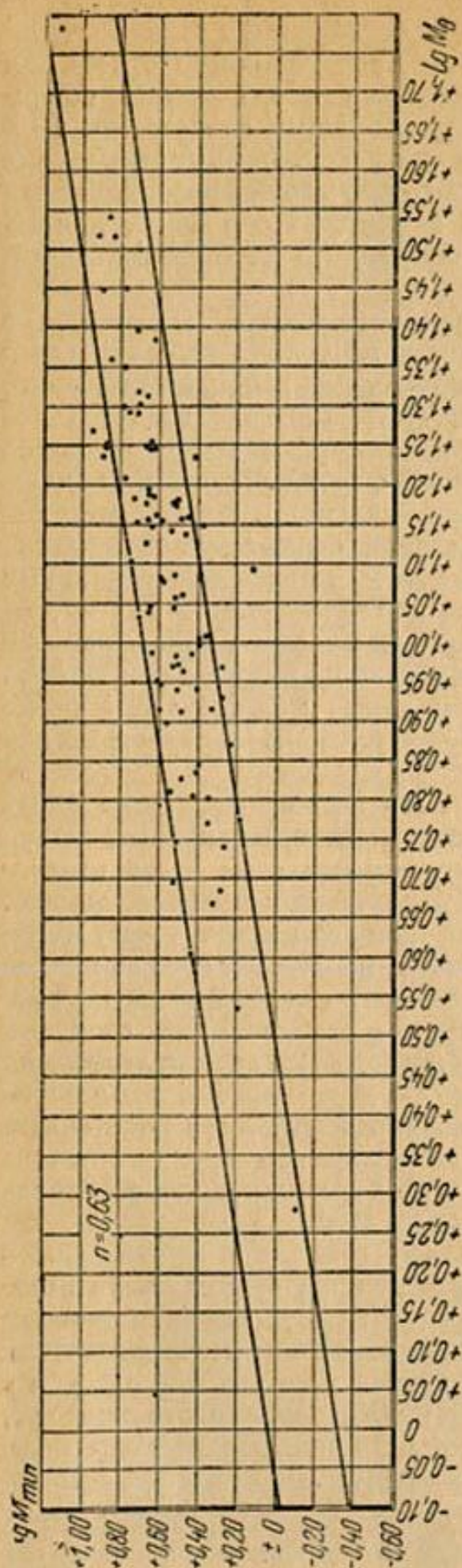


Рис. 63. Зависимость средних месячных минимальных модулей стока ($M_{\min}$) от средних модулей стока (M_0).

в редких случаях, а 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. Ойганг, на которой 7—9/1 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 Сырдарья, 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 минимальными средними месячными модулями стока ($M_{\min}$) и средними модулями стока (M_0) для рек Средней Азии представлена в графическом виде на рис. 63.

Уравнение зависимости $M_{\min} = \varphi(M_0)$ получилось в виде:

$$M_{\min} = 0,806 M_0^{0,63}.$$

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. Наша попытка учесть влияние литологического состава пород на минимальный сток

почти не дала результатов по причине недостаточно детальной их изученности.

Связь между $M_{\min}$ и площадями водосборов, установленная на территории европейской части СССР (111, 115), для Средней Азии достоверно не обнаруживается, хотя в ряде случаев можно констатировать увеличение подземного питания с продвижением вниз по реке. Можно думать, что отсутствие достоверной связи между $M_{\min}$ и F является результатом почти полного отсутствия сведений по верховьям рек, где подземные воды еще в незначительной своей части питают поверхностный сток.

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 мы встречаем в бассейне р. Чирчик, где все крупные реки имеют $M_{\min}$, превышающие 4 л/сек. (рис. 64). Такие высокие минимальные модули распространены еще в бассейне Вахша и на южном склоне Гиссарского хребта (бассейны рек Кафирниган и Сурхан-дарья). В других местах они встречаются уже в виде исключений. Так $M_{\min}$, превышающие 4 л/сек., можно встретить у некоторых рек юго-западного склона Ферганского хребта, бассейна озера Иссык-куль, Джунгарского и Зайлийского Алатау и уже совсем единичны они в бассейне р. Чу и в некоторых других местах. Отсюда видно, что высокий минимальный сток 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. (чаще 18 л/сек.). Низкий минимальный сток ($M_{\min} < 2$ л/сек.) наблюдается у рек с низкорасположенными водосборами или с водосборами, недоступными влажным воздушным массам; эти реки отличаются ничтожной удельной водоносностью. $M_{\min}$ менее 2 л/сек. занимают значительные площади в бассейнах Кашка-дарья (р. Гузар-дарья), Нарына, Таласа и целиком охватывают водосбор Ширбад-дарья. Здесь средние модули стока, как правило, не превышают 10 л/сек., чаще 7 л/сек.

В целом, значения минимальных модулей стока на территории горной области Средней Азии колеблются в широких пределах: от долей л/сек. до 9 л/сек. Однако около половины всех изученных створов имеют минимальные модули стока от 3 до 5 л/сек. Створы с $M_{\min}$ меньше 1 л/сек. и более 8 л/сек. 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., встречаются редко; на незарегулированных озерами реках $M_{\min}$ часто падает ниже 1,0 л/сек. На юге (бассейны Днепра, Дона) модули минимального стока очень редко достигают 2 л/сек., 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., но часто опускаются ниже 1 л/сек.

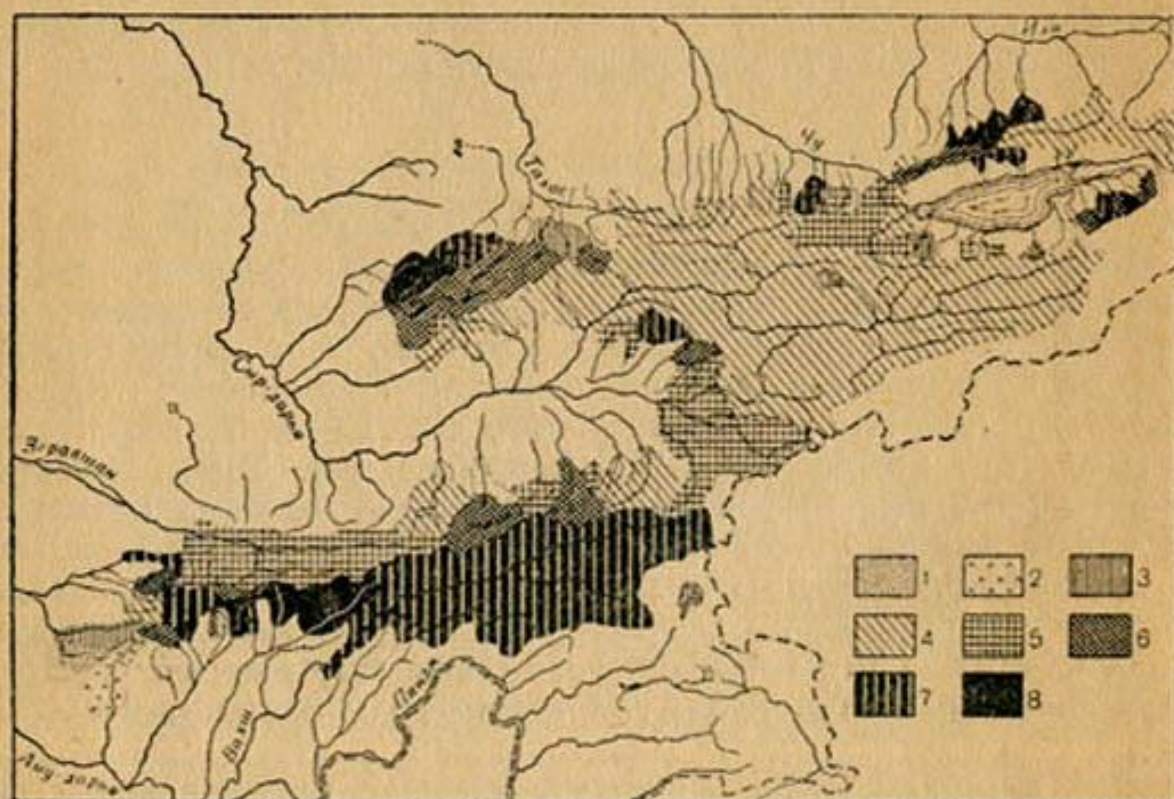


Рис. 64. Распределение средних месячных минимальных модулей стока по территории Средней Азии.
1 — 0,0—0,5; 2 — 0,5—1,0; 3 — 1,0—2,0; 4 — 2,0—3,0; 5 — 3,0—4,0; 6 — 4,0—5,0; 7 — 5,0—6,0; 8 — 6,0—9,0.

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 и даже 20 л/сек., достигая в единичных случаях значений 30 л/сек (например, р. Беслета имеет $M_{\min} = 31,6$ л/сек.) (108).

Таким образом, реки Средней Азии, за исключением Кавказа 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

В 62% 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 (115), равным единице.

В подавляющем большинстве случаев изменчивость минимальных расходов, характеризуемая коэффициентом вариации, укладывается в пределы 0,1—0,3, при среднем значении 0,175.

Наша попытка связать коэффициенты вариации минимальных расходов с факторами, которые могут влиять на изменчивость минимального стока и к настоящему времени достаточно изучены

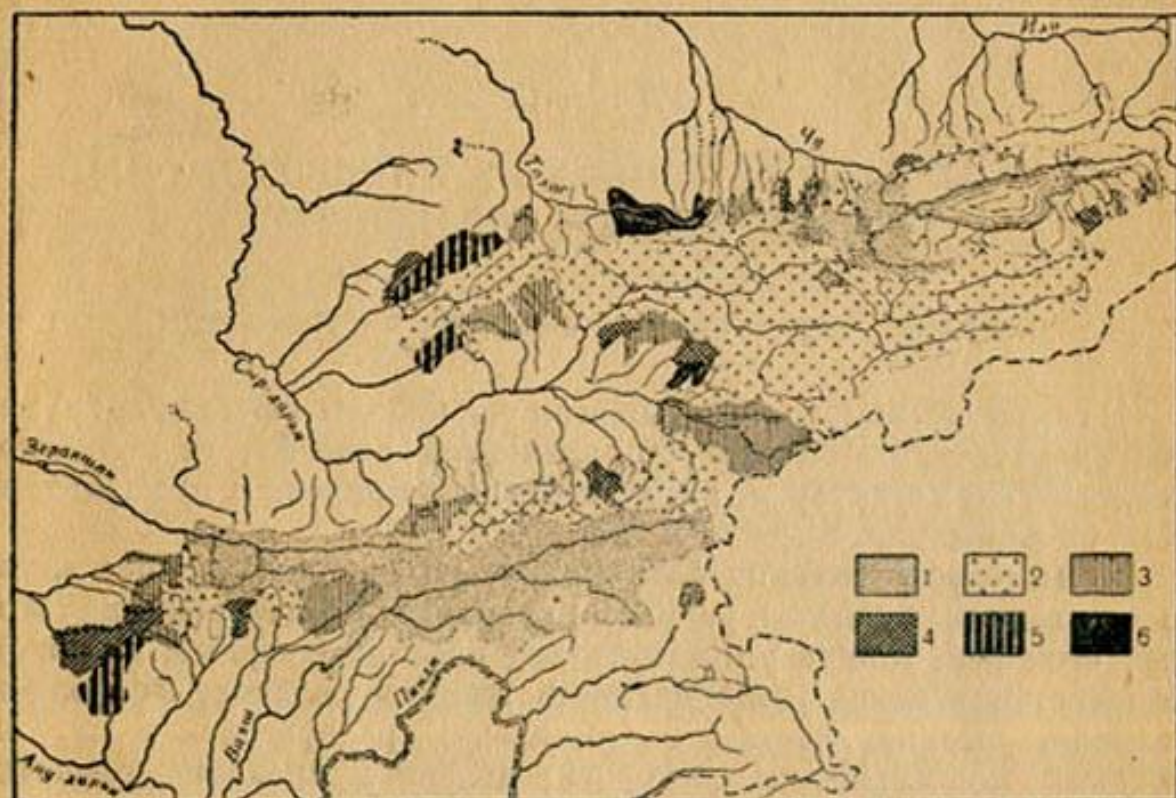


Рис. 65. Распределение коэффициентов вариации средних месячных минимальных расходов воды по территории Средней Азии.

Коэффициент вариации средних месячных минимальных 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.

(например, с средним модулем стока, площадью водосбора, вариантно-стью годовых стоков и т. п.), не дала положительных результатов.

По этой причине для предварительных расчетов можно рекомендовать принимать среднее значение коэффициента вариации минимальных расходов, т. е. 0,175. Установленные таким образом минимальные расходы в пределах 10—90% обеспеченности будут отклоняться от действительных в подавляющем большинстве случаев менее, чем на $\pm 20\%$. Можно также принимать значение $C_{\min}$ по створу-аналогу, пользуясь рис. 65, на котором представлено распределение изменчивости минимального стока по территории горной области Средней Азии.

ГЛАВА IX

[СРЕДНИЙ 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 и д) характера землепользования.

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, интенсивность жидких осадков, продолжительность осадков, частоту их выпадения, распределение жидких осадков по площади, снегораспределение, продолжительность 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 выравненных поверхностей и котловин, глубину местных базисов эрозии и т. д.

Среди почвенно-геологических факторов наибольшее значение имеют водопоглощительные 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, почему важную роль играют вид растительности (древесная, кустарниковая, травянистая) и ее полнота.

Землепользование, в частности распашка склонов и выпас, оказывает большое влияние на эрозию почв.

Вопросом влияния перечисленных факторов на процессы выветривания, эрозии почв, денудации горных пород и твердого стока рек, в особенности эрозии почв, посвящена обширная литература (117—132, 135—139). Мы ограничимся только несколькими замечаниями.

Прежде всего необходимо отметить *многочисленность факторов, влияющих на процессы эрозии и денудации, и 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 мы имели 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.

Составленная нами по данным Л. Т. Земляницкого¹ зависимость между количеством смытого мелкозема и полнотой насаждения арчи (рис. 66) показывает, что уже при полноте в 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 интересный учет стока наносов на временных потоках, путем устройства специальных запруд, задерживающих все донные наносы, поставленный Д. И. Абрамовичем в бассейне р. Сулак (117). Действительно, вынос с 1 кв. км водосбора, сложенного мергелистыми породами, по данным Д. И. Абрамовича, составил 1 600 м³, а вынос с 1 кв. км водосбора, сложенного исключительно известняками, был равен всего 124 м³, или в 13 раз меньше.

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

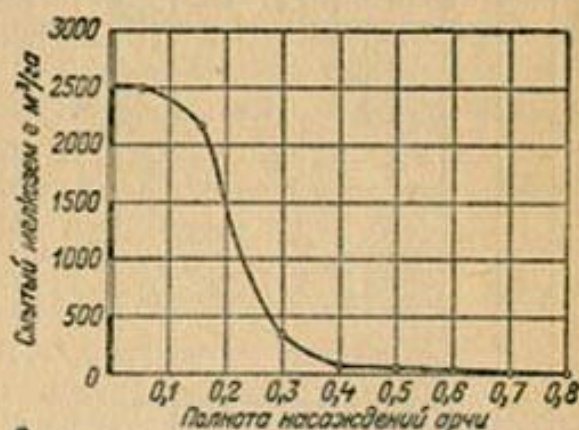


Рис. 66. Зависимость смыва от полноты насаждения арчи.

¹ Л. Т. Земляницкий проводил исследования в Зааминском лесном хозяйстве (северный склон Туркестанского хребта), на склонах крутизной 20—30°.

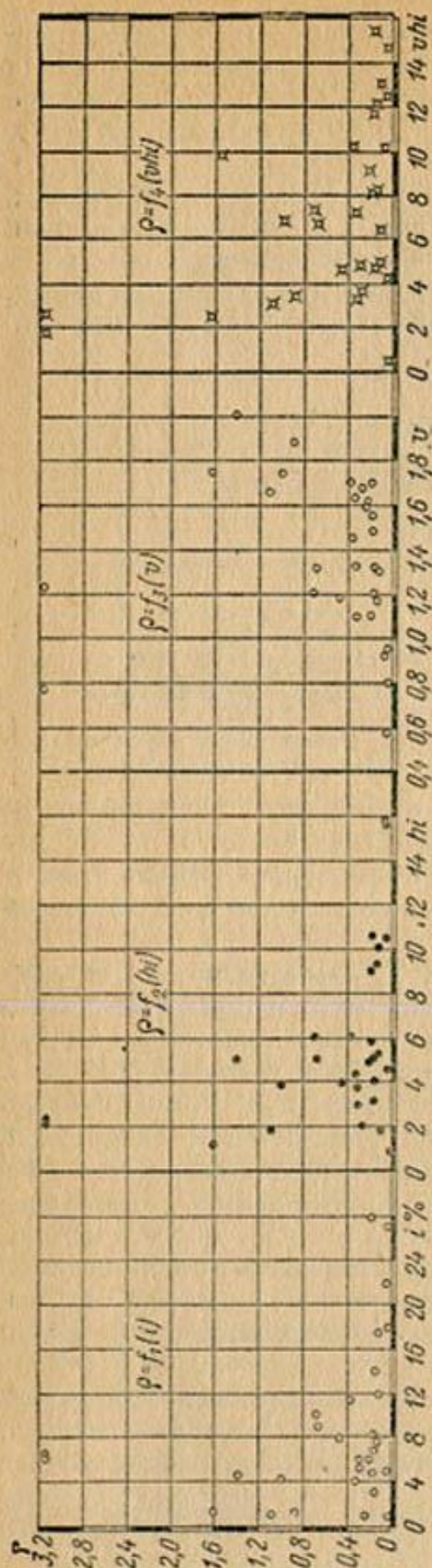


Рис. 67. Зависимость относительной мутности от гидравлических элементов русла.

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, как это было показано выше. Но, как это справедливо отмечает Ф. Форгеймер (133), «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 Ф. Форгеймера особенно справедливо в отношении горных участков рек.

По нашим подсчетам, *транспортирующая способность среднеазиатских рек на горных и даже предгорных участках их в десятки и даже сотни раз превышает фактическую мутность*

рек. По этой причине 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 (128), окончилась неудачей. Это можно видеть из рис. 67, 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 потока¹.

Не увенчалась успехом и попытка выявить зависимость между мутностью воды и средним уклоном водосбора и модулями жидкого стока, т. е. факторами, играющими чрезвычайно важную роль в интенсивности эрозионных и денудационных процессов.

Наконец, существующая, как правило, связь между твердым и жидким стоком для отдельных створов 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 и пока не поддаются классификации или районированию.

С нашей точки зрения, 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, влияние которых 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 редкими исключениями, не установлены даже зависимости между количеством смытого материала и отдельными факторами, обуславливающими интенсивность смыва.

Распределение интенсивности смыва по территории горной области Средней Азии²

Отсутствие выявленных связей между твердым стоком и влияющими факторами не может служить препятствием для освещения в известных рамках распределения интенсивности смыва и установления некоторых закономерностей этого распределения.

Действительно, достаточно правильное представление об интенсивности смыва, правда только с больших площадей, могут дать накопленные к настоящему времени сведения о стоке взвешенных наносов.

¹ Интересно заметить, что М. М. Лейтер на примере бассейна р. Колорадо также пришел к выводу, что смыв не прямо пропорционален гидравлической силе потока и в весьма сильной степени зависит от характера осадков и геологического строения водосбора (138).

² См. статью автора «Интенсивность смыва с поверхности горной области Средней Азии» (134).

Другие составляющие смыва — влекомые наносы и сток растворенных веществ — к настоящему времени изучены слабо и нуждаются в частных обобщениях. Однако учет стока влекомых наносов и растворенных веществ чаще всего будет только незначительно преуменьшать действительный вынос из пределов водосборов.

В самом деле, на основании не очень многочисленных и приближенных данных о стоке влекомых наносов, его роль в общем твердом стоке в тех створах, по которым имеются подобные сведения, в подавляющем большинстве случаев не превышает 10% от стока взвешенных наносов, т. е. величины, не достигающей значений погрешностей при учете последних.

Согласно данным Гидрометрической части Туркестанского края, сток химически растворенных веществ для рек с большой мутностью воды можно оценить в размере около 10% от стока взвешенных наносов (р. Аму-дарья); для рек со средней мутностью он возрастает до 20—30% (реки Сыр-дарья, Или, Нарын, Чирчик, Кара-дарья) и только у рек с очень незначительной мутностью он составляет более 50% от стока взвешенных наносов (реки Чу, Талас), а иногда превышает 100%.

Таким образом, только у рек с незначительной мутностью воды учет стока влекомых наносов и растворенных веществ может повлечь за собой существенное преуменьшение размыва и смыва с поверхности их водосборов (в отдельных случаях преуменьшение смыва может достигать 100% и более). Однако даже значительное преуменьшение интенсивности смыва с поверхности подобных водосборов не может изменить общей картины распределения интенсивности смыва с территории горной области бассейна.

Как уже говорилось, имеющийся в настоящее время материал по стоку взвешенных наносов позволяет судить об интенсивности смыва только со сравнительно больших территорий (по преимуществу, со всей площади водосбора, т. е. с площадей, исчисляющихся обычно не менее, чем несколько сот кв. 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 ниже схема интенсивности смыва (рис. 68) показывает, что она колеблется в очень широких пределах — от 5 до 3 000 т в год с 1 кв. км водосбора. Такой большой диапазон значений смыва на территории горной области Средней Азии, впрочем, 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 тре-

бует осторожности при оценке величины 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 Чирчика она составляет 165 т в год с 1 кв. км, а в водосборе Чаткала не достигает даже 100 т (91 т). Только с водосбора Угама

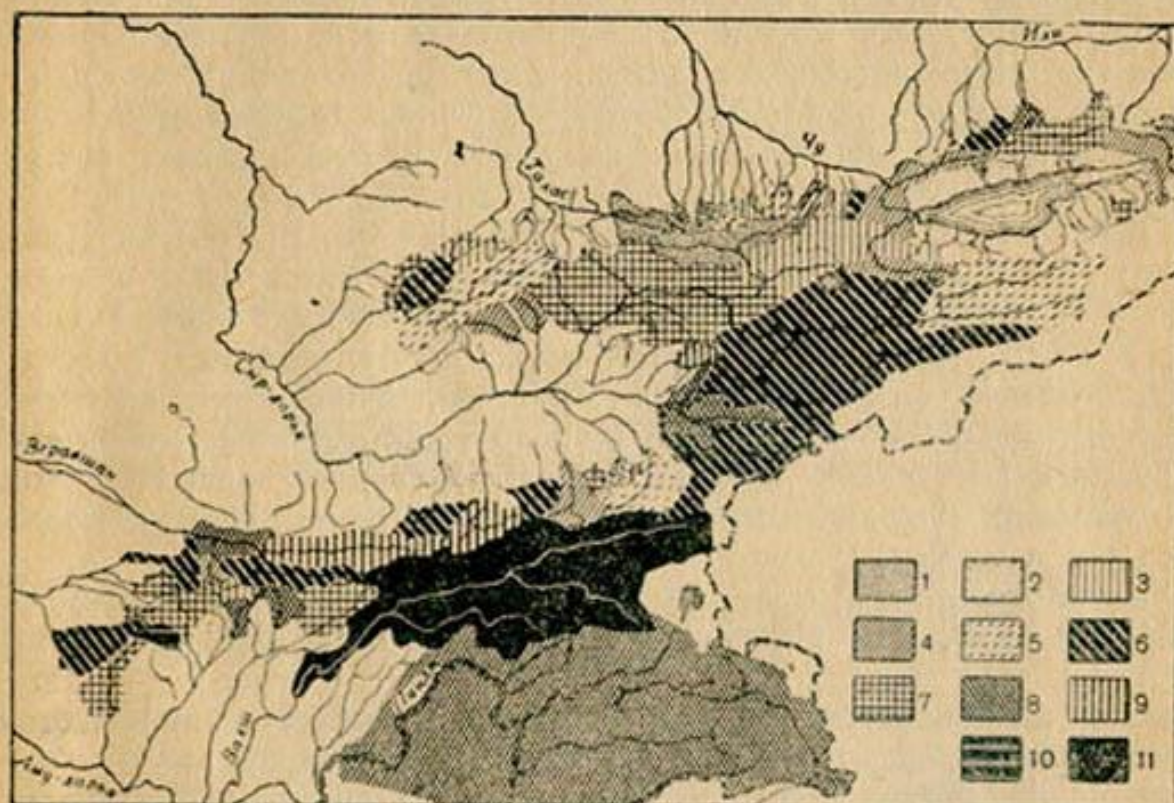


Рис. 68. Распределение интенсивности смыва по территории горной области Средней Азии (в т/кв. км в год).

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—1 000; 10 — 1 000—2 000; 11 — более 2 000.

смыв превышает 200 т в год с 1 кв. км (223 т). Между тем водосбор Чирчика и его частные бассейны характеризуются обилием осадков и высокой удельной водоносностью (глава III). Объяснение этому в первую очередь надо искать в особенностях почвенно-геолого-геоморфологических условий водосбора Чирчика, 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 аккумулировать твердый сток. И действительно, в горной области бассейна Чирчика мы видим широкое распространение трудно размываемых пород (известняков, изверженных пород и т. п.) и развитие выравненных поверхностей (в частности речных террас), на которых аккумулируются

продукты выноса с осевых частей хребтов. При значительно меньшей удельной водоносности, с 1 кв. км водосбора Нарына в Ферганскую долину ежегодно выносятся 220 т взвешенных наносов. Интенсивность смыва с поверхности водосбора Нарына составляет 133% от интенсивности смыва с поверхности водосбора Чирчика, тогда как удельная водоносность второго более чем в три раза выше.

В верховьях Нарына смыв значительно менее интенсивен и составляет 78 т с 1 кв. км в год. Пониженная интенсивность смыва в верховьях Нарына объясняется широким распространением здесь сыртов (высокогорных долин), незначительной относительной высотой хребтов, изобилием моренных отложений и озер, играющих роль естественных фильтров и отстойников, малое развитие мелкоземистого покрова и т. д.

Высокая интенсивность выноса (759 т/кв. км за год) из водосбора Матчи (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.

Незначительный смыв с поверхности водосбора Гузар-дарьи (179 т/кв. км), при распространении здесь пород, нестойких против выветривания и сноса, объясняется только низким расположением его водосбора и, как следствие, слабым увлажнением атмосферными осадками ($M_0 = 1,8$ л/сек.). В пользу этого предположения убедительно говорит исключительно эффективная работа жидкого стока, свидетельством чего является очень высокая мутность воды Гузар-дарьи ($3,14$ кг/м³). Теми же причинами объясняется и низкая интенсивность смыва с поверхности водосбора Ширабад-дарьи, которая составляет 239 т с 1 кв. км в год ($M_0 = 2,4$ л/сек., средняя мутность воды $3,14$ кг/м³).

Наибольшей интенсивности смыв достигает в водосборе Вахша, с поверхности которого ежегодно выносятся 2612 т/кв. км 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 отложений (меловых и третичных), в частности песчаников и сланцев и т. п. В результате этого даже в бассейне Кзыл-су и Мук-су наблюдаются осыпи и громадные конусы выноса боковых притоков, свидетельствующие о весьма интенсивном здесь ходе эрозии и денудации.

В целом можно констатировать более значительные масштабы смыва в южных районах Средней Азии (исключая водосборы

рек Туркменской ССР), чем в северных, где смыл только в редких случаях достигает 50 т/кв. км, не превышая 300 т/кв. км. 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 в южных районах.

2. Большей средней высотой размываемого массива и большей энергией рельефа.

3. В общем большим распространением молодых мезо-кайнозойских 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 высокие отметки.

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 $1,6 \text{ т/м}^3$, то мы получим следующие значения понижения поверхности водосборов, наиболее типичных в отношении смыва рек Средней Азии (табл. 22).

Таблица 22

Речи	Понижение поверхности в мм за год
Талас	0,0033
Исфайрам	0,0283
Нарын	0,137
Кара-дарья	0,308
Сох	0,342
Матча	0,474
Вахш	1,630

Таким образом, для понижения поверхности водосбора р. Вахш на 1 м требуется около 600 лет, а для понижения поверхности водосбора р. Талас на ту же величину необходимо уже около 30 000 лет. Средний же смыл с площади, освещенной данными по взвешенным наносам, без рек Туркмении и бассейна озера Балхаш составляет $0,44 \text{ мм}^2$. По данным А. В. Волина (119),

¹ Запедомо преуменьшенное значение объемного веса принято в связи с отсутствием учета стока влекомых наносов и химически растворенных веществ.

² Средний смыл с горной области Средней Азии, включая реки Туркмении и реки бассейна Или, равен $0,267 \text{ мм}$ за 1 год.

средняя интенсивность эрозии Русской платформы (с учетом влекомых наносов и растворенных веществ) составляет 0,03 мм в год, что соответствует приблизительно смыву с поверхности водосбора Исфайрама. Интенсивность смыва с Армянского нагорья равняется 0,14 мм в год, т. е. соответствует смыву с поверхности Нарына. Вынос из водосборов Большого Кавказа составляет 1 200 т/кв. км в год или 0,45 мм (сравнить с выносом из водосбора р. Матча и средним смывом горной области Средней Азии). Интересно отметить, что вынос взвешенных наносов из водосборов Большого Кавказа колеблется от 75 до 2 248 т/кв. км в год. Средняя интенсивность смыва Северных Альп составляет 0,57 мм в год (119).

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 (129), эрозия может достигать высокой интенсивности, превышая 1 000 т в год (Заволжье, склоны правобережной Волги, Среднерусской и Воыно-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. М. Алматинка в июле 1921 г.¹

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 (рис. 69). 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 и озера Иссык-куль и р. Чирчик мутность воды наименьшая и только в очень редких случаях превышает 0,2 кг/м³. К числу таких исключений относятся Чилик (1,04 кг/м³), Талгар (0,620 кг/м³), М. Алматинка (0,515 кг/м³), Чирчик (0,268 кг/м³), Угам (0,304 кг/м³) и Кызыл-су (округленно 0,4 кг/м³); с другой стороны, здесь встречается мутность менее 0,05 кг/м³ и даже менее 0,02 кг/м³.

Мутность воды Нарына 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 (1,088 кг/м³).

¹ Сток наносов за этот сель, повидимому, не менее чем в 20 раз превышал нормальный годовой сток взвешенных наносов р. М. Алматинки.

Кара-дарья при выходе в Ферганскую долину имеет мутность $1,62 \text{ кг/м}^3$. Мутности рек северного склона Алайского и Туркестанского хребтов укладываются в пределы $0,15$ (Исфайрам) — $0,99 \text{ кг/м}^3$ (Сох), если исключить водосбор Аравана, реки которого отличаются пониженной мутностью (менее $0,1 \text{ кг/м}^3$).

Мутность воды Зеравшана равна $0,882 \text{ кг/м}^3$, причем мутность р. Матча достигает $1,39 \text{ кг/м}^3$.

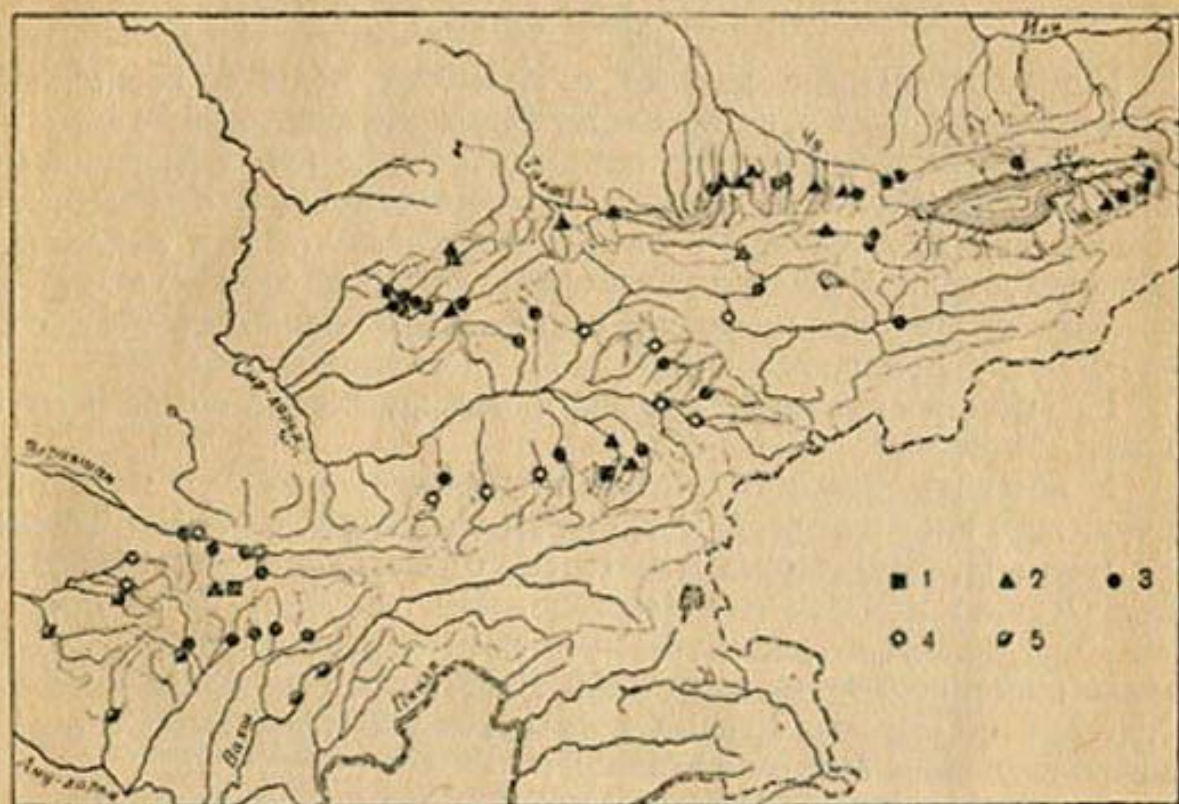


Рис. 69. Распределение мутности воды по территории горной области Средней Азии.

Относительная мутность в кг/м^3 :

1 — $0,01-0,02$; 2 — $0,02-0,10$; 3 — $0,10-0,50$; 4 — $0,50-2,00$ 5 — $2,00-5,00$.

Мутность рек бассейна Кашка-дарья колеблется в пределах от $0,46$ (Кашка-дарья у с. Варганзы) до более чем 3 кг/м^3 (Гузар-дарья). В бассейне Сурхан-дарья мутность рек Каратаг и Тупо-ланг превышает $0,3 \text{ кг/м}^3$, а рек Ширабад-дарья и Саигардак — 3 кг/м^3 .

В бассейне Кафирнигана мутность воды рек Варзоб и Ханака почти достигает $0,5 \text{ кг/м}^3$, а Кафирнигана равна $0,241 \text{ кг/м}^3$. Средняя мутность воды Вахша при выходе его из гор составляет $4,24 \text{ кг/м}^3$. Реки Теджен и Мургаб у государственной границы СССР имеют мутность $4,07$ и $0,97 \text{ кг/м}^3$.

Наибольшей мутностью воды отличается р. Атрек, содержащая при выходе из гор в 1 м^3 воды 18 кг взвешенных наносов.

Таким образом, в южных районах Средней Азии мутность воды, как правило, превышает $0,3 \text{ кг/м}^3$, причем только здесь мы встречаемся с мутностью свыше 3 кг/м^3 . Следовательно, на

юге Средней Азии работа жидкого стока по смыву и размыву достигает большей эффективности.

Отсюда 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.

Рассмотрим сначала изменения интенсивности смыва и мутности в пределах горной области.

В бассейне Чирчика резкое увеличение смыва по мере продвижения вниз по реке можно видеть на примере рек Пскема и Чаткала. Так, средний смыв с поверхности водосборов рек Ойганг и Майдантал (составляющие Пскема) не превышает 20—30 т/кв. км в год, в то время как смыв с единицы площади всего бассейна Пскема равен 159 т/кв. км, а с единицы площади бассейна собственно Пскема превышает 300 т/кв. км. С поверхности водосбора Чаткала выше устья Терса смывается 50 т/кв. км в год, а ниже устья Терса более 150 т/кв. км. Аналогичная картина наблюдается и в бассейне Нарына, где до г. Нарын смыв составляет 78 т/кв. км, а ниже — 250 т/кв. км.

Только в водосборе Зеравшана наблюдается уменьшение интенсивности смыва, объясняющееся последовательным впадением в него рек Фан-дарья, Кштут-дарья и Магнан-дарья, в бассейнах которых смыв значительно менее интенсивен, чем в водосборе собственно Зеравшана.

Увеличение относительной мутности при продвижении вниз можно видеть из следующих данных (табл. 23).

Увеличение относительной мутности 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 высокорасположенными истоками, часто протекают в широких долинах с сравнительно незначительным падением¹, в силу чего эрозионная спо-

¹ Результат деятельности бывших ледников.

Таблица 23

Место наблюдения	Относительная мутность в мг/м ³
Нарын у г. Нарын	0,331
Нарын у г. Уч-Курган	1,088
Сох у с. Сох	0,670
Сох у с. Сара-курган	1,300
Чаткал выше впадения р. Терс	0,110
Чаткал у с. Найзытугай	0,147
Чаткал у устья	0,180
Чирчик у г. Ходжикенты	0,258
Пекем у истока	0,027
Пекем у устья	0,187

} средняя
за 1937 г.

способность потоков невысока. Для склоновой эрозии и денудации здесь также нет благоприятных условий, так как почвы развиты еще слабо, породы сравнительно устойчивы и к тому же значительное время предохранены от выветривания снежным покровом.

3. Ниже 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 ливневой характер весной и в начале лета) и уменьшения продолжительности снежного покрова. Кроме того, с увеличением скоростей и расходов возрастают возможности русловой эрозии.

4. 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 сначала обычно продолжается увеличение мутности воды и твердого стока или во всяком случае не наблюдается уменьшение 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 следующими данными табл. 24.

Таблица 24

Место наблюдения	Относительная мутность в кг/м ³
Чирчик при выходе из гор	0,258
Чирчик у устья	0,523
Ангрен при выходе из гор	0,042
Ангрен близ устья	1,154
Теджен при выходе из гор (Пуль-и-Хатум)	4,07
Теджен у с. Киндыклы	8,41
Мургаб у с. Сеппи-али	0,97
Мургаб у с. Таш-кенри	1,07
Мургаб у Султанбендского водохранилища	3,00
Сурхан-дарья у истоков	0,485
Сурхан-дарья у устья	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 уменьшение твердого стока и мутности воды мы наблюдаем только ниже с. Таш-сака, т. е. в расстоянии 432 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 притоков Чили и Кара-узьяк, затопляемый при прохождении значительных паводков, 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 обуславливает 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 выносит в Аральское море не более 20% своего твердого стока у вершины дельты.

ЛИТЕРАТУРА

К главе I

1. Берг Л. С. Основы климатологии. Л., 1938.
2. Бугаев В. А. Климат Средней Азии и Казахстана, Ташкент, 1946.
3. Григорьев А. А. Некоторые итоги разработки новых идей в физической географии, Изв. АН СССР, серия географическая и геофизическая, т. X, № 2. М., 1946.
4. Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Л., 1947.
5. Корженевский Н. Л. Средняя Азия, Ташкент, 1941.
6. Шульц В. Л. Принципы и схема гидрологического районирования Средней Азии, Тр. и материалы по гидрологии Средней Азии, вып. 2, Самарканд—Ташкент, 1935.
7. Шульц В. Л. Основные черты гидрологии Средней Азии, Ташкент, 1936.
8. Veihmeyer F. I. Evaporation from Soils and Transpiration, Trans. Amer. Geophys. Un., 1938.

К главе II

9. Апполов Б. А. Гидрологические информации и прогнозы, Москва — Свердловск, 1945.
10. Исследования стока. Труды НИУ ГМС, серия IV, вып. 17, Свердловск — Москва, 1945.
11. Коновалов Е. П. Селевые потоки. Сб. ГГИ, № 1, 1938.
12. Корженевский Н. Л. К вопросу влияния таяния ледников на расходы рек. Тр. и материалы по гидрологии Средней Азии, вып. 2, Самарканд—Ташкент, 1935.
13. Львович М. И. Опыт классификации рек СССР, Тр. ГГИ вып. 6, Л.—М., 1938.
14. Небольсин С. И. и Надеев П. П. Элементарный поверхностный сток, Л.—М., 1937.
15. Пальгов Н. Н. Катастрофические наводки на ледниковых реках Заплайского Ала-тау, Изв. Всесоюзного Географического об-ва, т. 79, вып. 2, 1947.
16. Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников, М., 1947.
17. Юнусов Г. Р. Принципы выражения основных гидрологических характеристик рек с ледниковым питанием, Изв. Казахского филиала АН СССР, серия энергетическая, 1946, вып. 1 (25), Алма-Ата.

К главе III

18. Берг Л. С. Аральское море, СПб., 1908.
19. Берг Л. С. Высыхает ли Средняя Азия? Изв. РГО, т. X, 1904 и т. XVI, 1905.
20. Венюков М. О высыхании озер в Азии. Тр. VIII съезда естественных испытателей и врачей, СПб., 1890.
21. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России, СПб., 1884.
22. Воейков А. И. Колебания климата и уровня озер Туркестана и Западной Сибири, Метеорол. вестник, т. XI, 1901.
23. Дингельштедт П. Опыт изучения ирригации Туркестанского края, Сыр-дарьинская область, ч. 1, СПб., 1893.
24. Зайков Б. Д. Карта среднего годового стока Европы, Тр. ГГИ, вып. 6, Л., 1938.
25. Зайков Б. Д. и Белников С. Ю. Средний многолетний сток рек СССР, Тр. ГГИ, вып. 2, Л., 1937.
26. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР, Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 24, Л. — М., 1946.
27. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 40, Л., 1946.
28. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара, Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 18, Свердловск — Москва, 1945.
29. Молчанов Л. А. Изменяется ли климат Средней Азии?, Соц. наука и техника, №№ 2—3, 1933.
30. Скворцов А. А. Об испарении и обмене в приземном слое атмосферы, Тр. Ин-та Энергетики АН УзССР, вып. 1, Ташкент, 1947.
31. Цинзерлинг В. В. Орошение на Аму-дарье. М., 1927.
32. Шульц В. Л. Количественные показатели к гидрологическому районированию, Ташкент, 1937.
33. Сонгад V. Der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag und seine Beziehungen zu den Eiszeiten, Beiträge zur Kenntnis der Schneedeckeverhältnisse, 3, Gerlands Beiträge zur Geophysik, B. 45, H. 3, 1935.
34. Dati caratteristici dei corsi d'acqua Italiani, Consiglio superiore Servizio Idrografico, Roma, 1934.
35. Douglass A. E. Climatic Cycles and Tree Growth, Carnegie Inst., Publ. 29, v. 1, 1919, v. II, 1928.
36. Douglass A. E. Tree-Rings and Chronologie, University of Arizona, Phys. Sc. Bull. № 1, Tucson, 1937.
37. Hoyt W. G. and Troxell H. E. Forest and Stream Flow. Proc. A. S. C. I., vol. 58, N 6, 1932.
38. Huntington E. The Rivers of Chines Turkestan and the desiccation of Asia, Geogr. Journal, XXVIII, 1906.
39. Jarvis C. S. Flood Stage Records of the Raver Nile, Proc. of the Amer. Soc. of Civil Engin., N 6, 1935.
40. Keen F. P. Climatic Cycles in Eastern Oregon as Indicated by Tree-Rings, M. W. R., May, 1937.
41. Maurer S. Temporäre Schneegrenze und mittlere Schmelzwasserhöhen in Schweizerischen Alpengebiet nach neueren Erhebungen, Meteorologische Zeitschrift, B. 26, H. 12, 1909.
42. Schulman E. Centuries Long Tree Indices of Precipitation in the Southwest, B. A. M. Soc. IV, v. 23, N 4, 1942.
43. Spillmann W. G. Der natürliche Wasserhaushalt im Aaregebiet, Wasserkraft und Wasserwirtschaft, N 3, 1935.

К главе IV

- ✓ 44. Антонов Н. Д. Зависимость колебаний годового стока от физико-географических факторов. Изв. ГГИ, № 67, Л., 1934.
45. Давыдов Л. К. Колебание водоносности рек Средней Азии,

Тр. Гидрометеорологического отдела Ср. Аз. Мета, т. 1, вып. 2, Ташкент, 1929.

46. Давыдов Л. К. О коэффициенте вариации годового стока рек, Метеорол. и гидролог. (информ. сборник), № 5, 1946.

47. Ефимович П. А. Вопросы водохозяйственных расчетов и гидрологии, Л., 1936.

48. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня, Тр. НИУ ГУГМС СССР, серия IV, вып. 38, Л., 1946.

49. Зайков Б. Д. Изменчивость годового стока рек СССР, Сборник ГГИ, № 1, Л. — М., 1939.

50. Киреев А. И. Путь к изучению модуля стока в высокогорной местности, Тр. ледниковых экспедиций, вып. III, Л., 1936.

51. Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Расчеты речного стока, М. — Л., 1934.

52. Ольдекopf Э. М. Зависимость режима реки Чирчик от метеорологических факторов, Тр. Метотдела, вып. 89, Ташкент, 1918.

53. Ольдекopf Э. М. К вопросу прогноза расходов рек в Туркестане, Бюллетень Гидрометрической части в Туркестанском крае, №№ 1—3, Ташкент, 1917.

54. Рубинштейн Е. С. К проблеме изменения климата, Тр. НИУ ГМС, серия 1, вып. 22, Л., 1946.

55. Соколовский Д. Л. Водные ресурсы рек промышленного Урала и методика их расчета, Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 7, Свердловск — Москва, 1943.

56. Соколовский Д. Л. Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний годового стока рек Европейской части СССР, Л., 1930.

57. Шевелев М. Э. Коэффициент вариаций годового речного стока как функции некоторых климатических и гидрологических параметров. Гидротехническое строительство, № 6, 1934.

58. Шевелев М. Э. Формулы коэффициентов вариации годового стока, Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 29, Л., 1946.

59. Hoyt W. G. and Langbein W. B. The yield of streams as a measure of Climatic fluctuations, Geograph. Review, vol. XXXIV, N 2, 1944.

К главе V

60. Бостанджогло А. В., Шульц В. Л. и Стружинский А. П. Исчисление выклинивающихся вод в бассейнах юго-западных рек Узбекистана, Ирригация и гидротехника, № 7, 1936.

61. Великанов М. А. Водный баланс суши, М., 1940.

62. Ванеева О. В. Черты гидрометеорологического режима ледника Караугом, Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, Л., 1936.

63. Зайков Б. Д. Внутригодовое распределение речного стока на территории Европы, Тр. НИУ, серия IV, вып. 15, Свердловск — Москва, 1944.

64. Калесник С. В. Общая гляциология, Учпедгиз, Л., 1939.

65. Комаров В. Д. Исследование весеннего стока рек бассейна р. Оки. Тр. ЦИП, вып. 4 (31), Л., 1947.

66. Комаров В. Д. О предвычислении гидрографа половодья малой реки, Доклады ЦИП, т. 1, вып. 3, Л., 1947.

67. Косарев М. Материалы по исследованию изменчивости температуры в горах, Тр. Узб. Географического об-ва, вып. 1, Ташкент, 1937.

68. Кузьмин П. П. О таянии снега, 1944.

69. Кузьмин П. П. О стаивании речного льда весной, 1944.

70. Кузьмин П. П. Радиация, отраженная от поверхности моря и поглощенная слоями воды различной глубины, Метеорология и гидрология, №№ 7—8, 1939.

71. Кузьмин П. П. Стаивание ледников и тепловой баланс, Журнал геофизики, т. VII, вып. 4, М. — Л., 1937.

72. Кузьмин П. П. Температурный режим в верховьях бассейнов рек Зеравшан и Ягноб, Тр. ледниковых экспедиций, вып. III, Л., 1936.
73. Луценко И. М. К вопросу о методике исчисления добавочных вод в оазисах Средней Азии, Тр. и материалы по гидрологии Средней Азии, вып. 1, Самарканд — Ташкент, 1935.
74. Небольсин С. И. и Надеев П. П. Элементарный поверхностный сток, Л. — М., 1937.
75. Огневский А. В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах, Тр. НИУ ГУГМС СССР, серия IV, вып. 13, Л. — М., 1945.
76. Пальгов Н. Н. Связь между температурой воздуха и таянием ледников Заилийского Ала-тау, Вестник АН КазССР, № 10 (19), 1946.
77. Пиотрович В. В. Стаивание и сток с ледников Адалашюк-гель в Дагестане, Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, Л., 1936.
78. Пиотрович В. В. Стаивание поверхности ледника и образование микрорельефа, Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, изд. ТПЭ, Л., 1936.
79. Попов Е. А. и Сочеванов В. Е. Метеорологические данные по наблюдениям на станции на леднике Башкара, Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, Изд. ТПЭ, Л., 1936.
80. Попов Е. А. Результаты опытов по определению испарения и конденсации на леднике Башкара, Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, изд. ТПЭ, Л., 1936.
81. Решетников А. И. Сток снеговых и дождевых вод с элементарных площадок в районе Валдайской возвышенности, Тр. НИУ ГУГМС СССР, серия IV, вып. 17, 1945.
82. Рудовиц Л. Испарение снега. Метеорологич. вестник, т. XXXIV, 1924.
83. Рутковский В. И. Опыт изучения теплового баланса снега в период таяния, Метеор. и гидрол., № 5, 1941.
84. Савинов С. И. О таянии снега, Метеорол. вестник, № 4—5, 1907.
85. Сочеванов В. Е. Процессы стаивания на поверхности ледника Башкара, Тр. ледниковых экспедиций, вып. V, Л., 1936.
86. Спенглер С. А. Стаивание поверхности ледников, Тр. ледниковых экспедиций, вып. 1, Л., 1936.
87. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации. Метеор. и гидролог., № 6, 1939.
88. Черниговский Н. Т. Несколько опытов над радиационными свойствами снега и льда Карского моря у о-ва Уединения в 1935 г. «Arctica», IV, 1936.
89. Черниговский Н. Т. О радиационных свойствах снегового покрова и льда арктических морей, Пробл. Арктики, № 6, 1939.
90. Червинский П. И. Снег и снегозадержание. Изд. «Северный Кавказ», Ростов н/Д, 1931.
91. Швец Г. И. Внутригодовое распределение стока, Гидрологические расчеты для рек УССР (на украинском языке), Киев, 1947.
92. Шultz В. Л. Опыт изучения теплового баланса снежника, Бюллетень АН УзССР, № 11, 1946.
93. Шultz В. Л. Определение площади одновременного снеготаяния в водосборах рек Средней Азии, Метеор. и гидролог. (информационный сборник), № 4, 1948.
94. Шultz В. Л. Интенсивность снеготаяния в горах Средней Азии, Тр. Ин-та Энергетики АН УзССР, вып. 1, Ташкент, 1947.
95. Шultz В. Л. К вопросу о классификации рек Средней Азии по типу их питания, Бюллетень АН УзССР, № 5—6, 1944.
96. Lütshg O. Über Niederschlag und Abfluss in Hochgebirge Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes, Ein Beitrag zur Fluss und Gletscherkunde der Schweiz, Zürich, 1926.
97. Hamberg H. Die Eigenschaften der Schneedecke in den Lapplandischen, Gebirgen, 1907.

98. Heim Al. Handbuch der Gletscherkunde, 1885.
99. Meyer A. The Elements of Hydrology, 1928.
100. Marshall R. Return of Selpage Water to the South Platte River in Colorado. The Agricultural Experiment Station of the Colorado Agricultural College, Bull. 279, 1922.

К главе VI

101. Боголюбов С. Н. Методика проектирования гидрографов снегового половодья. Сб. «Водный баланс и сток», Тр. НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 39, Л., 1946.
102. Комаров В. Д. Основные факторы весеннего стока, Тр. ЦНИ, вып. 2 (29), М. — Л., 1947.
103. Молодцов И. Зависимость водности р. Гава от атмосферных осадков, Тр. Узб. Географ. об-ва, вып. 1, Ташкент, 1937.
104. Созыкин Н. Ф. О динамике впитывания воды в почву, Трапс-желдориздат, М., 1940.

К главе VII

105. Дубах А. Д. Материалы по вопросам прудовой техники, Л., 1928.
106. Огневский А. В. Максимальные расходы талых вод. Гидрологические расчеты для рек УССР, Киев, 1947.
107. Преображенский Т. П. Из результатов наблюдений над поверхностным стоком талых вод, Материалы по опытно-мелиоративному делу, т. III, 1929.
108. Соколовский Д. Л. Гидрологические и водохозяйственные расчеты при проектировании малых ГЭС, Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 36, Л., 1946.
109. Соколовский Д. Л. Нормы максимального стока весенних паводков рек СССР, Л. — М., 1937.
110. Тарловский Г. Нормы стока для расчетов прудовых водосливов, Тр. II съезда инженеров-гидротехн., 1913.

К главе VIII

111. Аптопов Н. Д. Минимальный сток рек Европейской части СССР, Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 2, Л. — М., 1941.
112. Кочерин Д. Низкие и наименьшие расходы воды рек Европейской части СССР, Тр. Московского ин-та транспорта, вып. 11, 1929.
113. Поляков Б. В. Определение связи между подземными водами и поверхностным стоком, Тр. ЦНИ, вып. 2 (29), М. — Л., 1947.
114. Урываев В. А. Обеспеченность расходов в году рек Европейской части СССР, Тр. НИУ ГМС, серия IV, вып. 2, Л. — М., 1941.
115. Шевелев М. Э. Метод расчета обеспеченных минимумов речного стока, Метеор. и гидролог., № 8, 1937.
116. Щеголев Д. И. и Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах, Л. — М., 1939.

К главе IX

117. Абрамович Д. И. Исследование наносов р. Сулак, Л., 1935.
118. Вознесенский А. С. и Арцруни А. Б. Влияние физико-химических свойств почв на поверхностный смыв, Борьба с эрозией почв, 1938.
119. Волли А. В. Твердый сток и скорость эрозии, Изв. АН СССР, серия географич. и геофизич., т. IX, № 5, 1946.
120. Гуссак В. Б. Факторы и внутренние последствия поверхностных смывов красноземов в условиях влажных субтропиков Грузии, Эрозия почв, АН СССР, 1937.

121. Земляничный Л. Т. Об эрозии почв в горных областях южной Киргизии и Узбекистана. Эрозия почв, АН СССР, 1937.
122. Кошменко А. С. Борьба с эрозией почв, Тр. Всесоюзного научно-исследовательского ин-та Агролесомелиорации, вып. IX, М. — Л., 1937.
123. Корнев Я. В. Эрозия почв как фактор урожайности, Эрозия почв, АН СССР, 1937.
124. Лонатин Г. В. Твердый сток рек СССР как показатель эрозионной деятельности поверхностных вод, Тр. по гидрологии, ЛГУ, Л., 1939.
125. Панков А. М. Нормальная денудация и эрозия почв, Эрозия почв, АН СССР, 1937.
126. Панков А. М. Проблема почвенных эрозий в СССР. Борьба с эрозией почв в СССР, АН СССР, 1938.
127. Панков М. А. и Антошина З. Н. Почвы южных склонов Каракан-тау и их эрозия, Тр. Уз ФАН, серия X, вып. 4, Ташкент, 1942.
128. Поляков Б. В. Определение величины стока наносов в целях установления срока заилнения водохранилища, Записки ГГИ, т. X, Л., 1934.
129. Поляков Б. В. Характеристика интенсивности эрозии по данным о стоке наносов рек европейской территории СССР, Тр. первого совещания по регулированию стока, АН СССР, М. — Л., 1946.
130. Пустовалов Н. А. Петрографии осадочных пород, ч. 1, М., 1940.
131. Соболев С. С. Опыт почвенно-эрозионного районирования европейской равнины СССР, Проблемы советского почвоведения, сб. XI, М. — Л., 1940.
132. Степанов Н. Н. Лес как фактор защиты почв от эрозии, Борьба с эрозией почв, 1938.
133. Форгеймер Ф. Гидравлика, ОНТИ, М. — Л., 1935.
134. Шульц В. Л. Интенсивность смыва с поверхности горной области Средней Азии, Метеорология и гидрология (информационный сборник), № 1, 1947.
135. Bennet H. H. Soil Conservation, N—U—L., 1939.
136. Blumenstock D. L. Rainfall characteristics as related to soil erosion, U. S. Depart. of Agr., Techn. Bull., № 698, 1939.
137. Duley F. L. and Hays O. E. The effect of the degree of slope on runoff and soil erosion, Agr. Eng., vol. 45, № 6, 1932.
138. Leiter M. M. Über die Denudation in Flussgebiete Colorado, Geograph. Abhandlungen, 1928.
139. Middleton H. E. Properties of soil which influence soil erosion U. S. Depart. Agric. Techn. Bull., № 178, 1930.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Глава I. Гидрологические особенности Средней Азии	8
Глава II. Роль талых вод в питании рек Средней Азии	23
Глава III. Средний многолетний сток	38
Факторы, определяющие величину среднего многолетнего стока	—
Распределение среднего многолетнего стока по территории горной области Средней Азии	49
Многолетние изменения водоносности	53
Глава IV. Колебания годового стока	59
Факторы, обуславливающие колебания годового стока	—
Распределение изменчивости годового стока по территории горной области Средней Азии	65
Хронологическая последовательность лет различной водоносности	66
Синхронность колебаний годового стока рек на территории Средней Азии	69
Глава V. Среднее внутригодовое распределение стока	75
Факторы, определяющие внутригодовое распределение стока	—
Формирование стока паводочного периода	89
Приближенная оценка внутригодового распределения стока в неизученных створах	108
Водность рек Средней Азии по отдельным сезонам и классификация рек по типу их питания	113
Распределение средней водности рек по отдельным сезонам по территории Средней Азии	118
Глава VI. Изменчивость внутригодового распределения стока	120
Факторы, обуславливающие изменчивость внутригодового распределения стока	—
Внутригодовое распределение стока реальных лет	133
Изменчивость стока за фазово-однородные периоды	144
Внутригодовое распределение стока любой обеспеченности	148
Хронологическая последовательность и синхронность колебаний внутригодового распределения стока	151
Глава VII. Максимальные расходы талых вод	160
Факторы, влияющие на максимальные расходы талых вод	—
Изменчивость максимальных расходов	166

Глава VIII. Минимальные расходы воды	168
Факторы, влияющие на минимальные расходы воды	—
Распределение минимальных модулей стока по территории горной области Средней Азии	173
Изменчивость минимальных расходов воды	174
Глава IX. Средний сток взвешенных наносов и смыв с поверхности водосборов	176
Факторы, определяющие величину твердого стока	—
Распределение интенсивности смыва по территории горной области Средней Азии	179
Распределение мутности воды	184
Распределение мутности воды и интенсивности смыва по длине рек	186
Литература	189

Редактор *Н. А. Гомозова*
Редактор карт *Г. Н. Мальчевский*
Технич. редактор *И. Н. Ривина*

А 08294. Сдано в производство 19/V—49 г. Подписано и печати 19/VIII—49 г.
Формат 60×92¹/₁₆. Тираж: 7 000. Печатных листов 12¹/₄+1 н. л. вкл. Учетно-издательских л. 13,7. Цена 7 руб. Переплет 1 р. Заказ № 1612.

3-я типография «Красный пролетарий» Главполиграфиздата при Совете Министров СССР. Москва, Краснопролетарская, 16.