

Д. Ю. Юсупова

**ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ
И РЕЖИМ ГОРНЫХ
РЕК**

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ

Д. Ю. ЮСУПОВА

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ
И РЕЖИМ ГОРНЫХ
РЕК

(на примере северного склона Туркестанского
хребта)

ТАШКЕНТ
ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
1991

УДК 551. 482

Юсупова Д. Ю. Водные ресурсы и режим горных рек. Ташкент: Фан, 1991. 80 с.

В монографии впервые на примере данного региона устанавливаются некоторые закономерности формирования и распределения стока с горных территорий (рассчитан поясной сток, на основе которого составлена карта стока). Опыт оценки поясного стока может быть использован и для других горных районов Средней Азии, где решаются аналогичные задачи.

Для гидрологов, инженеров-гидротехников, гляциологов, а также студентов высших учебных заведений.

Ил.—30, табл.—18, библи.—102 назв.

Ответственный редактор

кандидат географических наук Л. И. Шалатова

Рецензенты:

доктора географических наук М. И. Геткер, А. А. Рафиков

Ю $\frac{3802000000-456}{М 355 (04)-91}$ 198—91

© Ташкент, Издательство «Фан» УзССР, 1991 г.

ISBN 5—648—01093—1

ВВЕДЕНИЕ

В условиях засушливого климата один из решающих факторов развития и размещения отраслей народного хозяйства — водные ресурсы. Решение главных экономических задач текущей пятилетки (1986—1990 гг.) и на период до 2000 года невозможно без научно обоснованного использования водных ресурсов, общее количество которых в Среднеазиатском регионе невелико. Вследствие этого выявление, оценка, установление закономерностей их формирования и распределения по региону, а также по отдельным горным хребтам (или бассейнам рек), в частности северному склону Туркестанского хребта, который обеспечивает орошение Джизакского массива и примыкающей к нему территории, представляют не только теоретический, но и практический интерес.

Гидрографическая сеть северного склона Туркестанского хребта представлена такими относительно крупными реками, как Исфара, Ходжабакирган, Аксу со снегово-ледниковым типом питания, реками снегового питания Зааминсу, Санзар а также саями Басмандысай, Ширинсай, Каттасай, Джалаирсай, Пшагарсай, Ачисай и др., воды которых полностью используются для орошения.

Нами изучены климатические особенности данной территории, в частности термический режим, влажность воздуха, атмосферные осадки, а также густота речной сети отдельно для постоянных, временных рек и сухих русл, установлена закономерность их высотной зональности, проведена типизация гидрографической сети, изучен средний годовой сток, его изменчивость и внутригодовое распределение, определены элементы водного баланса.

Материалом для исследования послужили результаты изысканий и наблюдений автора во время полевых экспедиций в составе гидрографической партии УГМИ УзССР (1970—1971 гг.), данные Исфаринского управления оросительных систем (УОС), управления Каттасайской оросительной сети, Джизакского ОблУОСа и За-

аминского райводхоза, климатических и гидрологических справочников Госкомгидромета, Средазгипроводхлопка, института Гидроингео.

Выявленные закономерности формирования территориального распределения и временной изменчивости стока, уточненные расчетные рекомендации и количественные показатели являются основой мероприятий по рациональному использованию и охране региональных водных ресурсов для орошения и других целей. Методические решения при соответствующей корректировке могут быть использованы в различных районах аридных областей.

ГЛАВА I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ТУРКЕСТАНСКОГО ХРЕБТА

Туркестанский хребет расположен на юго-востоке Средней Азии и является западным продолжением Алайского. За условную границу между ними обычно принимают меридиан, проходящий через перевал Матча (3906 м).

Хребет представляет собой мощную горную цепь широтного простираения длиной 270 км. Северный склон обрамляет с юга Ферганскую долину, примыкает к Голодной степи (ширина 60—80 км). Представляет собой сложную систему ориентированных параллельно главному гребню горных массивов, хребтов, гряд, разделенных межгорными депрессиями — долинами и котловинами (рис. 1).

Наиболее мощные горные сооружения со сложным рельефом, изменяющимся в пределах отметок от 500 до 5509 м (пик Пирамидальный), приурочены к восточной части Туркестанского хребта.

Одна из крупнейших межгорных депрессий в Средней Азии, расположенная в центральной части рассматриваемого хребта, — Уратюбинская котловина, включающая Шахристанскую и Лякат-Саватскую. Охватывает площадь водораздельных участков Туркестанского хребта — Курганак, Карамас и Учочак. Максимальная отметка в этой части хребта 4483 м (пер. Парз). Склоны хребтов имеют глубокорасчлененный скалистый рельеф в высокогорье (выше 3000 м). Сильнорасчлененный крутосклонный рельеф характерен для среднегорья (2000—3000 м), слаборасчлененный с пологими длинными склонами — для низкогорья (1000—2000 м).

Западная часть северного склона Туркестанского хребта делится рекой Санзар, протекающей вдоль хребта, на два склона — южный и северный. Южный носит название гор Чумкуртау и является продолжением осевой части главного хребта. На западе эти горы плавно сливаются с окружающей предгорной равниной в районе кишлаков Фармантепа и Ходжа-Музгур. Абсолютные отметки Туркестанского хребта в пределах водосборов рек Зааминсу и Санзар постепенно снижаются от 3600 до 700 м.

Параллельно главному хребту расположен Мальгузарский. Абсолютные отметки его сравнительно небольшие. Максимальная высота 2620 м. Склоны сильно изрезаны.

Рельеф и геологическое строение

Процессы эрозии, аккумуляции совместно с тектонической деятельностью создали на северном склоне Туркестанского хребта большое разнообразие форм и типов рельефа.

В зависимости от гипсометрических отметок рельеф по степени расчлененности и соотношению отрицательных и положительных форм можно разделить на следующие подтипы.

1. Высокогорный глубокорасчлененный скалистый с ледниково-эрозионным расчленением, характеризуется узкими пико- и гребнеобразными вершинами, местами покрытыми снегом.

2. Среднегорный сильнорасчлененный крутосклонный. Развиты узкие гребнеобразные вершины с крутыми склонами.

3. Низкогорный сильнорасчлененный с крутыми склонами, узким водоразделом, местами выровненным. Расчленен глубокими речными долинами и суходолами.

4. Низкогорный увалистый расчлененный с крутыми скалистыми склонами, антецендентными поперечными долинами и крутопадающими логами.

5. Низкогорный слаборасчлененный с характерными пологохолмистыми водоразделами, пологие длинные склоны.

6. Сильнорасчлененная наклонная равнина с крайней изрезанностью и крутизной склонов.

Геологическое строение речного бассейна — важный фактор формирования стока. Влияние его на сток определяется в основном водопроницаемостью и влагоемкостью горных пород. Этот фактор во многом зависит от инфильтрационной способности почвенного покрова и степени увлажнения. При слабой инфильтрации горные породы мало обводняются и их воднофизические свойства существенно не влияют на величину и режим речного стока. При высоких инфильтрационных свойствах и значительном увлажнении почвы водопроницаемость горных пород, их трещиноватость, наличие или отсутствие водоупорных горизонтов и их стратификация — существенный гидрологический фактор.

Северный склон Туркестанского хребта представлен породами различными как по возрасту, так и литолого-фациальному строению. Основные горные поднятия сложены породами палеозойского возраста, в то время как к долинам, котловинам, а также предгорной части приурочены более молодые мезозойские и кайнозойские отложения.

Важную роль в формировании водных ресурсов и развитии гидрографической сети играют известняки, являющиеся активным аккумулятором атмосферных осадков. К известняковым массивам приурочены наиболее обильные и постоянные выходы подземных вод, нередко дающих начало постоянным водотокам.

В восточной части в пределах высот 3000—4000 м распространены известняки палеозоя, особенно широко в бассейне р. Кше-

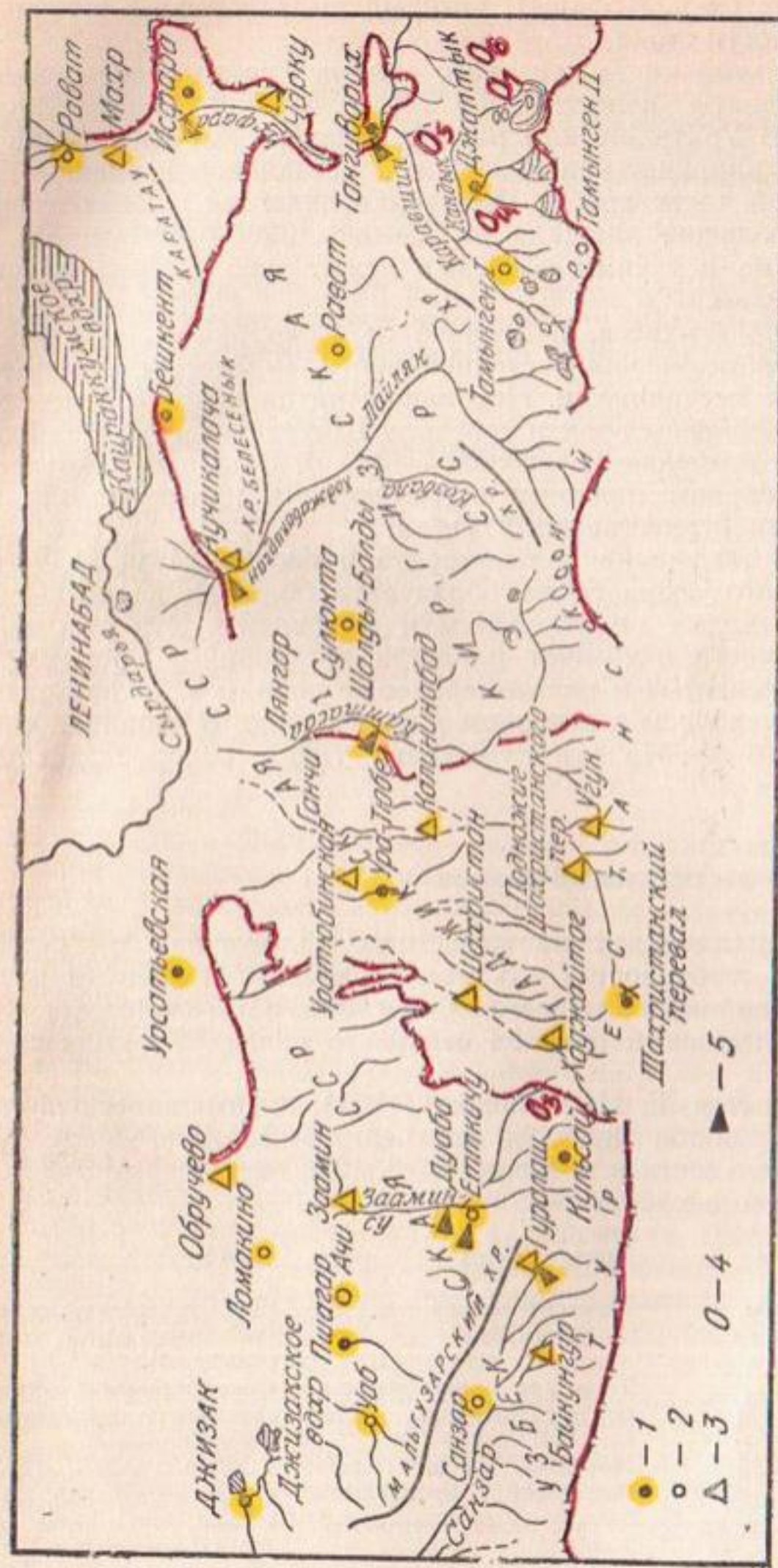


Рис. 1. Схематическая карта северного склона Туркестанского хребта.

1 — метеостанция; 2 — метеостанция закрыта; 3 — осадкомерный пост; 4 — суммарный осадкомер; 5 — гидроствор.

мыш (пр. приток р. Исфары), который выделяется по степени зарегулированности стока.

В центральной части северного склона Туркестанского хребта наиболее развиты известняки в горах Учочак (Уратюбинская котловина). В Уратюбинском районе палеогеновые известняки перекрываются кирпично-красной свитой песчаников и глин.

В западной части хребта известняки палеозоя занимают сравнительно небольшие площади на высотах 3200—3600 м. На палеозое пятнами и узкими полосами лежат маломощные палеогеновые известняки.

Сланцы, являющиеся, в отличие от известняков, водоупором, встречаются в верховьях восточной части Туркестанского хребта в сочетании с песчаниками. Небольшие пятна и полосы кембрийских сланцев найдены вблизи перевала Шахристан (Уратюбинская котловина) в пределах высот 3000—4000 м. Отдельными пятнами и полосами сланцы палеозоя встречаются в пригребневой зоне западной части Туркестанского хребта.

В толщах отложений конгломерата и песчаника мезозойского и кайнозойского возраста не образуются больших запасов грунтовых вод, родники малочисленны и маловодны. Эти отложения в восточной части занимают площади предгорий и среднегорий.

Песчано-глинистые и конгломератовые породы в Уратюбинской котловине приурочены в основном к низкогорью. В западной части Туркестанского хребта эти отложения также распространены в предгорьях.

Почвенно-растительный покров

Не останавливаясь на известных положениях о большой значимости и особенностях влияния почвенного покрова и растительности на водный баланс и режим стока, рассмотрим характер почвенно-растительного покрова северного склона Туркестанского хребта.

А. М. Мамытов, Г. И. Ройченко (1961), занимавшиеся почвенным районированием Киргизии, определили высотную зональность почв и растительности в пределах восточной части северного склона Туркестанского хребта:

Ландшафтные зоны	Растительность	Почвы
Предгорные равнины	Полынно-эфемерная, полупустынная	Светлые сероземы остаточносолончаковатые (гипсированные)
Адыры, предгорья	То же, но с ксерофитными полукустарниками, местами с фисташкой	Обыкновенные сероземы остаточносолончаковатые (гипсированные)
Низкогорье	Пырейные степи, пырейные степи с кустарником (преимущественно роза, жимолость)	Темные сероземы. Горные светло-коричневые, карбонатные (темно-серые, кустарниково-сухостепные)

Среднегорье	Типчаковые степи, реже лугостепи, куртины арчовых лесов	Горно-степные «коричневатые». Горно-лесные почвы арчовников
Высокогорные	Субальпийская лугостепь	Горные, лугово-степные светло-бурые почвы Горно-луговые дерново-полуторфянистые выщелоченные

Следует отметить, что одни и те же пояса почвенно-растительных ассоциаций имеют разное высотное простираие в трех выделенных частях Туркестанского хребта в зависимости от увлажненности и экспозиции склонов.

Пояс светлых сероземов занимает наиболее низкие участки в пределах высот 500—800 м. Светлые гипсированные сероземы распространены в предгорьях адырной гряды Белесенык, южнее Лучи — Калача. Растительность эфемерно-полынно-пустынная.

Пояс обыкновенных сероземов расположен в зоне низких гор на высотах 800—1300 м. Наиболее распространена полынно-эфемеровая и пустынно-степная растительность. Темные сероземы приурочены к высотам 1300—1700 м в Исфаринской и Раватской межгорных впадинах. Их массивы обычно заняты под богарной культурой зерновых.

Горные светло-коричневые карбонатные почвы занимают склоны гор на высотах 1700—2000 м. Растительность представлена пыреем и кустарником.

Горно-степные «коричневатые» почвы типчаковых степей и горно-лесные арчовников расположены в среднегорье в зоне высот 2100—3000 м. Арчовые леса занимают наиболее затененные влажные и холодные склоны северной экспозиции и являются активными аккумуляторами влаги.

Пояс горно-лугово-степных светло-бурых почв занимает в восточной части Туркестанского хребта высоты более 3000 м. Здесь расположены летние пастбища. Большая нагрузка пастбищ не способствовала травостою, вследствие чего склоны в большинстве сильно эродированы и часты выходы коренных пород.

Почвенный покров центральной части северного склона Туркестанского хребта (Уратюбинская котловина) неоднороден как по мощности развития, так и составу (Грабовская, 1958; Коровин, 1961; Коннов, 1963, 1966, 1973; Горбунов, Конобеева, 1975). В зависимости от условий рельефа, экспозиции, развития растительного покрова прослеживаются все варианты почвенных разностей — от глубоких хорошо выраженных почв до маломощных скелетных, вплоть до обнажений коренных пород, полностью лишенных почвы. Нарастание мощности почвенного покрова обычно наблюдается от верхних частей склонов к нижним и при переходе от южной экспозиции к северной (Пахомова, 1961).

В связи с большим интервалом высот по вертикальному профилю выделяется три почвенных типа (данные О. А. Грабовской):

1) коричневые; 2) высокогорные лесные; 3) высокогорные лугово-степные.

Коричневые почвы, представленные светло-коричневыми карбонатными, распространены на высотах 1600—1900 м в поясе низкотравных и пырейных полусаванн. На южных и восточных склонах под покровом типчаковой степи достигают высот 2600—2700 м. По склонам северной и восточной экспозиций, до высоты 2400 м, развиты почвы, переходящие от светлых коричневых карбонатных к высокогорным лесным.

Высокогорные лесные почвы подтипа лесных оторфованных распространены в арчовниках с высоты от 2400 до 3000 м (на северных склонах). Выше границы арчовых лесов (3000—3200 м) под травянистой растительностью формируются высокогорные светлые лугово-степные дернистые почвы. На склонах водоразделов Уратюбинской котловины широко распространены арчовые леса.

В западной части северного склона Туркестанского хребта и Мальгузарских горах распространены светлые, типичные и темные серозёмы, коричневые слабовыщелоченные, бурые, горно-лесные и луговые типы почв (Горбунов, Конобеева, 1975; Туляганов, 1971).

Темные серозёмы развиты в верхней части лессовых предгорий, примыкающих к северным склонам Туркестанского хребта и Мальгузара. Почвы преимущественно смытые. Почвообразующие породы — лессы. Растительность серозёмов различных подтипов представлена эфемероидными пырейниками с преобладанием пырейных, пырейно-эфемерово-ой, фломи-ссовой, аккурайной, мятликово-осоковой колтыковой формациями.

Коричневые слабовыщелоченные почвы распространены на северных склонах Туркестанского хребта и Мальгузара на высотах 1500—1600 м. В связи с преобладанием покатых склонов почвы преимущественно смытые. Имеются выходы коренных пород. Почвообразующие породы — лессовидные делювиальные суглинки не большой мощности, подстилаемые элювием коренных пород. Здесь широко распространено богарное земледелие.

Коричневые и бурые горно-лесные почвы развиты на высотах выше 1600 м. Растительность представлена типчаковниками, арчовниками, лиственными лесами, кустарниками и ксерофитами. Луговые почвы встречены на высотах более 3000 м.

Исходя из особенностей расположения горных гряд, различия в высотных отметках, которые снижаются постепенно с востока на запад, в физико-географических условиях, северный склон Туркестанского хребта можно разделить на три района. К первому относится его восточная часть (в пределах Ферганской долины). Границами будем принимать бассейн р. Исфары с востока и бассейн р. Аксу с запада. Ко второму принадлежит центральная часть хребта, представленная Уратюбинской котловиной (условные границы бассейнов рек Аксу и Шахристансай). Третий район — западная часть хребта, образованная бассейнами рек Зааминсу, Санзар и водотоками Мальгузарских гор.

Особенности расположения основных форм рельефа создали условия, в которых сформировались реки Исфара, Ходжабакирган, Исфана, Аксу, реки Уратюбинской котловины, Зааминсу, Санзар и др. Каждая форма рельефа в зависимости от абсолютной высоты, ориентировки по отношению к движению влажных воздушных масс и экспозиции склонов осуществляет только ей присущую роль в создании реки.

Оледенение

Современное оледенение в рассматриваемом районе приурочено к восточной части северного склона Туркестанского хребта и служит важным источником питания рек. Здесь берут начало такие относительно крупные водотоки, как Исфара, Ходжабакирган, Исфана, Аксу. По их бассейнам оледенение распределено неравномерно (табл. 1).

Таблица 1

Число, площадь ледников и объем льда в водосборах гидрологических постов (данные каталога ледников)

Река	Пост	Площадь водосбора, км ²	Число ледников	Площадь ледников		Объем льда, км ³
				км ²	% от площади водосб.	
Исфара	Кишл.Ташкурган	1560	128	169,6	10,9	7,528
	Кишл.Андархан	1740	73	51,9	3,0	2,01
Исфана	Кишл.Шалды-Балды	285	1	0,4	0,1	0,011
Аксу	Ущ.Дазгон	712	45	23,3	3,3	0,823

Согласно данным каталога ледников (1974 г.), самое значительное оледенение у бассейна р. Исфары. Здесь 128 ледников общей площадью 168,8 км². Один из значительных по занимаемой площади и объему — ледник Щуровского. Площадь области абляции 11,5 км², объем льда 1,391 км³.

Наименьшее число ледников (всего один) площадью 0,4 км² и объемом льда 0,011 км³ в бассейне р. Исфаны. В бассейнах рек Ходжабакирган и Аксу число ледников составляет соответственно 73 и 45 с площадью 31,9 и 23,3 км². Оледенение здесь представлено в основном ледниками малых размеров. Преобладающее число ледников площадью 0,1—0,5 км².

В пределах рассматриваемого района средняя высота нижней границы ледников увеличивается от 3700 (бассейн Аксу) до 3850 м (бассейн р. Исфары). Высота фирновой линии по частным бассейнам колеблется в небольших пределах. Наиболее низкое положение она занимает в бассейне р. Аксу (4090 м), выше всего поднимается в бассейне р. Исфары (4230 м), что связано с распре-

делением атмосферных осадков (см. главу II). Для всего района средний уровень границы составляет 4150 м.

В 30-40 годах сокращение ледников происходило главным образом за счет уменьшения крупных, в то время как большинство ледников малого размера находилось в стационарном состоянии. В конце 50- начале 60-х годов отступление ледников сменилось наступанием.

В распределении по морфологическим типам на рассматриваемой территории участвуют 13 типов ледников. Наиболее распространены долинные в бассейне р. Исфары (31 общей площадью 90,8 км²). Всего число ледников этого типа в зоне современного оледенения хребта составляет 65 общей площадью 126,3 км². К наиболее распространенным можно отнести также каровые и висячие, общее число которых соответственно 56 и 47. Наиболее развиты (38,7 км²) сложные долинные ледники, хотя количество их равно 4, наименее — котловинные (всего 1).

Нами проведена оценка ледникового стока (по В. Л. Шульцу) рек, имеющих современное оледенение (табл. 2).

Таблица 2

Доля ледникового стока в годовом стоке рек

Река	Пункт	Водосбор		Объем годового стока, млн. м ³	Объем ледникового стока, млн. м ³	Доля ледникового стока, % от годового
		F, км ²	H _{ср.} , м			
Исфара	Ташкуртан	1560	3170	503	186	37
Ходжабзирган	Кызылтаги	1710	2600	321	42	13
Аксу	Ущ. Дазгон	712	2800	125	23	18

Наибольшая доля ледникового стока приходится на бассейн Исфары, где обширное оледенение, наименьшая, — очевидно, на бассейн р. Исфары, где, как отмечено, имеется всего 1 ледник малого размера.

ГЛАВА II. КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Климат северного склона Туркестанского хребта обусловлен своеобразным географическим положением и особенностями орографии. Горные образования служат естественными аккумуляторами атмосферной влаги — основным источником питания развитой в этой части речной сети, формирующейся на склонах межгорных впадин. Подножия хребта в западной части непосредственно примыкают к полупустынной территории Джизакского массива, находясь под сильным влиянием жаркого и сухого климата пустынь Средней Азии. Самые верхние части гор достигают отметок 5000 м и выше, поднимаясь в область вечных снегов и ледников, в пределы распространения гляциально-нивального климата.

Так, северо-восточная часть представлена нижним течением р. Исфары, отличается крайней засушливостью (Балашева, Житомирская, 1960; Челпанова, 1963). Однако на расстоянии всего нескольких десятков километров вверх по хребту тот же бассейн р. Исфары несет обширное оледенение, свидетельствующее об обильных осадках. Отсюда можно сделать вывод, что климатические условия, господствующие на склонах Туркестанского хребта в верхней части, существенно отличаются от условий равнинной.

Мезо- и микроклиматические условия северного склона Туркестанского хребта определяются абсолютной высотой местности, направлением отрогов главного хребта, степенью расчлененности, формами рельефа, крутизной, экспозицией склонов относительно влагонесущих воздушных масс и стран света, характером подстилающей поверхности и др. Все эти факторы в определенной степени влияют на водный баланс рассматриваемой территории.

Для всех элементов климата в пределах северного склона Туркестанского хребта характерны большие высотные градиенты. Наблюдается определенный меридиональный «тренд» этих элементов на протяжении хребта с запада на восток.

Оценка климатических условий района затрудняется тем, что в горной, особенно высокогорной, области метеорологическая сеть редка. Так, выше 3000 м на северном склоне Туркестанского хребта имеются лишь три метеорологические станции. В разное время действовало 16 метеостанций и 16 осадкомерных постов в диапазоне высот 348—3142 м. Кроме того, имеется 11 суммарных осад-

комеров на высотах 2700—4100 м, по которым показания снимаются 2 раза в год.

Ниже рассмотрены элементы климата, играющие первостепенную роль в формировании и режиме водных ресурсов района исследований (температура и абсолютная влажность воздуха, недостаток насыщения воздуха, осадки и снежный покров), с целью выявления их высотной зональности и территориальной однородности.

Основная задача при рассмотрении элементов климата — установление его связи с высотой. На базе полученных зависимостей можно судить либо об однозначности связей для всей территории, либо о необходимости ее подразделения на отмеченные выше орографические подрайоны (см. главу I). Основой для анализа послужили данные Климатических справочников (1965, 1967, 1968, 1969).

Термический режим

Характер зависимости средней многолетней температуры воздуха от высоты (рис. 2) дает основание считать, что северный склон Туркестанского хребта в термическом отношении можно рассматривать как один район. Температура воздуха изменяется с высотой практически по линейному закону (Денисов, 1965). Средний годовой вертикальный температурный градиент составляет $4,7^\circ/100$ м. Исходя из уравнения $\Theta_{(H, t)} = \Theta_{(H_0, t)} - \gamma(H)$, предложенного Ю. М. Денисовым, рассчитывается среднегодовая температура воздуха в пределах высот 500—3500 м. Расчетные величины температуры воздуха при нанесении на график $t=f(H_{cp})$ совпали с проведенной нами прямой. По имеющимся данным, средняя годовая температура здесь меняется по прямой от $14-15^\circ$ на высотах 350—400 м до $0,1-1,3^\circ$ на высотах 3000—3100 м со средним градиентом $5,1^\circ$ на 100 м высоты.

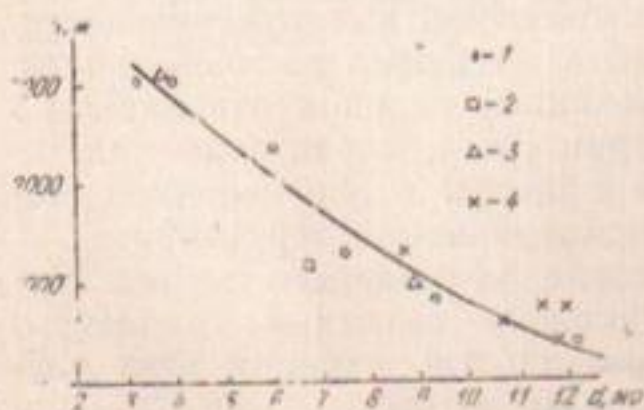


Рис. 2. Зависимость средней годовой температуры воздуха от средней высоты для северного склона Туркестанского хребта.

Бассейны рек: 1 — Исфаны; 2 — Ходжабакиргана, Исфаны и Аксу; 3 — Уратюбинская котловина; 4 — Зааминсу, Санзаар.

Годовая амплитуда среднемесячных температур в горах меньше, чем на равнине ($19-20^\circ$ против $30-32^\circ$).

Наступление зимы, определяемое устойчивым переходом среднесуточной температуры воздуха через 0° , на склонах Туркестанского хребта приходится на первую декаду декабря. Устойчивый переход температуры через 0° в период подъема приходится на третью декаду февраля. Таким образом, продолжительность холодного периода на склонах составляет 80 дней.

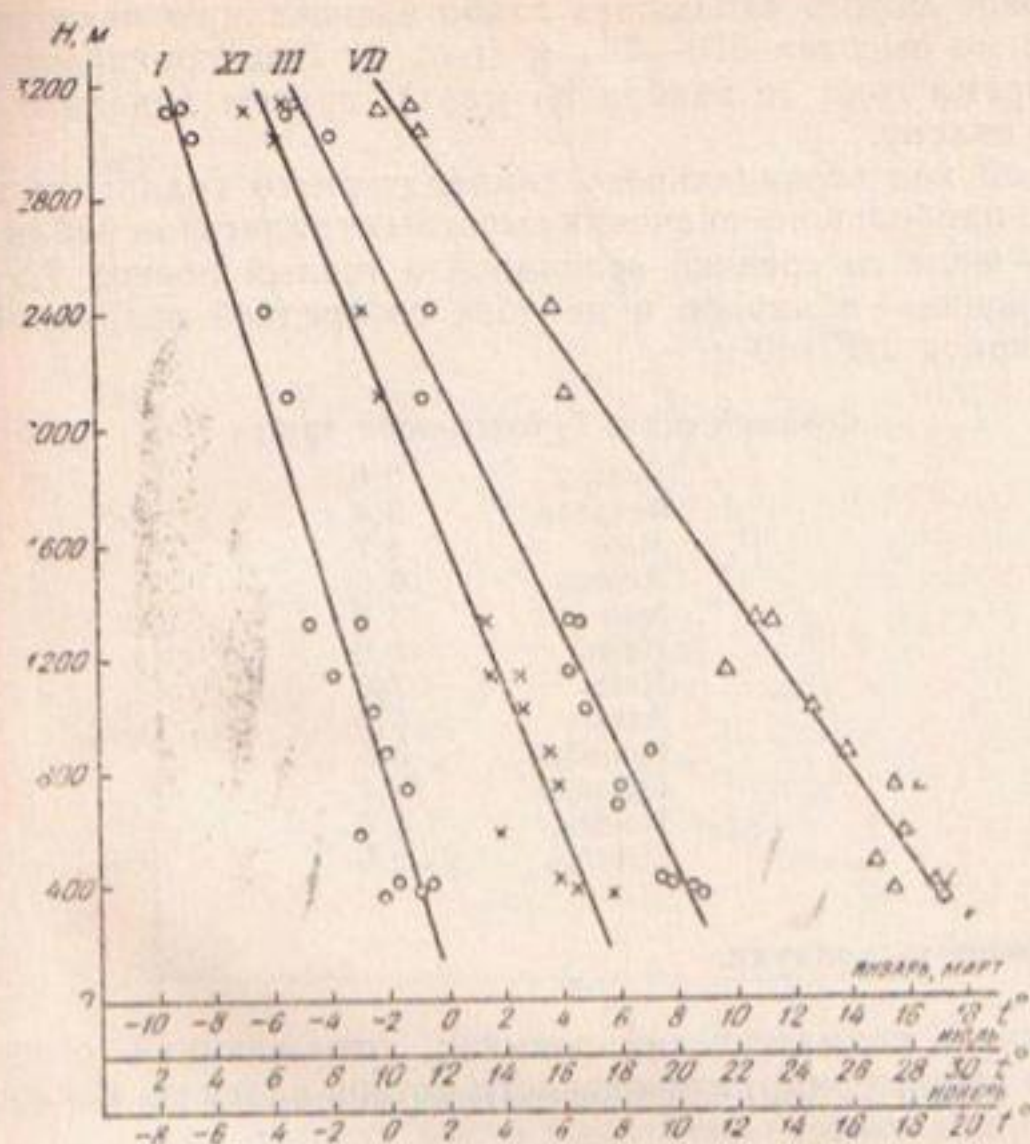


Рис. 3. Зависимость среднемесячной температуры воздуха от высоты за характерные месяцы для северного склона Туркестанского хребта:

I — январь, III — март, VII — июль, XI — ноябрь.

Изменение поля температур в течение года показано на рис. 3. Высотная зональность всегда территориально общая, но несколько различная по месяцам. Наиболее холодный месяц — январь. Среднемесячные температуры изменяются от $-2,9^{\circ}$ в предгорных равнинах до -12° в нивально-гляциальной зоне.

Минимальные среднесуточные температуры в этих зонах составляют соответственно $-4,0$ и $13,2^{\circ}$. Число оттепелей в этом диапазоне времени в предгорных равнинах 23, на высоте 3143 м — 1.

Наиболее теплый месяц — июль. Пределы среднемесячной температуры в предгорьях и высокогорьях составляют 26 и $9,9^{\circ}$. Максимальные среднесуточные температуры колеблются от $35,6^{\circ}$ в предгорных равнинах до 16° в высокогорье.

Число морозных дней на равнине в марте и ноябре соответственно 7 и 11, на высоте 3143 м — 31 (в марте) и 29 (в ноябре).

В январе можно наблюдать слабо выраженную инверсию температуры на высотах 370—735 м (рис. 3). Она проявляется в холодное время года (с ноября по март), причем локально, а не в целом по склону.

Годовой ход вертикального температурного градиента показывает, что наибольшие значения высотных градиентов наблюдаются в июне—июле со средней величиной в теплый период $7,5^{\circ}/100$ м, а наименьшие—в январе и декабре со средней величиной в холодный период $3,0^{\circ}/100$ м:

Северный склон Туркестанского хребта

Январь	2,8
Февраль	3,4
Март	4,7
Апрель	6,6
Май	6,2
Июнь	8,0
Июль	7,0
Август	6,5
Сентябрь	5,5
Октябрь	5,1
Ноябрь	3,3
Декабрь	2,6

Влажность воздуха

Важный климатический элемент, отражающий степень увлажнения территории, интенсивности потерь влаги на испарение,— влажность воздуха.

Наибольших значений упругость водяного пара достигает в июле, составляя 7 мб на высоте 3100 м и 13 мб на высоте 850 м. Данные показывают, что зимой и летом по всей территории с увеличением высоты влажность воздуха уменьшается (рис. 4).

Наименьших значений упругость водяного пара так же, как и температура воздуха, достигает в январе, когда она колеблется от 1 до 5 мб на соответственных высотах 3100 и 350 м. Как видно (рис. 4), в январе тенденция к однородности всей территории (в отношении упругости водяного пара) выражена довольно отчетливо (с октября по май), однако в июле—сентябре наблюдается разветвление кривой, по которой можно выделить два района: восточная часть, включая Уратюбинскую котловину и бассейны рек Санзар и Зааминсу. Упругость водяного пара в первом районе больше, чем во втором, что связано с режимом атмосферных осадков.

Изменения относительной влажности воздуха с высотой на северном склоне Туркестанского хребта невелики, максимальны они летом (с мая по сентябрь). Если в январе на высоте 400 м ее величина достигает 80%, то в июле на этой же высоте—30. На высоте 3100 м величина относительной влажности воздуха в январе составляет 30%, в июле—60.

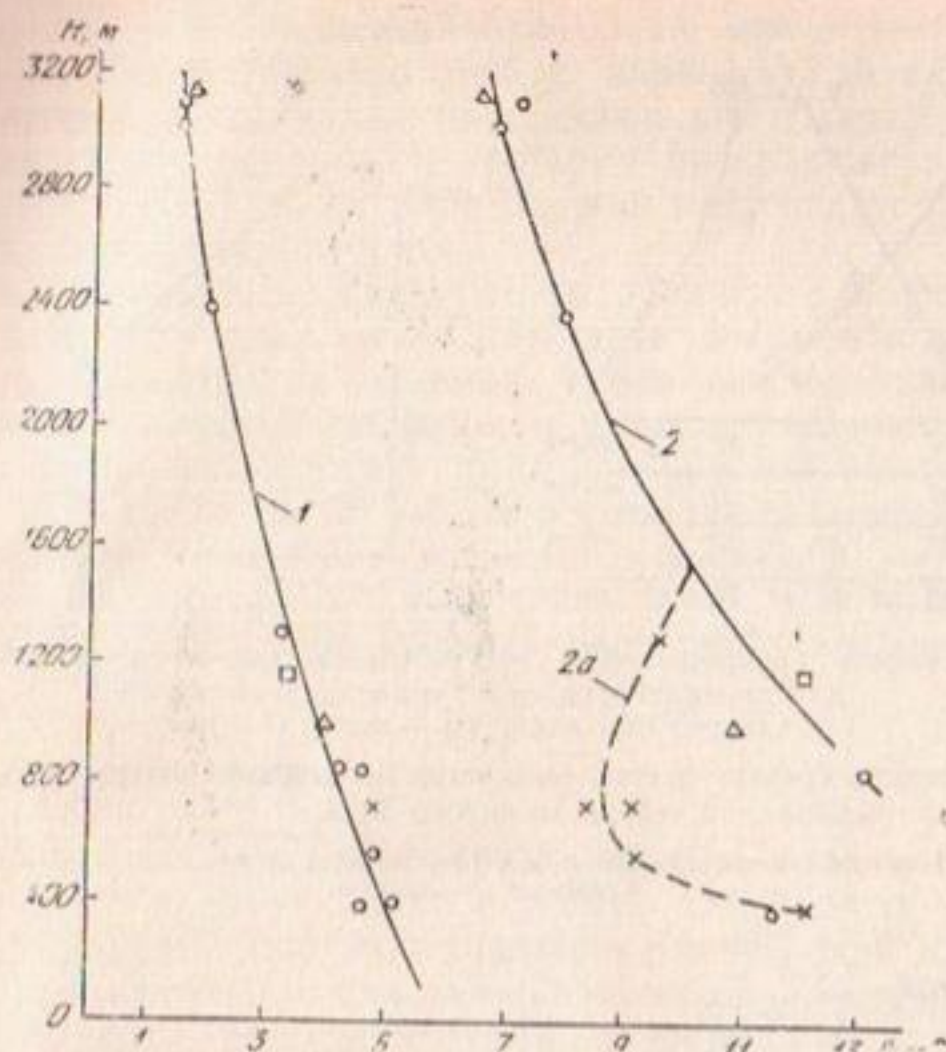


Рис. 4. Зависимость упругости водяного пара от высоты для северного склона Туркестанского хребта:

1 — январь, 2 — июль, 2а — июль для западной части хребта.

Анализ зависимости среднемесячной относительной влажности (рис. 5) показал, что с октября по май с высотой она уменьшается, с июля по сентябрь увеличивается.

Максимальное число дней с относительной влажностью воздуха 30% или меньше приурочено к низкогорной и равнинной зоне и на высоте 400 м составляет 170, в высокогорной зоне на высоте 3150 м их 50.

Недостаток насыщения воздуха водяными парами в зимний период достигает в среднегорье 2,5 мб. С марта увеличивается и достигает максимума в июле. В это время по территории колеблется от 6 до 31 мб.

Изменение величин недостатка насыщения с высотой в течение года показано на рис. 6. В пригребневой и предледниковой зонах годовой ход недостатка насыщения сглажен. Так, годовая амплитуда на станции Джиптык (3100 м) составляет 4,2 мб, на станции Санзар (1313 м) — 18,3.

При анализе изменения недостатка насыщения воздуха по высоте по месяцам можно выделить для теплого периода (с июня по

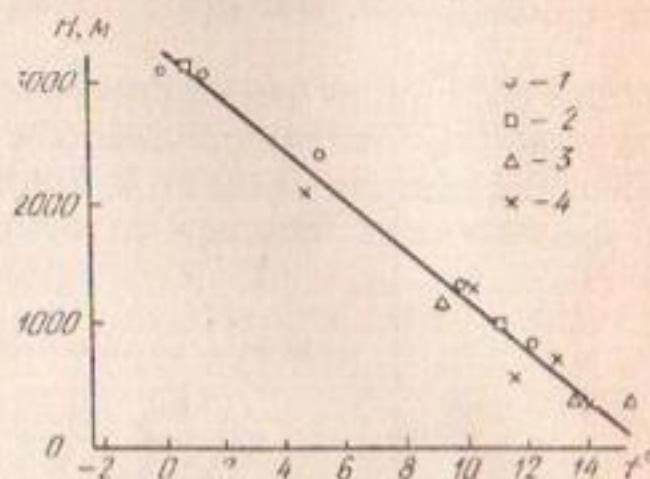
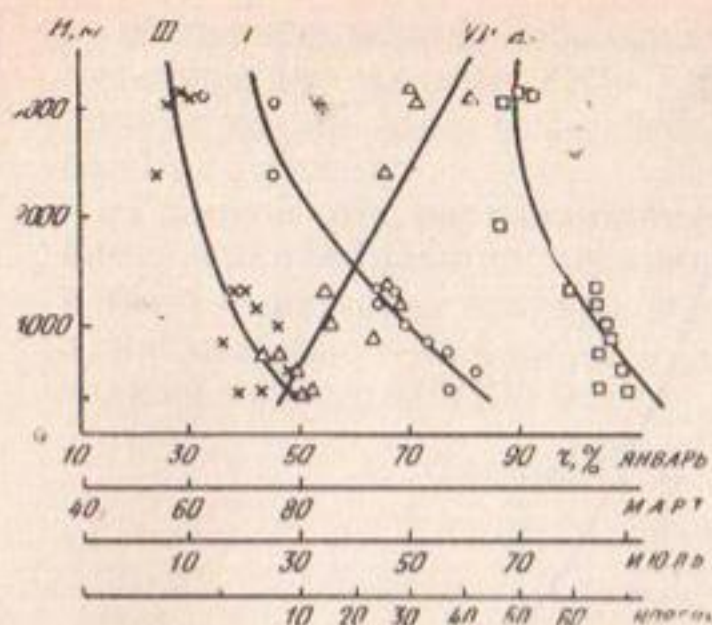


Рис. 5. Зависимость среднемесячной относительной влажности воздуха от высоты для северного склона Туркестанского хребта:

1 — январь, III — март, VII — июль, XI — ноябрь.

Рис. 6. Зависимость среднегодового недостатка насыщения воздуха водяными парами от высоты для северного склона Туркестанского хребта:

1 — бассейн р. Исфара; 2 — ст. Исфана; 3 — Уретишская котловина; 4 — бассейн рек Заминсу и Санзара.

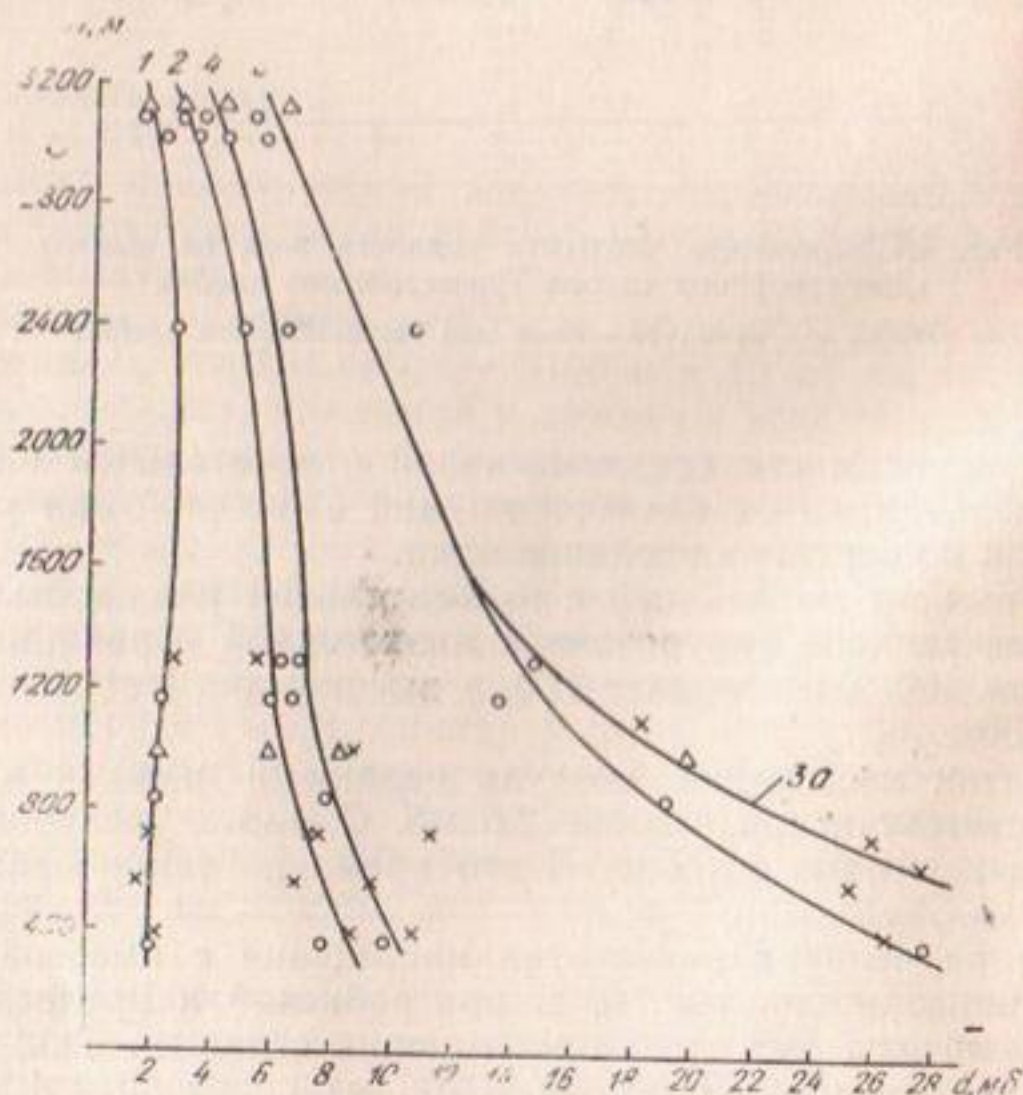


Рис. 7. Зависимость недостатка насыщения воздуха водяными парами от высоты за календарные сезоны:

1 — зима; 2 — весна; 3 — лето; 3а — лето для западной части хребта; 4 — осень.

сентябрь) два района: первый охватывает восточную часть северного склона Туркестанского хребта, включая Уратюбинскую котловину, второй представлен бассейнами рек Санзар и Зааминсу, что соответствует первому и третьему орографическим районам, выделенным в гл. I. С октября по май наблюдается тенденция к однородности всей территории.

Необходимость выделения при установлении гипсометрических кривых дефицита влажности этих двух районов еще более очевидна при рассмотрении графиков изменения недостатка насыщения воздуха с высотой по сезонам (рис. 7). Летом в восточной части хребта он колеблется от 5 до 25 мб, в бассейнах рек Санзар и Зааминсу — от 15 до 30 мб. В осенне-зимний период высотный ход недостатка насыщения довольно сглажен и мало меняется. Так, зимой на высоте 3100 м он равен 2 мб, а на высоте 400 м — 5 мб. Весной на этих же высотах недостаток насыщения составляет от 3 до 9 мб.

Атмосферные осадки

В распределении атмосферных осадков на северном склоне Туркестанского хребта наряду с общей для горных районов высотной закономерностью их выпадения проявляется и другая особенность, специфическая для данной территории, — изменение осадков вдоль хребта. Этот долготный «перепад» осадков выявлен для равнинно-предгорной зоны Ф. З. Рубиновой (1964), изучавшей осадки Ферганской котловины. Построенная ею карта изолиний нормы годовой суммы атмосферных осадков показывает, что как

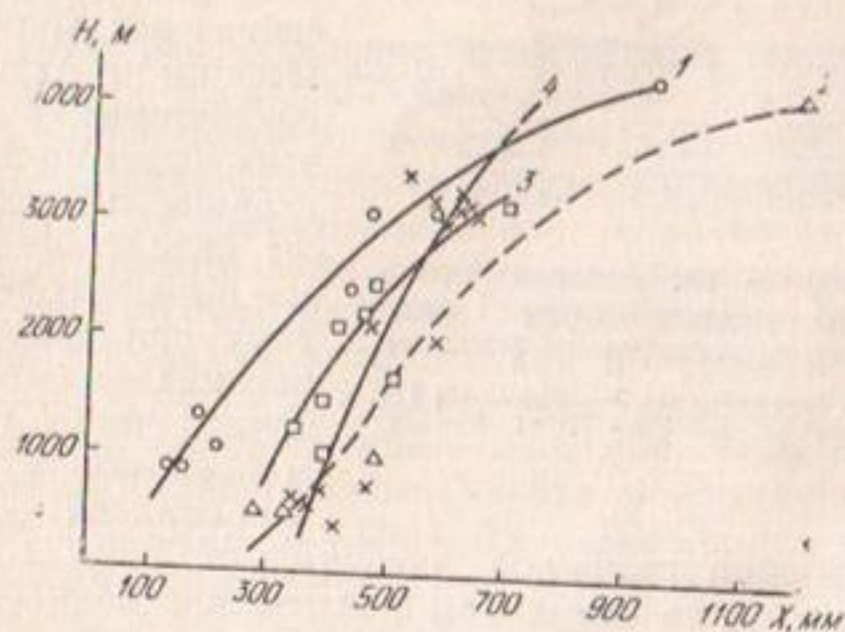


Рис. 8. Зависимость среднегодового количества осадков от высоты для северного склона Туркестанского хребта:

1 — бассейн р. Исфары; 2 — бассейн р. Ходжабакиргана, 3 — Уратюбинская котловина; 4 — бассейны рек Зааминсу и Санзара.

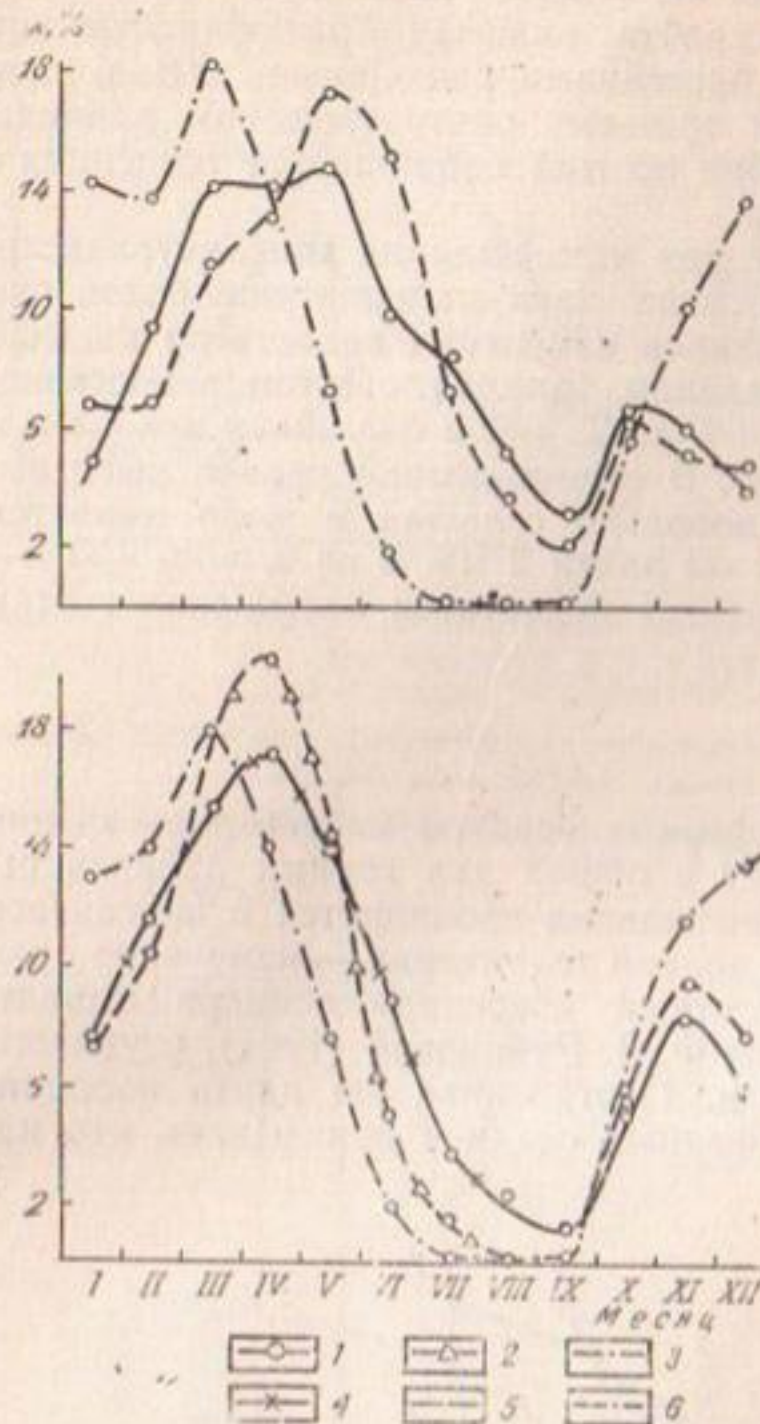


Рис. 9. Внутригодовое распределение атмосферных осадков на северном склоне Туркестанского хребта по характерным станциям: 1 — Джантык; 2 — Тангиворух; 3 — Гур алаш; 4 — Шэхристанский перевал; 5 — Ура-Тюбе; 6 — Ду-аба.

к западу, так и к востоку от бассейна р. Исфары годовой слой осадков увеличивается, в нижнем течении р. Исфары равен всего 100 мм. Эта величина близка к абсолютному минимуму осадков на всей Средней Азии, составляющему около 70 мм.

Средние годовые суммы осадков на северном склоне Туркестанского хребта, согласно данным метеостанций, колеблются от 150 до 700 мм. Зависимости норм годовых сумм (рис. 8) осадков от высоты позволили нам выделить по количеству выпадающих осадков три района: 1) бассейн р. Исфары; 2) Уратюбинская котловина; 3) бассейны рек Санзара, Зааминсу и северный склон Мальгузарских гор. На рис. 9 прослеживается четвертая кривая, которая построена на основе данных метеостанций и постов, расположенных в бассейнах рек Ходжабакиргана, Исфаны и Аксу. Однако в среднегорье и высокогорье этих бассейнов гидрометеостанции и посты отсутствуют, вследствие чего эта кривая вызывает сомнение. Поэтому при дальнейших построениях за основную в восточной части хребта принималась «исфаринская» кривая осадков.

При построении графиков зависимости норм годовых сумм осадков от высоты, за неимением фактических данных наблюдений за осадками в области вечных снегов и ледников, мы не можем охарактеризовать увлажнение пригребневой зоны хребта. Мы попытались дополнить этот пробел методами гляциологии.

Исходя из данных В. Г. Ходакова, А. Н. Кренке (1973), полагающих, что абляция ледников на высоте фирновой границы при-

лизательно соответствует количеству выпавших осадков на ледник, определили объем осадков, выпавших на ледник по формуле $A_{\text{мм}} = 1,33 (T^{\circ} \text{ ср. л.} + 9,66)^{2,85}$ или $A_{\text{мм}} = 1,33 (T^{\circ} \text{ ср. л.} + 9,5)^3$.

Расчеты проводились для высоты фирновой границы, взятой из каталога ледников (1974 г.). Для бассейна р. Исфары высота фирновой границы составляет 4230 м, для бассейна р. Ходжабакирган — 4150 м. Слой выпавших на ледник осадков в бассейнах этих рек соответственно равен 950 и 1200 мм (рис. 8).

М. И. Гектер (1972) при анализе зависимостей осадков от высоты выделил кривые двух типов. Кривые первого типа свойственны открытым склонам, все зоны которых находятся в условиях одинаковой доступности влагоносным воздушным массам. Зависимости этого типа (при расположении осадков на оси ординат) выпуклые, наибольшие градиенты приурочены к нижним зонам (до 1000 м), в средних и верхних они убывают.

Для районов, в которых условия выпадения осадков в верхних и нижних зонах гор резко различны, кривые зависимостей осадков от высоты вогнутые (по отношению к оси осадков). Нижние зоны таких бассейнов экранированы высокими хребтами, в верхних зонах условия выпадения осадков улучшаются за счет большей доступности, увеличения крутизны подъема воздушных масс, проникновения их из соседних, лучше увлажняемых районов, эффекта «орографического мешка» и т. д. Соответственно имеющимся данным и местным орографическим условиям зависимости годовых сумм осадков от высоты по бассейну р. Исфары, Уратюбинской котловины и Санзара отнесены к кривым второго типа. Это обусловлено тем, что нижняя, а в отдельных случаях и среднегорная части, экранированы параллельно идущими основному хребту грядками гор.

Внутригодовое распределение атмосферных осадков в различных частях северного склона Туркестанского хребта неодинаково и меняется в зависимости от высоты местности. Общее представление о распределении осадков по месяцам в выделенных районах можно получить при рассмотрении рис. 9, на котором построены графики внутригодового хода осадков по характерным пунктам в пределах орографических районов, выделенных в гл. I.

Как видно, в годовом ходе осадков по большинству пунктов наблюдений имеет место два максимума, наиболее высокий приходится на весну, более низкий — на осень. В восточной части северного склона Туркестанского хребта и Уратюбинской котловине основной максимум наблюдается в апреле (на высокогорной станции Джиптык даже в мае), а в бассейнах рек Санзар и Заминсу — в марте.

Осенний максимум изменяется от осени к зиме при движении с запада на восток. Причиной является то, что с приближением зимы уровень конденсации опускается, а для северного склона Туркестанского хребта, как и в целом для всей Средней Азии, характерно понижение территории к западу (Глазырин, 1985 г.).

Зависимость сезонных осадков от высоты (рис. 10) обуславливает изменение внутригодового распределения осадков в пределах северного склона Туркестанского хребта. Отличительной особенностью внутригодового распределения осадков в пределах хребта является то, что зимой в восточной части, в частности в бассейне р. Исфары, осадков выпадает в два с лишним раза меньше, чем на крайнем западе (бассейны рек Санзар и Зааминсу) того же хребта. Однако летом в восточной части осадков выпадает в четыре раза больше, чем в западной. Весной количество выпадающих осадков в этих частях приблизительно одинаково.

Довольно своеобразен внутригодовой ход атмосферных осадков в Уратюбинской котловине. Так, наибольшее количество осадков выпадает весной (70% годовой суммы), зимой, летом и осенью — до 40%, по-видимому, за счет внутренних осадков котловины.

Судя по имеющимся данным (рис. 10) зимой, весной и летом на территории северного склона Туркестанского хребта можно выделить три района: 1) восточная часть, 2) Уратюбинская котловина, 3) западная часть. При этом зимой ниже высот 2000 м кривые восточной части хребта и Уратюбинской котловины совпадают. Осенью выделяются два района: 1) восточная часть, включающая Уратюбинскую котловину;

2) западная часть. Во все сезоны процент количества выпадающих осадков мало меняется с высотой. Однако зимой в восточной части хребта и Уратюбинской котловине до высот 2000 м количество вы-

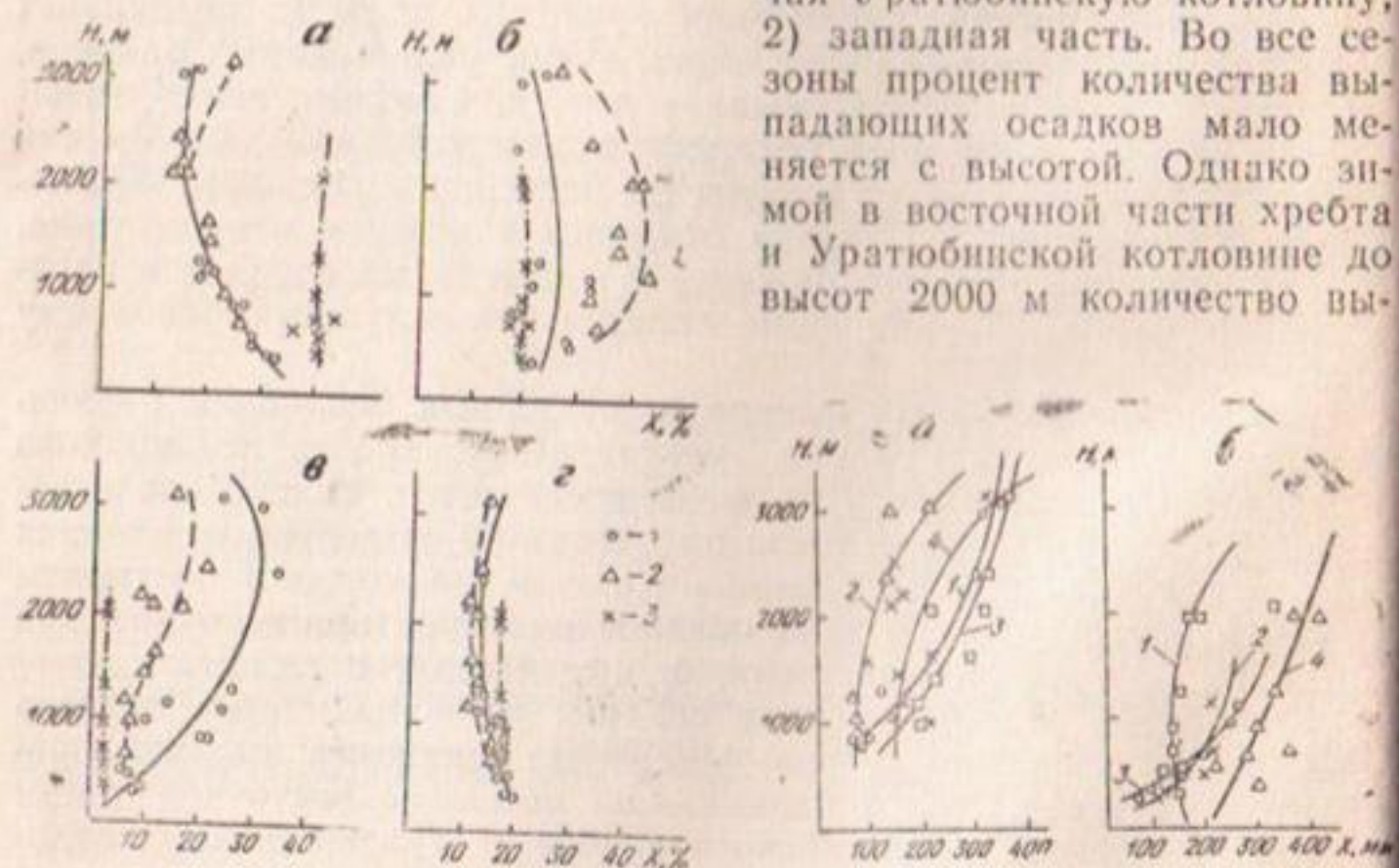


Рис. 10. Зависимость сезонных осадков от высоты для северного склона Туркестанского хребта:

а — зима; б — весна; в — лето; г — осень; 1 — восточная часть хребта; 2 — Уратюбинская котловина; 3 — западная часть хребта.

Рис. 11. Зависимость средних сумм осадков за теплый и холодный периоды:

а — бассейн р. Исфары в теплый (1) и холодный (2) периоды; Уратюбинская котловина в теплый (3) и холодный (4) периоды; б — бассейны рек Зааминсу, Санзара в теплый (1) и холодный (2) периоды; бассейн Ходжабакиргана в теплый (2) и холодный (3) периоды.

падающих осадков увеличивается, а выше — уменьшается. Такое же явление, но только в восточной части хребта наблюдается летом.

В зависимости от преобладающего вида атмосферных осадков год делится на два периода: с преимущественным выпадением твердых осадков (холодный) и с преобладанием жидких (теплый). Для анализа твердых и жидких осадков за холодный период приняты ноябрь — март, за теплый — апрель — октябрь.

Для них построены зависимости средних сумм осадков от высоты (рис. 11). Анализ показал, что наибольшее количество осадков в теплый период выпадает в бассейне р. Исфары и достигает на высоте 3100 м 360 мм, в холодный — 220. Такая же картина наблюдается в Уратюбинской котловине, где количество осадков за теплое время составляет на высоте 2470 м 326 мм, в холодный — 160. В бассейне рек Ходжабакирган, Исфары и Аксу количество осадков, выпадающих за теплый и холодный периоды, примерно одинаково, их величина соответственно изменяется от 70 (на высоте 348 м) до 250 мм (на высоте 1180 м) и от 100 до 210 мм в пределах тех же высот.

В отличие от предыдущих районов в бассейнах рек Санзар и Зааминсу (западная часть изучаемой территории) в теплый период осадков выпадает значительно меньше, чем в холодный (120—320 мм против 150—420 мм).

В результате такого распределения при построении гипсометрических зависимостей упругости водяного пара и недостатка насыщения в теплый период выделено два района: 1) восточная часть северного склона Туркестанского хребта; 2) бассейн рек Санзар и Зааминсу. При этом недостаток насыщения воздуха в первом районе до высоты 2400 м меньше, чем во втором, в то время как годовая сумма осадков, выпадающих в первом, меньше, чем во втором. Именно то, что в бассейне р. Исфары количество выпадающих осадков в теплый период больше, чем в холодный, и определяет меньший недостаток насыщения воздуха в этом бассейне. В бассейне рек Санзар и Зааминсу количество выпадающих осадков в теплый период меньше, чем в холодный, что объясняется большим недостатком насыщения, чем в восточной части.

Одним из факторов поверхностного стока являются жидкие осадки. Быстрый сброс в гидрографическую сеть их обусловлен фактом их выпадения в жидком виде, так как при этом исключается необходимость дополнительного прихода энергии для перехода в другое агрегатное состояние. Жидкие осадки здесь возможны весь год до высот 1500 м. Но выше в декабре — январе они отсутствуют и очень редко наблюдаются в ноябре и феврале. На низкотермальных станциях возможны интенсивные ливневые дожди. В течение июня выпадает до 80 мм осадков, что составляет 18—19% годовой суммы (Балашева, Житомирская, 1960; Челпанова, 1963).

По данным Ю. Б. Виноградова (1967), среднее число дождливых дней в году с количеством осадков более 1 мм/сутки колеб-

лется от 18 (Шахристанский перевал) до 42 (станция Тамынген—нижний).

Сумма суточных осадков однопроцентной обеспеченности достигает 85 мм (табл. 3).

Таблица 3

Сумма суточных осадков однопроцентной обеспеченности

Станция, пост	Высота, м	Среднее число дождливых дней в году		Осадки, мм
		набл.	привед.	P = 1%
Тамынген-верхняя	3036	26,6	29,5	35,8
Тамынген-нижняя	2490	42,3	41,6	41,4
Танги-Ворух	1311	30,0	32,7	42,2
Чарку	1100	28,9	27,8	39,2
Исфара	832	22,4	22,9	28,9
Аучиклалача	550	27,5	27,7	56,4
Сулукта	1000	30,1	33,6	81,6
Исфана	1180	26,5	27,8	84,2
Лянгар	510	31,6	31,0	67,3
Ущелье Дазгон	1200	29,8	32,7	67,0
Калининабад	1660	39,5	38,5	72,0
Ганчи	940	31,7	34,6	59,3
Ура-Тюбе	1004	34,5	35,0	61,3
Шахристан	1450	33,6	34,6	64,8
Шахристанский перевал	3143	17,3	18,2	37,3
Дуабл	1200	37,3	38,2	57,2
Кульсай	2120	—	—	—
Гуралаш	2050	38,4	36,8	57,6
Байкунгур	2000	40,1	37,4	58,5
Свизар	1307	40,0	41,2	56,9

Число дней с осадками 0,1 мм и более колеблется от 1 до 12 в равнинной части, до 20 дней в горной и предгорной. Число дней с большими суммами осадков, например 10 мм и более, колеблется от 0,0 до 6 дней.

Число дней с осадками более 30 мм составляет от 0,0 до 1 дня. Жидкие осадки такой интенсивности — один из главных факторов формирования селевых паводков. Особенно часты они в западной части Туркестанского хребта и Уратюбинской котловине.

Снежный покров

На северном склоне Туркестанского хребта снежный покров в предгорной части появляется обычно в последних числах ноября. Устойчивый снежный покров устанавливается только на склонах гор, превышающих 1400—1800 м. В области высот 3500—4500 м первые снегопады наблюдаются уже в конце сентября (бывают и летом), но образование устойчивого снежного покрова, т. е. начало накопления зимних запасов влаги, происходит только

Средняя характеристика снежного покрова в высстных зонах бассейнов рек

Н, км	W _{пах} , мм (максимальные снежные запасы)	h _{пах} , см (высота снежного п. крова Н)	Д _{ак} (дата установления устойчивого снежного покрова)	Д _{пах} (дата максим. малого снеготалага)	Д _{раз.} (дата разрушения устойчивого снежного покрова)	у.д. (число дней устойчивого снеж. покрова)
Бассейн р. Исфара						
2,00	20	10	30.12	15.02	20.02	54
2,50	25	15	15.12	5.03	15.03	90
3,00	30	17	1.12	20.03	8.04	125
3,50	150	55	12.11	10.04	10.05	179
4,00	400	120	15.10	5.05	10.06	228
Бассейны рек Аксу, Ходжабакирган, Исфара, Янгиларыка						
1,30	15	6	—	—	—	—
1,50	20	10	20.12	1.02	20.02	62
2,00	30	17	12.12	18.02	10.03	88
2,50	50	25	1.12	5.03	30.03	150
3,00	100	44	15.11	22.03	18.04	154
3,50	250	85	28.10	12.04	10.05	194
4,00	550	160	10.10	5.05	15.06	248
Бассейны рек Заминсу, Сангара						
1,30	20	10	—	—	—	—
1,50	30	17	20.12	1.02	20.02	62
2,00	65	26	12.12	18.02	10.03	88
2,50	120	45	1.12	5.03	30.03	150
3,00	220	75	15.11	22.03	18.04	154

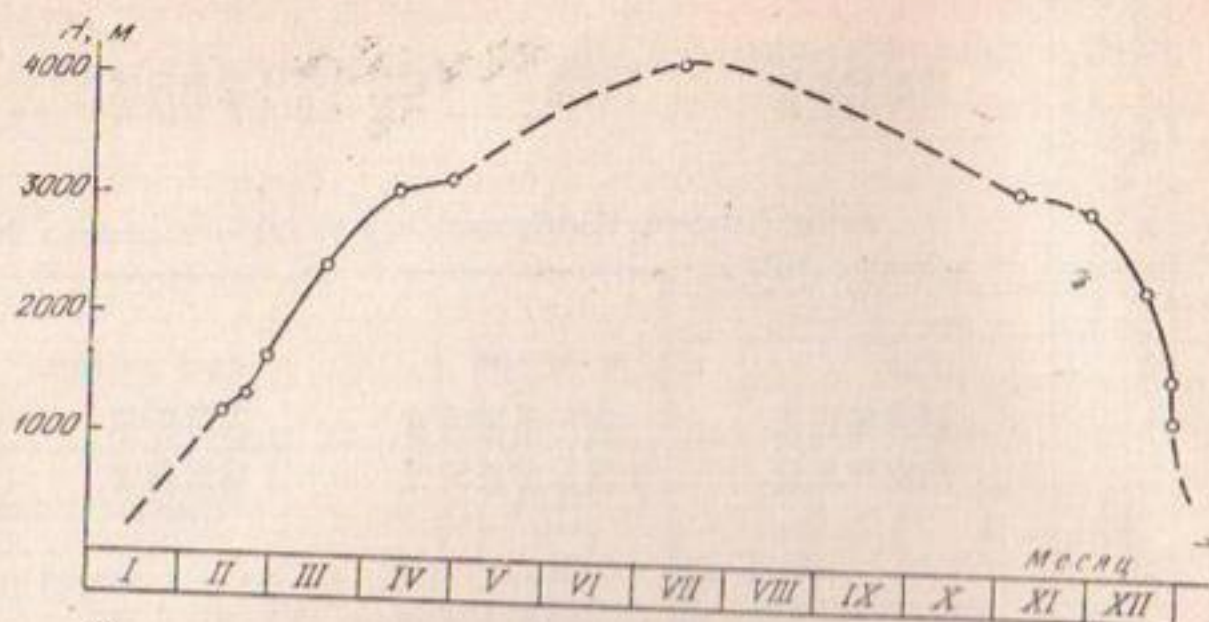


Рис. 12. Зависимость времени установления постоянного снежного покрова и времени его стаивания весной от высоты для северного склона Туркестанского хребта.

около середины и в конце октября. В области средневысоких гор и высоких предгорий постоянный снежный покров формируется в ноябре — начале декабря.

Весной в предгорьях до высот 1400—1800 м снежный покров стаивает к середине и концу марта, в более высоких зонах — 3200 м — в апреле — мае. Данные о времени начала накопления зимних запасов влаги в различных высотных зонах, а также периоде стаивания снега весной приведены на рис. 12.

Высота снежного покрова, по данным станционных измерений и маршрутных снегосъемок, не превышает 15 см. Однако в отрицательных формах рельефа в высокогорной части хребта и на поверхности ледников снег залегает в виде снежников большой мощности стаивающих намного позднее нормального снежного покрова.

Число дней с устойчивым снежным покровом колеблется по территории от 10 до 170. Изменение количества дней со снежным покровом приведено на рис. 12.

Данные по максимальным снегозапасам исследуемого региона, по М. И. Геткеру (1984), представлены в табл. 4. Наибольшая величина максимальных снегозапасов наблюдается на высоте 4000 м в бассейнах рек Ходжабакирган, Аксу, Янгиарыка — 550 мм при высоте снежного покрова 160 см, наименьшая — в бассейне р. Исфары — 20 мм на высоте 2000 м.

ГЛАВА III. ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ

Общая характеристика

Гидрографическая сеть представлена постоянными и временными водотоками и сухими руслами длиной от нескольких сотен метров и более. Используются гидрографические описания, составленные УГМС, крупномасштабные карты масштаба 1:25 000 и результаты личных обследований. По этим материалам постоянные водотоки выделяются вполне уверенно, что же касается временно действующих водотоков и сухих русел, то их разграничение в известной мере условно. На картах масштаба 1:25000 они показаны разным условным знаком: голубая линия — постоянные водотоки, пунктирная голубая — временные водотоки, пунктирная коричневая — сухие русла.

Временные водотоки — русла, имеющие форму донного оврага с эпизодическим стоком внутри года, к ним же относятся сан. Сухие русла выработаны потоком в аномально увлажненные годы.

Общее число водотоков на всей изучаемой территории 1739. Распределение их по длине для отдельных бассейнов и орографических районов приведено в табл. 5.

Самые распространенные на северном склоне Туркестанского хребта водотоки длиной от 1 до 5 км, общее число (постоянные, временные водотоки и сухие русла) которых составляет 1063. Наименее распространены водотоки длиной более 50 км, их всего 6 — реки Исфара, Ходжабакирган, Исфана, Аксу, Санзар и Зааминсу.

Водотоков длиной менее 1 км насчитывается на территории 356, число водотоков от 5 до 10 км составляет 256 и, наконец, число водотоков от 10 до 50 км равно 109.

На территории наиболее распространены сухие русла, максимальное число которых относится к бассейну р. Исфары. Только в западной части северного склона Туркестанского хребта в бассейне р. Зааминсу, северном склоне Туркестанского хребта, на южном и северном склонах Мальгузарских гор число сухих русел уступает количеству постоянных водотоков. Это связано с тем, что годового количества выпадающих в нижних зонах бассейна Исфары осадков недостаточно для образования постоянных водотоков, сброс стокообразующих, преимущественно ливневых осадков происходит по временным водотокам и особенно сухим руслам.

Число водотоков различной длины

Участок	Тип	Длина, км					Общее число водотоков
		1	1—5	5—10	10—50	50	
1	2	3	4	5	6	7	8
Бассейн р. Исфары $F = 2810 \text{ км}^2$	а	15	55	13	10	1	96
	б	13	39	3	0	0	55
	в	36	278	53	11	0	378
	Всего	64	372	69	23	1	529
Бассейн р. Ходжабакирган $F = 2110 \text{ км}^2$	а	6	35	12	9	1	63
	б	4	16	5	3	1	27
	в	9	74	24	4	2	111
	Всего	19	125	41	16	—	201
Бассейны рек Аксу и Исфаны	а	—	16	10	7	—	35
	б	5	19	4	—	2	28
	в	32	92	17	2	—	143
	Всего	37	127	31	9	—	206
Уратюбинская котловина	а	60	72	23	13	—	168
	б	10	37	12	4	—	63
	в	8	34	13	5	—	60
	Всего	78	143	48	22	—	291
Бассейн р. Зааминсу	а	14	30	13	9	—	66
	б	10	21	3	1	—	35
	в	6	35	9	3	—	53
	Всего	30	86	25	13	—	154
Северный склон Туркестанского хребта в пределах р. Санзар	а	36	50	7	9	—	102
	б	22	15	2	—	—	39
	в	10	36	2	1	—	49
	Всего	68	101	11	10	—	190

а — постоянные; б — временные; в — сухие русла

Поэтому сухие русла по отношению к общему числу водотоков составляют в бассейне Исфары 71%, в бассейне р. Ходжабакирган — 55, в бассейнах рек Исфаны и Аксу — 69. Далее к западу с улучшением общего увлажнения их роль заметно падает. В Уратюбинской котловине их всего лишь 20%. Зато постоянные водотоки по отношению к их общему числу составляют здесь 59%. Большому распространению относительно мелких, но постоянных водотоков способствует хорошая проницаемость почв котловины, обеспечивающая большой вес подземного стока и постоянный сток воды в водотоках.

В западной части Туркестанского хребта западнее Уратюбинской котловины преобладают постоянные водотоки. В бассейне р. Зааминсу они составляют 43%, на северном склоне Туркестанского хребта в пределах р. Санзара — 53, на северном склоне Мальгузарских гор — 48, на южном склоне Мальгузарских гор — 83. Максимальная густота сети постоянных водотоков, равная 1,29 км/км², наблюдается также на южном склоне. Эти особен-

ности гидрографической сети подтверждают известное из литературы (Литвин, Фостикова, 1968) положение о том, что на склонах южной экспозиции в силу особенностей почвенно-растительного покрова активизируется поверхностный сток, показателем которого является густота постоянных водотоков.

С. Шумм (1968 г.) при исследовании взаимосвязи климата, стока и густоты речной сети отмечал, что увеличение осадков и стока в гумидной зоне должно увеличить густоту речной сети. Максимальная густота речной сети на южном склоне Мальгузарских гор, где отсутствует древесная растительность, приходится именно на эту зону (1200—1800 м). Однако, по его мнению, развитие древесной растительности, которая задерживает развитие русел, может даже способствовать зарастанию существующих небольших русел, уменьшая тем самым густоту речной сети. Это в полной мере можно отнести к северному склону Мальгузарских гор, где в зоне максимума густоты речной сети распространены арчевые леса. Поэтому величина густоты речной сети в гумидной зоне северного склона Мальгузарских гор на порядок ниже, чем на южном.

Типизация гидрографической сети

При попытке типизации гидрографической сети рассматриваемой территории использовали опыт предшествующих исследований, в частности Б. Т. Кирсты (1975, 1976) для северного склона Копетдага, являющегося аналогом северного склона Туркестанского хребта.

По классификации Б. Т. Кирсты, водотоки могут быть разделены на реки (тип I), временные водотоки (тип II) и водотоки с эпизодическим стоком (тип III), к которым относятся также сухие русла.

К типу I, по Б. Т. Кирсте, следует отнести водотоки, имеющие поверхностный водосбор, речную долину (в некоторых случаях на отдельных участках реки долина может быть слабо выражена или отсутствовать), разработанное русло (на отдельных участках оно может быть неявно выраженным), ежегодный сток воды в течение хотя бы нескольких месяцев по всему руслу или части. Если выклинивающиеся в русле или у склонов долины подземные воды (родники) отводятся на орошение, то следует считать, что сток имеется.

Автором использованы основные принципы классификации Б. Т. Кирсты с введением необходимых для конкретных условий Туркестанского хребта дополнений (табл. 6).

Так, в классификации водотоков Б. Т. Кирста не учитывает длину рек, развитие гидрографической сети и абсолютную водоносность. Между тем все эти характеристики имеют существенное значение при типизации рек. Исходя из важнейших морфометрических характеристик — длины реки и площади бассейна — пер-

Основные морфометрические характеристики отдельных водотоков северного склона Туркестанского хребта

Водоток	F, км ²	H _{ср} , м	Длина, км	Наличие тока воды	Месторасположение	Тип водотока
2	3	4	5	6	7	8
Исфара	2810	2500	83	Постоянный	Восточная часть северного склона Туркестанского хребта	Ia
Ходжабакирган	2098	2420	80			Ia
Исфана	397	1750	56			Ia
Аксу	712	2800	50			Ia
Санзар	1806	2070	85			Ia
Зааминсу	688	2000	50			Ia
Рават	149	1026	24			Ib
Ачисай	236	1162	7,3			Ib
Ардакшаан	59	822	13,4			Ib
Пшагарсай	111	1094	13,3			Ib
Джантут	102	973	9,0	Сухое русло	Северный склон Мальгузарских гор	Ib
Сулюткасай	34	641	10,0			Ib
Туркменсай	147	997	8,0		Бассейн р. Зааминсу	Ib
Джалаирсай	139	1090	18,0			Ib
Нукуркотун	5,0	1085	6,3		Бассейн р. Исфары	Шв
Допуссай	51	1442	12,1			Шв
Ташбулаксай	29	1340	18,0		Бассейн р. Ходжабакирган	Шв
Чирпык	65,0	1792	18,0			Шв
Дарвансай	3,2	1100	3,5		Бассейн р. Зааминсу	Шв
Юлсай	182	18600	10,0			Шв
Курусай	27,0	2263	10,0		Южный склон Мальгузарских гор	Шв
Уязсай	10,0	730	9,2			Шв
Кызылсай	10,0	727	7,4		Северный склон Мальгузарских гор	Шв

вый тип классификации, по Б. Т. Кирсте, можно подразделить на два подтипа: тип Ia, к которому рационально относить водотоки свыше 50 км и площадью свыше 500 км², с развитой речной системой и большим числом притоков. В изучаемом районе это реки Исфара, Ходжабакирган, Исфана, Аксу, Зааминсу и Санзар. К типу Ib могут быть отнесены все остальные водотоки типа I, удовлетворяющие указанным выше условиям, но имеющие длину меньше 50 км и площадь водосбора меньше 500 км². К этому подтипу в нашем случае могут быть отнесены все постоянно действующие притоки рек Исфары, Ходжабакиргана, Исфаны, Аксу, Зааминсу и Санзара, а также водотоки Ачисай, Раватсай, Ардакшаан, Пшагарсай, Джантут, Сулюткасай, Туркменсай, Джалаирсай.

К временным водотокам, по Б. Т. Кирсте, относятся водотоки, имеющие поверхностный водосбор, разработанное русло (на отдельных участках оно может быть неясно выраженным), эпизодический сток, продолжительность которого обычно колеблется от

нескольких часов до нескольких суток, причем его прохождение чаще всего приурочено к какому-либо постоянному календарному периоду. На рассматриваемой нами территории они в основном наблюдаются в восточной части в качестве самостоятельных водотоков и притоков водотоков типа Ia и Ib.

Наконец, третий тип — водотоки с эпизодическим стоком. Как отмечает Б. Т. Кирста, все водотоки с эпизодическим стоком могут быть с ежегодным стоком, формирующимся главным образом за счет снеготаяния; с ежегодным стоком, образующимся в основном за счет выпадения дождей; со стоком, наблюдающимся один раз в несколько лет только после выпадения ливней редкой повторяемости с большой суммой осадков. На северном склоне Туркестанского хребта отмечаются водотоки лишь третьего подтипа (IIIв), это сухие русла, примером которых могут служить Курусай, Уязсай, Кызылсай и др.

Густота речной сети

В условиях недостаточной гидрометрической изученности северного склона Туркестанского хребта важное значение приобретают косвенные способы суждения о водоносности территории. Одна из таких характеристик интенсивности формирования стока — густота речной сети (Хортон, 1948; Дибнер, 1950; Scheidegger, 1967; Гарцман, 1968; Нежиховский, 1975; Обеднентова, 1975; Юсупова, Щеглова, 1981; Карасев, Худяков, 1984).

Величина густоты речной сети определена по высотным зонам с шагом 200 м отдельно для постоянных, временных водотоков и сухих русел по известной формуле

$$d = \frac{\sum L}{F_1},$$

где d — коэффициент густоты речной сети;

$\sum L$ — сумма длин водотоков в высотной зоне;

F_1 — площадь высотной зоны.

В дальнейшем изложении будем обозначать через

d_1 — густоту речной сети постоянных водотоков;

d_2 — густоту речной сети временных водотоков;

d_3 — густоту сухих русел.

Поскольку информативность карты в отношении гидрографической сети связана с ее масштабом, выполнены параллельные расчеты густоты речной сети по топографическим картам масштаба 1:100 000 и 1:25 000 для отдельных высотных зон. Результаты (табл. 7) показали, что густота сухих русел в рассматриваемых высотных зонах согласно картам масштаба 1:25 000 изменяется по бассейнам р. Исфары от 0,0 до 1,3 км/км², по бассейнам рек Исфаны и Аксу — от 0,18 до 0,80, по бассейну р. Зааминсу — от 0,0 до 0,80, между тем как на картах масштаба 1:100 000 эти русла отсутствуют. Следовательно, учет сухих русел, многочисленных

Густота речной сети, определенная по картам разного масштаба

Интервал высот	Густота речной сети, км/км ²			
	постоянных водотоков		сухих русл	
	1:25000	1:100000	1:25000	1:100000

Бассейн р. Исфары

1400—1600	0,13	0,05	1,3	0,0
2600—2800	1,27	0,36	0,008	0,0
2800—3000	1,39	0,46	0,0	0,0
3000—3200	1,38	0,36	0,0	0,0

Бассейны рек Исфаны и Аксу

700—800	0,33	0,34	0,8	0,0
800—900	0,11	0,12	0,28	0,0
900—1000	0,11	0,09	0,18	0,0
1000—1200	0,13	0,11	0,27	0,0
1200—1400	0,10	0,08	0,40	0,0
1400—1600	0,09	0,07	0,28	0,0

Бассейн р. Зааминсу

700—800	0,30	0,35	0,80	0,0
800—900	0,25	0,26	0,70	0,0
900—1000	0,42	0,18	0,29	0,0
1400—1600	0,29	0,11	0,05	0,0
1600—1800	0,23	0,07	0,05	0,0
1800—2000	0,31	0,09	0,09	0,0
2200—2400	0,75	0,25	0,01	0,0
2400—2600	0,67	0,13	0,0	0,0
2600—2800	0,49	0,15	0,0	0,0

и коротких рек по мелкомасштабным картам практически невозможен, в то время как на крупномасштабной карте они отражаются достаточно полно.

Что касается постоянных водотоков, то степень их учета по карте масштаба 1:100 000 различна в разных зонах. Она определяется характером речной сети и числом рек, которые по условиям нагрузки могут быть представлены на данной карте. Поэтому в нижних зонах (700—1000 м), где территорию пересекают лишь относительно крупные водные артерии, густота речной сети по картам обоих масштабов одинакова. Выше, где берут начало многочисленные короткие реки, не отраженные на картах масштаба 1:100 000, густота речной сети на картах 1:25 000 сильно занижена. Поэтому в дальнейших расчетах использованы крупномасштабные карты.

На основе топографических карт (1:25 000) определено зональное распределение густоты речной сети для всех типов водотоков. Результаты приведены в табл. 8.

Густота речной сети определялась для указанных выше трех районов, в которых выделены восемь подрайонов (с учетом экспо-

Таблица 8

Зональное распределение густоты речной сети в бассейнах рек
северного склона Туркестанского хребта

Интервал высот, м	Исфара			Ходжабакирган			Исфана и Аксу		
	d ₁	d ₂	d ₃	d ₁	d ₂	d ₃	d ₁	d ₂	d ₃
500—600	—	—	—	0,15	0,0	0,009	0,09	0,0	0,50
600—700	1,1	0,0	0,44	0,27	0,0	0,57	0,26	0,0	0,71
700—800	1,2	0,0	0,49	0,12	0,0	0,79	0,33	0,0	0,80
800—900	2,0	0,0	0,52	0,23	0,0	0,69	0,11	0,0	0,28
900—1000	3,4	0,0	3,5	0,23	0,0	0,99	0,11	0,0	0,18
1000—1200	0,23	0,0	1,5	0,03	0,05	0,72	0,13	0,0	0,27
1200—1400	0,12	0,01	2,0	0,02	0,02	0,60	0,10	0,07	0,40
1400—1600	0,13	0,12	1,3	0,02	0,06	0,42	0,09	0,005	0,28
1600—1800	0,30	0,50	0,99	0,21	0,09	0,19	0,21	0,05	0,14
1800—2000	0,82	0,31	0,68	0,17	0,07	0,15	0,31	0,16	0,04
2000—2200	0,98	0,31	0,36	0,18	0,07	0,07	0,30	0,11	0,01
2200—2400	0,93	0,30	0,11	0,19	0,14	0,01	0,28	0,09	0,003
2400—2600	0,92	0,27	0,02	0,31	0,04	0,0	0,21	0,06	0,001
2600—2800	1,27	0,22	0,008	0,27	0,28	0,0	0,15	0,05	0,0
2800—3000	1,39	0,21	0,0	0,29	0,31	0,0	0,11	0,04	0,0
3000—3200	1,38	0,14	0,0	0,34	0,0	0,0	0,10	0,01	0,0
3200—3400	1,35	0,06	0,0	0,32	0,0	0,0	0,07	0,02	0,0
3400—3600	0,90	0,0	0,0	0,19	0,0	0,0	0,06	0,01	0,0
3600—3800	0,79	0,0	0,0	0,14	0,0	0,0	0,05	0,01	0,0
3800—4000	0,39	0,0	0,0	0,06	0,0	0,0	0,01	0,0	0,0
4000—4200	0,0	0,0	0,0	0,02	0,0	0,0	0,007	0,0	0,0
4200—4400	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,007	0,0	0,0
4400—4600	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Интервал высот, м	Уратюбинская котловина			Завминску			Санзар		
							северный склон Туркестанского хребта		
	d ₁	d ₂	d ₃	d ₁	d ₂	d ₃	d ₁	d ₂	d ₃
500—600	0,03	0,0	0,0	—	—	—	0,17	0,014	0,10
600—700	0,01	0,0	0,02	0,10	0,07	0,53	0,30	0,0	0,30
700—800	0,05	0,02	0,00	0,30	0,05	0,80	0,15	0,09	0,24
800—900	0,07	0,02	0,07	0,25	0,04	0,70	0,05	0,0	0,0
900—1000	0,16	0,07	0,08	0,42	0,04	0,29	0,31	0,0	0,0
1000—1200	0,13	0,07	0,09	0,21	0,03	0,26	0,23	0,0	0,0
1200—1400	0,04	0,11	0,10	0,27	0,06	0,10	0,62	0,0	0,0
1400—1600	0,18	0,14	0,37	0,29	0,19	0,05	0,59	0,0	0,0
1600—1800	0,34	0,23	0,24	0,23	0,23	0,05	0,86	0,18	0,12
1800—2000	0,74	0,10	0,11	0,31	0,24	0,09	0,88	0,20	0,07
2000—2200	0,41	0,05	0,01	0,58	0,45	0,04	0,63	0,09	0,008
2200—2400	0,38	0,01	0,001	0,75	0,007	0,01	0,31	0,01	0,03
2400—2600	0,29	0,001	0,0	0,67	0,0	0,0	0,30	0,08	0,02
2600—2800	0,31	0,01	0,0	0,49	0,04	0,0	0,14	0,06	0,0
2800—3000	0,19	0,02	0,0	0,31	0,09	0,0	0,0	0,0	0,0
3000—3200	0,09	0,009	0,0	0,25	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0
3200—3400	0,01	0,003	0,0	0,10	0,003	0,0	—	—	—
3400—3600	0,02	0,003	0,0	0,03	0,0	0,0	—	—	—
3600—3800	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	—
3800—4000	0,002	0,0	0,0	—	—	—	—	—	—
4000—4200	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—	—	—
4200—4400	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4400—4600	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Интервал высот, м	Санзар			северный склон Мальгузарских гор		
	южный склон Мальгузарских гор			d ₁	d ₂	d ₃
	d ₁	d ₂	d ₃			
500—600	0,15	0,002	0,08	0,70	0,0	0,56
600—700	0,0	0,0	0,64	0,36	0,0	1,01
700—800	0,0	0,0	0,01	0,36	0,021	0,89
800—900	0,04	0,0	0,0	0,30	0,0	0,80
900—1000	0,15	0,0	0,0	0,32	0,03	0,60
1000—1200	0,32	0,04	0,0	0,56	0,028	0,85
1200—1400	0,90	0,11	0,0	0,34	0,0	0,28
1400—1600	0,98	0,07	0,03	0,25	0,016	0,14
1600—1800	1,29	0,01	0,0	0,09	0,02	0,09
1800—2000	0,76	0,0	0,12	0,01	0,0	0,004
2000—2200	0,13	0,0	0,10	0,06	0,0	0,009
2200—2400	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2400—2600	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

зиции склонов и по площади их распространения): бассейн р. Исфары; бассейн р. Ходжабакиргана; бассейны рек Исфаны и Аксу; Уратюбинская котловина; бассейн р. Зааминсу; северный склон Туркестанского хребта в пределах бассейна Санзара, представляющий левобережье этой реки; южный склон Мальгузарского хребта в этом же бассейне — правобережье Санзара; северный склон Мальгузарского хребта.

Как видно, густота речной сети для постоянных водотоков по северному склону Туркестанского хребта изменяется от 0,0 до 2,0 км/км², причем максимальное значение приходится на высоты 800—900 м в бассейне р. Исфары. Сухие русла наиболее распрост-

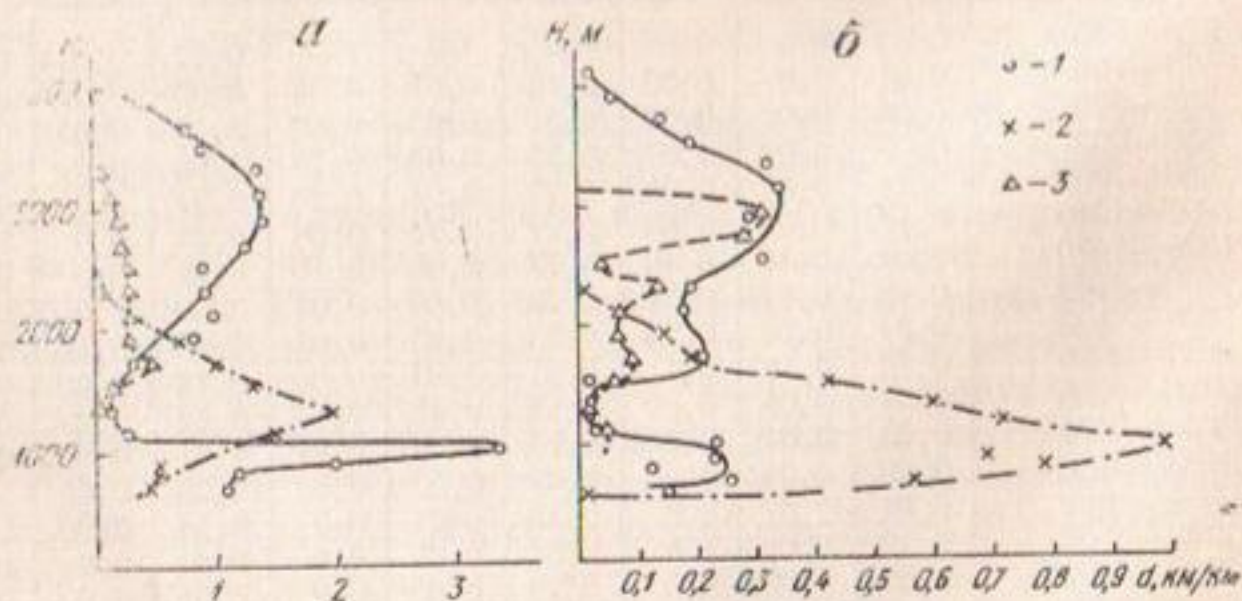


Рис. 13. Распределение густоты речной сети по высотным зонам: а — бассейн р. Исфары, б — бассейн р. Ходжабакиргана; 1 — постоянные водотоки; 2 — временные водотоки; 3 — сухие русла.

ранены также в бассейне р. Исфары и максимальный коэффициент густоты их сети, равный $3,5 \text{ км/км}^2$, здесь приходится на высоты $900-1000 \text{ м}$. Формирование этих русел в скудно увлажняемом низинном бассейне р. Исфары связано с эпизодическим сбросом ливневых вод, которому благоприятствует летний максимум осадков в этой части Туркестанского хребта.

Несмотря на различия в абсолютных значениях коэффициента густоты речной сети, во всех частях Туркестанского хребта наблюдается их высотно-зональный характер (рис. 13).

Во всех выделенных бассейнах рек и Уратюбинской котловине имеют место два высотных максимума густоты речной сети (d_1). Нижний наблюдается в пределах высот $500-1000 \text{ м}$. Максимальные значения коэффициента густоты речной сети различны в разных частях Туркестанского хребта, колеблются от $3,4$ в бассейне р. Исфары до $0,16 \text{ км/км}^2$ в Уратюбинской котловине.

Верхний максимум густоты речной сети в восточной части хребта расположен в зоне $2600-3400 \text{ м}$, в Уратюбинской котловине — на $1700-2100 \text{ м}$, в западной части — в пределах высот $1400-2400 \text{ м}$.

Образование нижнего максимума связано, по-видимому, с выклиниванием в нижних зонах (обычно прямо в речные русла) родников, питающих водотоки постоянным подземным стоком. Для подтверждения правильности этого суждения изучено зональное распределение родников. Для того чтобы охарактеризовать частоту распределения родников по площади, введено понятие «показатель полноты родниковой сети» (k) — число родников на 10 км^2 площади. Определено число родников, приходящихся на различные высотные зоны рассматриваемых районов и рассчитан показатель k .

При сравнении высотного распределения показателя полноты родниковой сети (рис. 14) и густоты речной сети (рис. 13) видно,

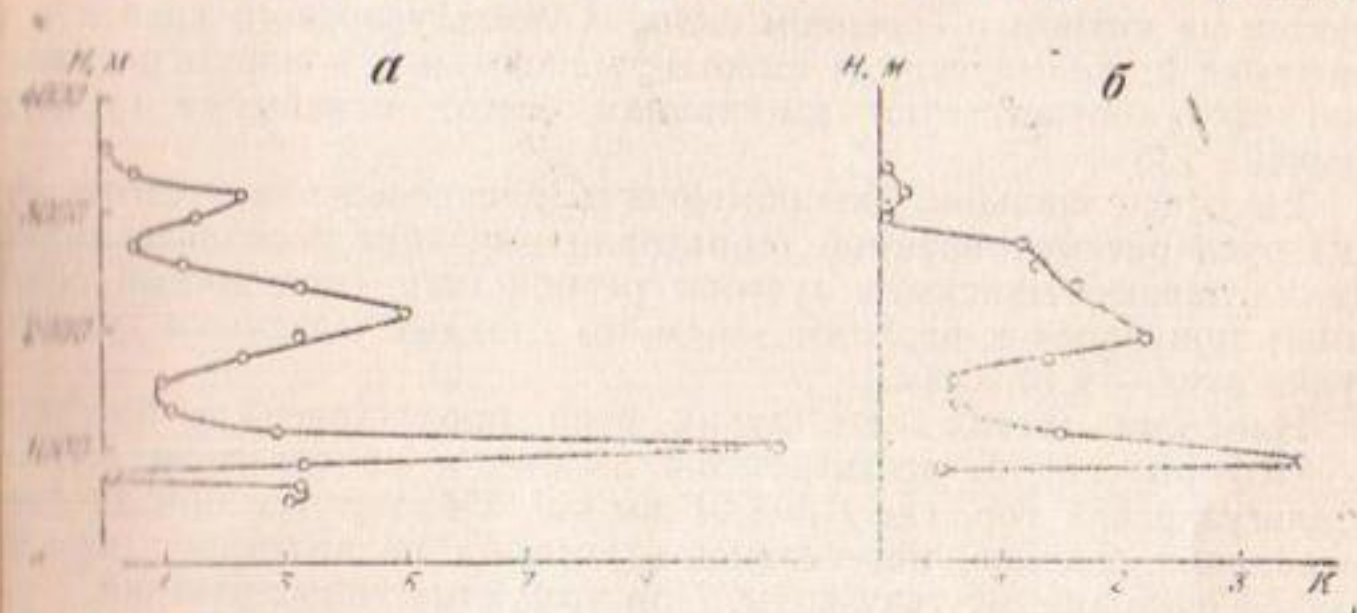


Рис. 14. Распределение показателя полноты родниковой сети по высоте. Бассейны рек Исфары (а) и Ходжабакиргана (б).

что зоны максимума густоты постоянных водотоков соответствуют зонам, где значения полноты сети родников максимальны. Важную роль родников в формировании постоянного речного стока объясняет наличие нижнего, расположенного в пределе высот 800—1200 м, то есть много ниже основной области формирования постоянных водотоков, максимума густоты речной сети: выклинивающиеся здесь родники дают начало постоянным водотокам. Так, в бассейне р. Исфары максимум полноты родниковой сети, равный 11, приходящийся на высотные зоны 900—1100 м, определяет высокое значение $d_1 = 3,4$ км/км² в пределе высот 750—1050 м, в бассейне р. Ходжабакирган $k_{\text{пав}} = 2,9$ приходится на высоты 900—1200 м, а нижний максимум густоты речной сети находится в интервале высот 900—1000 м.

Влияние родниковой сети на формирование поверхностных водотоков в бассейне рек Аксу и Исфаны заметно слабее, но связь ее с густотой речной сети и здесь очевидна. Так, полнота сети родников в этом бассейне также имеет два максимума, которые приходятся на высоты 1000—1300 и 1600—1800 м, тогда как максимум густоты речной сети здесь расположен на высотах 650—850 и 1700—2800 м.

В Уратюбинской котловине нижний максимум полноты родниковой сети в полтора раза ниже верхнего, но и в распределении густоты речной сети нижний максимум значительно ниже верхнего (примерно в 5 раз). С одной стороны, это связано с распределением родников, с другой, с тем, что в нижних зонах не удалось произвести полного учета постоянных водотоков за счет сильного развития искусственной гидрографической сети.

На северном склоне Туркестанского хребта в пределах р. Санзар максимальная густота речной сети совпадает с максимумом полноты родниковой и приходится на высоты 600—800 (нижний максимум) и 1600—1800 м (верхний). Такая же картина наблюдается на южном и северном склонах Мальгузарского хребта и в бассейне р. Зааминсу, где высоты максимумов полноты родниковой сети соответствуют интервалам высот максимума густоты речной.

Высотно-зональная закономерность распределения густоты сухих русел рассматриваемой территории выглядит несколько иначе. Если главный максимум густоты речной сети (постоянные водотоки) приурочен к верхним зонам, то главный максимум густоты сухих русел — к нижним.

Наиболее густая сеть сухих русел представлена в бассейне р. Исфары, где d_3 достигает 3,5 км/км², и на северном склоне Мальгузарских гор, где $d_3 = 1,01$ км/км². Образуются они за счет выпадения осадков, интенсивность которых не позволяет образоваться постоянному току воды. При этом сток эпизодический.

Минимум густоты сухих русел приурочен по всей территории к высокогорью и пригребневой зоне.

Можно отметить один тип водотоков — временный. Максимум

их распространения приходится на бассейны рек Исфары и Заминсу, где густота их достигает $0,5 \text{ км/км}^2$. Это в основном периодически действующие притоки постоянных водотоков. Они различаются по происхождению на южных и северных склонах Мальгузарских гор и в Уратюбинской котловине. Постоянные водотоки в некоторой части течения часто пересыхают (точнее переходят в подрусловый сток), а в нижнем течении вновь образуется постоянный сток. Такое явление связано с развитием на участке прекращения поверхностного стока водопроницаемого слоя аллювиально-пролювиальных отложений. Возобновление поверхностного стока в нижнем течении происходит, как правило, за счет выклинивающихся в русло родников.

Как показали дальнейшие исследования, верхний максимум густоты речной сети (d_1) — важный климатический рубеж, который рассматривается ниже.

ГЛАВА IV. СРЕДНИЙ ГОДОВОЙ СТОК

Гидрометрическая изученность

Гидрографическая сеть северного склона Туркестанского хребта представлена такими относительно крупными реками как Исфара, Ходжабакирган, Аксу, Зааминсу, Санзар и саями. Кроме того, хребет сильно расчленен рывинами, промоинами, оврагами. Распределение гидрологических постов в пределах орографических районов приведено в табл.9.

Таблица 9

Распределение гидрологических постов по орографическим районам северного склона Туркестанского хребта

Орографический район	Река	Пункт	Площадь водосбора, км²	Продолжительность наблюдений
Восточная часть северного склона Туркестанского хребта	Исфара	Кишл. Ташкуртан	1560	58
	Исфара	Г. Исфара	2810	31
	Джиптык	В 6 км от ледника Щуровского	97,3	14
	Кшемын	Кишл. Калача	524	16
	Ходжабакирган	Кишл. Андархан	1710	41
Уратюбинская котловина	Аксу	Ущ. Дазгон	712	38
	Исфара	Кишл. Шалды-Балды	385	17
	Басмандысай	Кишл. Басманды	470	34
	Ширинсай	Кишл. Аучи	345	25
	Шоган	Кишл. Угук	96,5	26
	Даганзай	Пос. Бешкаль	870	34
	Каттасай	Выше 1500 м	327	40
	Шурбулаксай	В 0,1 км от устья р. Яскаку	399	16
	Шахристансай	Кишл. Джаркутан	380	35
	Яскаку	Зап. окраина кишл. Джаркутан	128	16
Западная часть северного склона Туркестанского хребта	Актенги	Кишл. Ходжайтог	113	11
	Актенги	Кишл. Тюяташ	104	16
	Зааминсу	Кишл. Дауба	546	40
	Етткичу	Кишл. Етткичу	317	16
	Гуралаш	Кишл. Гуралаш	31,8	10
	Санзар	Кишл. Кырк	570	39
	Пишгарсай	Выше основного водозабора	111	11
	Ачисай	Выше основного водозабора	236	12

Разнообразие водных объектов и их режима, как и различная административная принадлежность (на стыке трех республик), не способствовало его гидрометрическому изучению, которое до сих пор остается крайне неудовлетворительным. Гидрометрические работы в исследуемом районе начаты были в 1910 г. Однако за дореволюционный период деятельности гидрометрической сети по многим постам большинство материалов мало изучено. Лишь с переходом гидрометрического дела в ведение управления водного хозяйства Средней Азии (1923 г.), особенно с 1932 г., когда вся основная сеть постов перешла в ведение Единой гидрометеорологической Службы СССР, началось восстановление и расширение гидрометрической сети.

Кроме основной опорной сети постов системы Гидрометеослужбы, здесь работает большое число постов, принадлежащих учреждениям системы Минводхоза Узбекской, Киргизской и Таджикской ССР, Средазгипроводхлопку. Однако все стационарные гидрометрические наблюдения проводятся лишь на относительно крупных водотоках. Сток многочисленных саев и тем более временных водотоков практически не изучался. Расположение постоянно действующих створов в пределах северного склона Туркестанского хребта также неудовлетворительно, так как наиболее возвышенная часть территории (выше 3500 м) и нижние зоны (ниже 800 м) изучены наиболее слабо. Для некоторых створов регистрируемый сток значительно искажен неучитываемым водозабором.

Следует отметить, что периоды наблюдений на водотоках рассматриваемого хребта различны. Так, водотоков с длительностью ряда ≥ 40 лет — 2, 30—40 лет — 4, 20—30 лет — 4, 10—20 лет — 12, 10 лет — 10.

Для удлинения коротких рядов использовались материалы опорных постов, в качестве которых выбраны водотоки с наиболее длительным рядом наблюдений — реки Исфара (кишл. Ташкур-ган), Аксу (ущ. Дазгон), Санзар (кишл. Кырк), Зааминсу (кишл. Дуаба) и др.

Изучением режима водотоков северного склона Туркестанского хребта, как отмечалось выше, занимаются также экспедиции и партии разных ведомств. Ввиду того, что материалы таких работ не публикуются, они часто остаются неизвестными. В работе использованы данные некоторых отчетов ведомственных учреждений. Так, с 1966 по 1970 г. по проектному заданию реконструкции и развитию орошения в зоне командования Каттасайского водохранилища в Таджикской ССР Средазгипроводхлопком проводились гидрологические работы в Шахристанской и Лякатсаватской котловинах, исследования по определению запасов подземных вод в Шахристанской котловине — экспедицией Гидроингео, по выявлению селевых очагов и определению максимальных расходов воды Мальгузарских саев — в 1970—1971 гг. селевой гидрографической партией УГМС УзССР.

Сток рек Туркестанского хребта интенсивно разбирается на орошение. Известный водозабор имеет место и в среднегорной части территории, однако из-за его незначительности он существенно не влияет на сток, учитываемый гидропостами Гидрометеослужбы. Начиная с высоты местности 1000 м, местами и выше, водозабор заметно влияет на величину учитываемого стока, выявление которого представляло важную задачу при изучении среднего стока с северного склона Туркестанского хребта. Учет этого фактора важен для западной части Туркестанского хребта, где абсолютная водоносность водотоков — источников орошения — меньше, чем в восточной и, следовательно, искажающее влияние величины водозабора на норму стока должно проявляться особенно сильно.

Изучалась величина водозабора выше отдельных створов, определялись площадь орошения и состав культур. Эти данные позволили рассчитать среднюю величину водозабора выше створа и ввести соответствующие поправки в данные гидрометрических измерений.

Расчеты по определению расхода воды на орошение произведены, в частности, для рек Зааминсу и Санзара, использованы материалы Джизакского ОблУОС и Зааминского райводхоза. Установлено, что по бассейну р. Зааминсу выше поста Дуаба (950 м) расположены орошаемые земли лесхоза, совхоза «Кизил Чорвадор» и др. общей площадью по состоянию на 1976—1977 гг. 4030 га. На основе данных о площадях орошаемых культур, их составе, среднедекадных гидромодулей орошаемых культур определен среднегодовой забираемый выше створа расход воды на орошение — $1 \text{ м}^3/\text{с}$.

Согласно приведенным расчетам расход воды на орошение выше поста «Кырк» на р. Санзар (общая площадь 308 га) $0,5 \text{ м}^3/\text{с}$. Он расположен на высоте 1450 м (естественно, площадь орошаемых земель меньше), поэтому забор воды на орошение выше створа меньше. По-видимому, существует водозабор и выше створа на р. Санзар (кишл. Гуралыш), расположенного на высоте 2020 м. Однако точных данных о водозаборе выше этой отметки не оказалось, поэтому учесть расход воды на орошение применительно к этому створу не удалось.

Верхний створ на р. Зааминсу (кишл. Етткичу) расположен на высоте 1070 м (т. е. лишь на 120 м выше створа Дуаба). Не будет грубой ошибкой, если принять расход воды на орошение выше поста Етткичу равным $0,5 \text{ м}^3/\text{с}$, т. е. половина суммарного водозабора выше створа Дуаба.

На основе материалов Исфаринского Управления оросительных систем учтен водозабор на р. Исфаре между створами Тангиворух и Исфара. Расход воды на орошение (площадь между створами 1250 км^2) здесь составил $1,24 \text{ м}^3/\text{с}$, в переводе на слой стока 31 мм. Таким образом, фактический слой стока на р. Исфаре 177 мм.

Среднегодовой сток водотоков северного склона Туркестанского хребта

Река	Пункт	F, км²	H _{ср.} м	П. риод наличия данных	Число лет		Среднее за период наблюдений, м³/с	Норма стока (1948— 1986 гг.)			С учетом водозабора, мм
					общее	полных		v _{ср.} м³/с	M ₉₅ , л/ с·км²	У ₉₅ , мм	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Исфара	Кишл. Ташкуртан	1560	3170	1910, 1928—1943, 1946—1986	58	55	14,6	14,7	9,41	297	—
Исфара	Г. Исфара	2810	2500	1931—1944, 1946—1964	31	30	13,8	13,1	4,66	147	177
Джиптык	В 6 км от ледника Шуровского	97,3	4150	1958—1971	14	11	2,41	2,45	25,2	798	—
Кшемыш	Кишл. Калача	524	3000	1936—1941, 1948— 1952, 1958—1962	16	11	3,20	3,26	6,22	196	—
Ходжабакирган	Кишл. Андархан	1710	2420	1945—1986	41	41	10,7	10,2	6,06	190	—
Аксу	Ущ. Дазгон	712	2800	1948—1986	39	38	3,9	3,96	5,56	176	—
Исфана	Кишл. Шалды-Балды	385	2330	1936—1937, 1940— 1943, 1949—1951, 1953—1955	17	4	0,53	0,67	1,74	55	—
Басмандысай	Кишл. Басманды	470	3012	1937—1970	34	32	2,1	2,19	4,66	147	—
Ширинсай	Кишл. Аучи	345	3100	1961—1986	25	25	1,84	1,93	5,60	175	—
Шоган	Кишл. Угук	96,5	2900	1960—1986	26	24	0,42	0,38	3,90	124	—
Даганасай	Пос. Бешкаль	870	2140	1936—1970	35	34	1,21	1,23	1,40	44,4	—
Катасай	Выше 1500 м	327	2177	1930—1970	41	33	1,20	1,32	4,03	127	—
Шурбулаксай	В 0,1 км от устья р. Яскаксу	399	2489	1955—1970	16	16	1,99	1,27	3,18	100	—
Шахристансай	Кишл. Джаркутан	380	2739	1937—1971	35	29	1,41	1,44	3,79	119	—
Яскаксу	Зап. окраина кишл. Джаркутан	128	2023	1955—1970	16	16	0,22	0,23	1,80	57	—
Актенги	Кишл. Ходжайтог	113	3030	1961—1971	11	9	0,64	0,58	5,10	162	—
Актенги	Кишл. Тюяташ	104	3100	1955—1970	16	16	0,62	0,64	5,90	186	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Зааминсу	Кишл. Дуаба	546	2300	1947—1986	40	39	1,9	1,98	3,63	114	183
Еткичу	Кишл. Еткичу	317	2360	1958—1973	16	16	1,17	1,13	3,56	112	—
Гуралаш	Кишл. Гуралаш	31,8	2720	1962—1971	10	7	0,20	0,19	5,97	188	—
Санзар	Кишл. Кырк	570	2070	1948—1986	39	38	2,34	2,17	3,80	118	190
Пишгарсай	Выше основного водо- забора	111	1090	1964—1974	11	11	0,169	0,159	1,40	49	—
Ачисай	Выше основного водо- забора	236	1162	1964—1975	12	11	0,070	0,072	0,31	10,0	—

По установленному значению расхода воды на орошение в величину фактического измеренного стока в указанных створах введены соответствующие поправки. Сток с поправкой на водозабор приведен в табл. 10.

Горные саи северного склона Туркестанского хребта имеют малые расходы воды, которые полностью используются на нужды населения, орошение небольших участков земель и фильтрацию при выходе на равнину. Однако при интенсивных ливневых осадках на этих саях, средний годовой расход воды которых исчисляется десятками, в лучшем случае сотнями метров в секунду, могут проходить селевые паводки редкой повторяемости.

Надежных материалов о размере селевых паводков и их повторяемости по данному району нет. Опубликованные сведения содержат отрывочный материал, в котором не представлены расходы воды редкой повторяемости. Вместе с тем имеются указания с ссылкой на свидетельство местных жителей, что примерно раз в 20 лет проходят экстремальные селевые паводки. Такие паводки, достигающие 400—500 м³/с, отмечены на р. Зааминсу в 1886, 1906, 1927 гг.

При обследовании саев северного склона Мальгузарских гор в составе селевой партии УГМС УзССР нами проведены замеры и съемки поперечников для определения максимальных расходов по меткам УВВ. В основу расчета прошедших селей положена формула Срибного (1959). Результаты расчетов максимальных расходов приведены ниже:

Сай	Площадь водосбора, км ²	Максимальный расход, м ³ /с
Ачисай	236	114
Раватсай	150	27
Джангут	102	117
Ардакшан	59	38
Пишгарсай	111	45
Туркменсай (Бенбулак)	147	276
Зааминсу	689	222
Джалаирсай	140	98

Норма годового стока

Первые работы по обобщению среднего годового стока рек Средней Азии выполнены В. Л. Шульцем в 1941 г. на основе обработки данных за 1933—1939 гг. Схематическая карта среднего годового стока рек Средней Азии, за исключением бассейнов рек Нарына и Тарима, впервые опубликована в 1949 г. В. Л. Шульцем. Для построения карты использованы зависимости модуля среднего годового стока (M_0) от средневзвешенной высоты ($H_{ср.}$). В 1954 г. им уточнены зависимости $M_0 = f(H_{ср.})$ и карта среднего годового стока на основе гидрологических данных 1952 г. (Шульц, 1959).

В.Н. Большаковым с 1947 по 1972 г. на основе данных за более длительный период наблюдений и уточнения значения площадей водо-

сборов рек и $H_{\text{ср}}$ по крупномасштабным картам построены зависимости $M_0 = f(H_{\text{ср}})$ и карты изолиний среднего годового стока на всю территорию Советского Тянь-Шаня (поэтапно). Аналогичные обобщения проведены В.Н. Большаковым совместно с В.Л. Позмоговым в 1962—1968 гг. на всю область формирования стока бассейнов рек Сырдарьи, Чу и Таласа.

Для определения основных гидрологических характеристик северного склона Туркестанского хребта, в первую очередь среднего годового стока, необходим выбор расчетного периода. Согласно В. Н. Большакову (1971), любой 25-летний ряд обеспечивает для большинства рек Тянь-Шаня вычисление нормы годового стока со средней квадратической ошибкой $\pm 5\%$. Эта ошибка в нашем случае оказалась несколько больше для малых низкогорных рек снегового и снегово-дождевого питания, формирующихся в основном на склонах Мальгузарских гор и имеющих повышенную изменчивость годового стока.

Анализ многолетних колебаний средних годовых расходов отдельных водотоков северного склона Туркестанского хребта (рис. 15) показал, что период с 1948 по 1986 г. репрезентативный для подсчета среднего многолетнего стока, так как включает полный цикл изменения водности рек — многоводные и маловодные периоды.

Реками с длительным рядом наблюдений на рассматриваемой территории являются Исфара, Ходжабакирган, Аксу, Басмандысай, Шахристансай, Зааминсу, Санзар и др. Данные о стоке притоков исследуемых рек, а также саев приведены к тому же расчетному многолетнему периоду (1948—1986 гг.). С этой целью для водотоков с меньшим рядом наблюдений за стоком воды

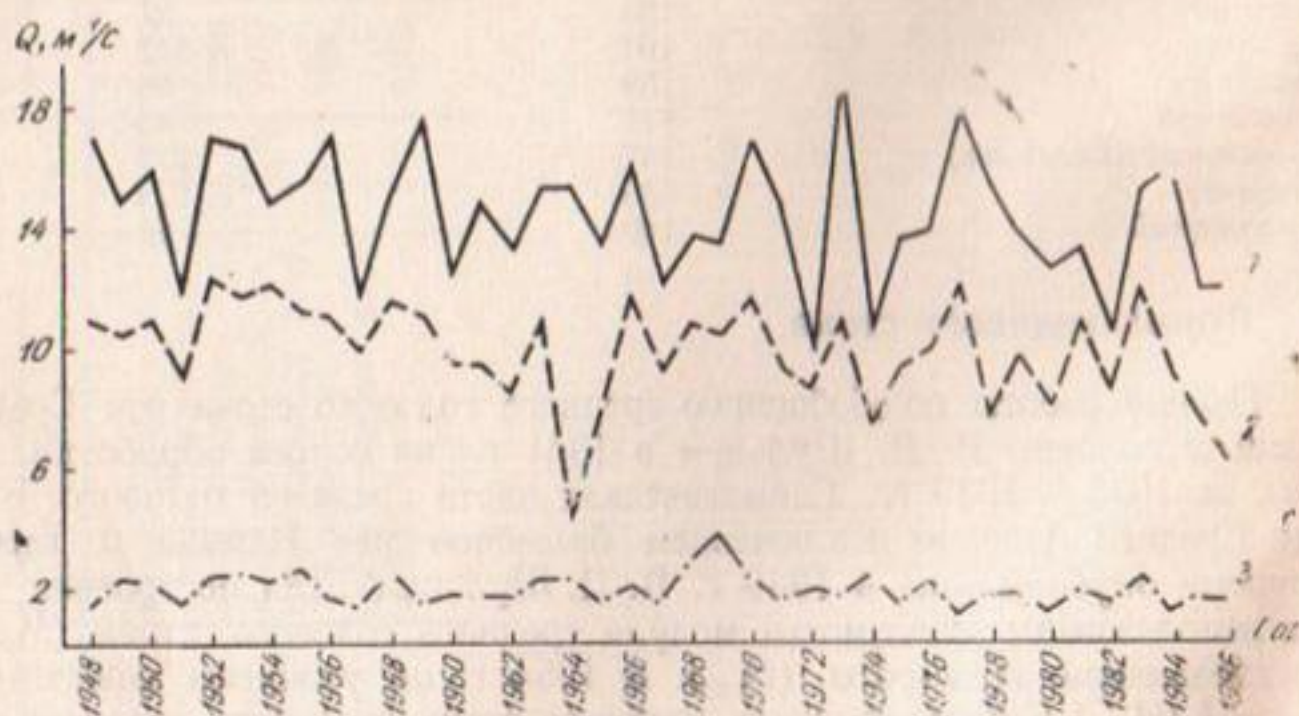


Рис. 15. Хронологический график колебаний годового стока:

1 — р. Исфара (кишл. Ташкуртан); 2 — р. Ходжабакирган (кишл. Андархан); 3 — р. Зааминсу (с. Дуаба).

подобраны реки-аналоги (с учетом географического и высотного расположения, а также сходства характера подстилающей поверхности и др.).

Для приведения ряда к многолетнему периоду использовались установленные графические зависимости среднемесячных расходов воды по восстанавливаемому створу и створу-аналогу. Основные характеристики среднегодового стока (расход воды, модуль стока) для всех изученных рек представлены в табл. 10.

Как видно, наибольший модуль стока наблюдается у р. Джиптык (приток р. Исфары) со средневзвешенной высотой 4150 м. Он равен 25,2 л/с км², или в слое стока 798 мм. Наименьший модуль стока 0,072 л/с км² (со слоем стока 10 мм) имеет р. Ачисай (Мальгузарский створ) при средневзвешенной высоте 1162 м.

Приведенные к среднемноголетним значения среднего годового стока сопоставлены с данными рек изучаемого района, которые приводятся В. Л. Шульцем (1959, 1965) (табл. 11).

Таблица 11

Среднегодовой расход воды за разные периоды наблюдений

Река	Пункт	Данные В. Л. Шульца		Данные автора	
		период, за который выведено среднее, год	расход воды, м ³ /с	период, за который выведено среднее, год	расход воды, м ³ /с
Исфара	Ташкуртан	1910, 1913— 1916, 1928— 1943, 1945— 1952, 1932— 1952	15,5	1948—1986	14,7
Исфара	Исфара	1931—1943, 1946—1952	14,2	1948—1986	13,1
Актенги	Ходжайтог	1938—1940	0,41	1948—1986	0,58
Басмандысай	Кишл. Басманды	1939—1940	1,71	1948—1986	2,19
Бюрогансай (Шурбалаксай)	В 0,1 км от устья р. Яскаксу	1938—1940	0,90	1948—1986	1,27
Яскаксу	Зап. окраина кишлака Джаркутан	1939—1940	0,086	1948—1986	0,23

Среднегодовой расход воды, по В. Л. Шульцу, в большинстве случаев меньше, чем по данным автора. Однако следует учесть, что В. Л. Шульцем использованы данные расходов воды по 1955 г., в то время как в обработку данных автора вошел период с 1948 по 1986 г.

В настоящее время для характеристики территориального распределения стока в горных районах наиболее распространены зависимости стока от средневзвешенной высоты водосборов. По В. Л. Шульцу (1959), при соблюдении равенства условий ориентации и доступности водосборов влажным воздушным массам средний многолетний сток можно рассматривать в первом приближе-

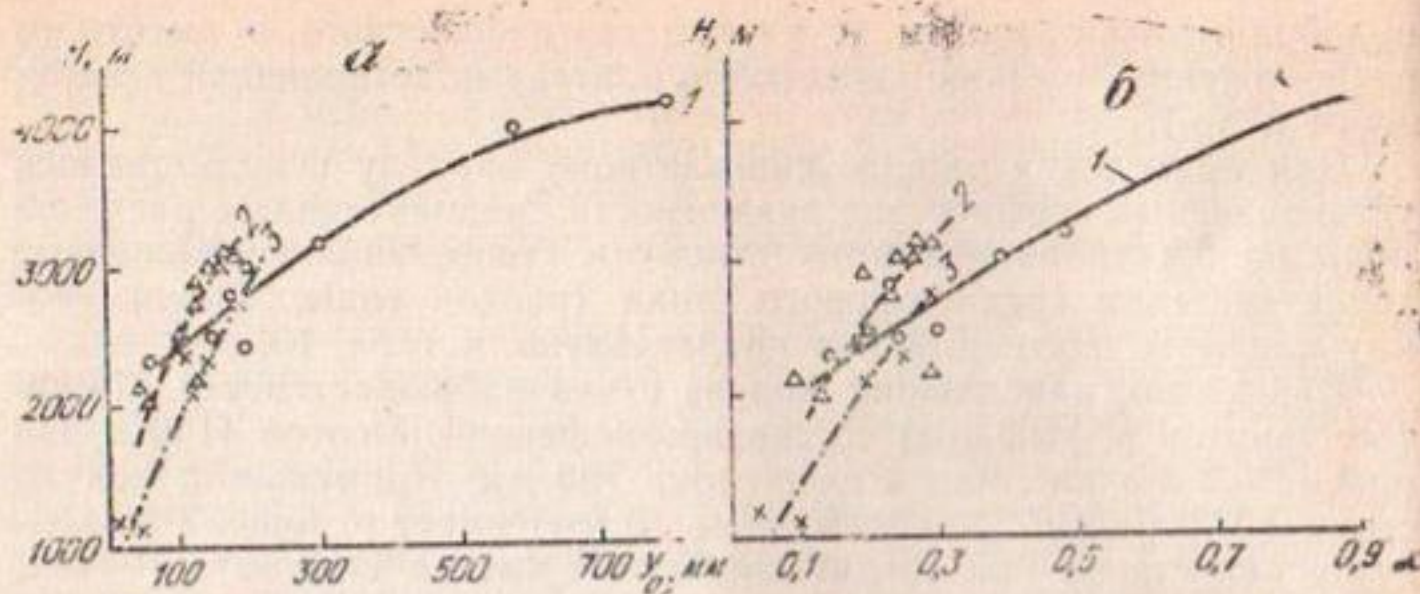


Рис. 16. Зависимость среднегогодового стока (а) и коэффициента стока (б) от средневзвешенной высоты:

1 — восточная часть хребта; 2 — Уратюбинская котловина; 3 — западная часть хребта.

нии как функцию средневзвешенной высоты водосбора, выражая графически в виде зависимости $M_0 = f(H_{cp.})$ или $y_0 = f(H_{cp.})$. Произведя группировку водосборов по признаку примерно одинаковой ориентации и доступности их влажным воздушным массам, В. Л. Шульц получил зависимости $M_0 = f(H_{cp.})$ для 32 орографических районов горной области Средней Азии. В пределах рассматриваемого района он выделил два орографических района. Первый включает бассейны рек Исфары, Ходжабакиргана, второй — водотоки Уратюбинской котловины, реки Зааминсу, Санзар.

Автор на основе уточненных данных по стоку за более длительный период с привлечением вновь открытых створов повторил построение В. Л. Шульца (рис. 16). Как видно из расположения точек, на территории северного склона Туркестанского хребта можно наметить три ветви зависимости $M_0 = f(H_{cp.})$: 1) восточная часть хребта — бассейны рек Исфары, Ходжабакиргана, Исфары, Аксу; 2) Уратюбинская котловина с бассейнами рек Басмандысай, Шахристансай, Каттасай и др.; 3) западная часть — реки Зааминсу, Санзар и сая Мальгузарских гор.

В каждом из выделенных районов среднегодовой сток при одних и тех же средневзвешенных высотах различен. Так, при средней высоте 2000 м в восточной части сток составляет 120 мм, а Уратюбинской котловине — лишь 60, в западной части — 100. По мере увеличения высоты сток во всех выделенных районах растет. Наиболее сильно отклоняется Уратюбинская кривая (в сторону понижения величины стока), несмотря на то, что количество выпадающих осадков с высотой повышается. Это связано, по-видимому, с неполнотой дренирования стока в пределах хорошо проницаемой котловины, причем разгрузка подземного стока в виде

родников происходит ниже гидрорастворов (на высотах 1200—1400 м).

Поэтому для Уратюбинской котловины при построении кривых стока так же, как и для других районов, где в сильной степени развит подземный сток, необходимо проявлять крайнюю осторожность.

Наличие данных по осадкам позволило сопоставить средние по бассейнам сток и осадки и рассчитать коэффициент стока (табл.12), (рис. 16, а). По аналогии с распределением среднего годового стока получены три ветви зависимости коэффициента стока от средней высоты. Первая включает восточную часть, вторая — Уратюбинскую котловину и третья — западную часть хребта. Пределы изменения в восточной части составляют 0,27 при $H_{\text{ср}} = 2300$ м и 0,8 при $H_{\text{ср}} = 4150$ м, в западной наблюдаются от 0,09 до 0,30 при соответственных средних высотах 1162 и 2700 м. Наименьшие коэффициенты поверхностного стока, изменяющиеся от 0,13 ($H_{\text{ср}} = 2000$ м) до 0,29 ($H_{\text{ср}} = 3100$ м), принадлежат Уратюбинской котловине по описанной выше причине (за счет неполноты дренирования).

Таблица 12

Среднегодовые величины стока, осадков, коэффициентов стока и вариации среднегодовых расходов рек северного склона Туркестанского хребта

Река, пункт	H, м	F, км ²	X _{го} , мм	Y _{го} , мм	α	C _v
Исфара, кишл. Ташкурбан	3170	1560	624	297	0,48	0,15
Исфара, г. Исфара	2500	2810	496	147	0,30	0,22
Джинтык, в 6,5 км от ледника Щуровского	4150	97,3	880	798	0,90	0,23
Кичемыш, кишл. Калача	3000	524	499	196	0,39	0,18
Ходжабакирган, кишл. Андархан	2420	1710	734	190	0,24	0,19
Аксу, ущелье Дазгон	2800	712	808	176	0,23	0,17
Исфана, кишл. Шаалы-Балды	2330	385	397	55	0,14	0,19
Басмандысай, кишл. Басманды	3012	470	576	147	0,26	0,13
Ширинсай, кишл. Аучи	3100	345	651	175	0,27	0,14
Шоган, кишл. Угук	2900	96,5	656	124	0,19	0,30
Даганасай, кишл. Бенкаль	2140	870	482	44,4	0,09	0,11
Каттасай, 0,5 км ниже существующей плотины	2177	327	442	127	0,29	0,10
Шурбулаксай, в 0,1 км ниже устья р. Яскаксу	2489	399	511	100	0,20	0,24
Шахристансай, кишл. Джаркутан	2739	380	523	119	0,23	0,19
Яскаксу, западная окраина кишл. Джаркутан	2023	128	440	57	0,13	0,43
Актенги, кишл. Тюяташ	3100	104	636	186	0,29	0,22
Актенги, кишл. Ходжайтог	3030	113	676	162	0,24	0,26
Зааминсу, кишл. Дуаба	2300	546	462	114	0,25	0,27
Етткичу, кишл. Етткичу	2360	317	615	112	0,18	0,26
Гуралаш, кишл. Гуралаш	2720	31,8	650	188	0,29	0,37
Санзар, кишл. Кырк	2070	570	577	118	0,20	0,16
Пидагарсай, выше основного водозабора	1090	111	447	45	0,10	0,30
Ачисай, выше основного водозабора	1162	230	232	9,8	0,04	0,16

Полученные зависимости $y_{\text{ср.}} = f(H_{\text{ср.}})$ по виду повторяют и детализируют зависимости, полученные ранее В.П. Шульцем. Однако они обладают недостатком, снижающим расчетную ценность. Расположение гидростворов и набор средневзвешенных высот водосборов таковы, что применение полученных графиков (без применения экстраполяции) для подсчета среднего стока нижнегорных водотоков затруднительно. В связи с этим мы использовали другие методы исследований стока в горных районах, дающие возможность более детально охарактеризовать высотную зональность стока, в том числе за пределами значений $H_{\text{ср}}$ изученных водосборов.

Более полное распределение стока в горах может быть найдено путем расчета зональных модулей нормы годового стока « m » по методике, предложенной М.Н. Большаковым (1974), путем построения зависимости вида $m_0 = f(H)$. В основе этого метода лежит эмпирическое разложение средних модулей интегрального стока (M_0) на зональные величины по системе уравнений $M_0 = k_1 m_{01} + k_2 m_{02} + \dots + k_i m_{0i} = \sum_{i=1}^n k_i m_{0i}$ или $y_0 = k_1 y_{01} + k_2 y_{02} + \dots + k_i y_{0i}$, где

$k = \frac{f_i}{F}$ — площадь высотной зоны (f_i) в долях от общей площади водосбора (F);

$m_{0i}(y_{0i})$ — средний модуль или слой стока с отдельных высотных зон.

Согласно описанной методике, рассчитаны зональные величины стока (в миллиметрах слоя) для отмеченных выше районов северного склона Туркестанского хребта (рис. 17): 1) восточной части — бассейны рек Исфары, Ходжабакиргана; 2) Уратюбинской

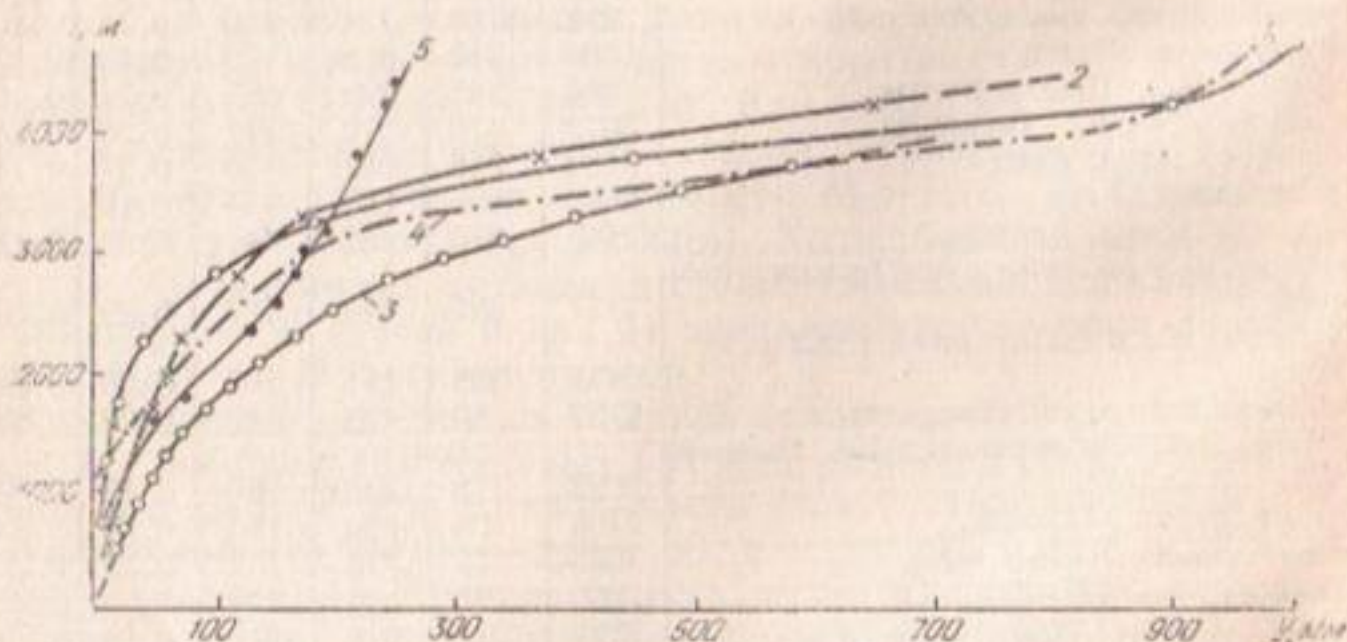


Рис. 17. Зависимость зональной нормы годового стока (y_i) от высоты:

1 — восточная часть, 2 — Уратюбинская котловина, 3 — западная часть; 4 — кривая по М.Н. Большакову для восточной части; 5 — для западной.

котловины, 3) западной части — бассейны рек Зааминсу, Санзара и сан Мальгузарских гор.

Для получения основной расчетной зависимости $m_0=f(H)$ для каждого выделенного района рассчитано (по рекомендации автора методом) несколько приближений. Так, для восточной части — 6, для Уратюбинской котловины — 8, для западной части — 4. Критерием необходимости дальнейших приближений явилось среднеквадратичное отклонение, которое, согласно методике, должно составлять не больше 10%. Для восточной части это отклонение оказалось равным (при 6 приближении) 7,8%, в западной при первом приближении — 1,5%. В Уратюбинской котловине среднеквадратичное отклонение, несмотря на сделанные 8 приближений, не упало ниже 17,6%. Такое большое отклонение связано, очевидно, с отмеченным выше подземным оттоком.

Вопрос поясного стока в пределах Туркестанского хребта рассматривался ранее М. Н. Большаковым (1950, 1963, 1971, 1974). Им выделены две кривые: для восточной и западной части хребта (в границах, установленных В. Л. Шульцем орографических районов). Эти кривые приведены на рис. 16 наряду с рассчитанными автором. Кривые стока для восточной части хребта довольно близки. Максимальные отклонения относятся к высотам 3000—3500 м и составляют 170—280 мм.

Кривая стока, по М. Н. Большакову, для западной части хребта сильно отличается от рассчитанной автором. По параметрам она выпадает из общего семейства кривых, полученных М. Н. Большаковым для рек Ферганской котловины. Во всем диапазоне высот (500—4500 м) она дает по сравнению с расчетами автора резко заниженные (до 550 мм) значения поясного стока. Такое расхождение — следствие недоучета М. Н. Большаковым водоза-

Таблица 13

Величина поясного стока, осадков и коэффициента стока для восточной части Туркестанского хребта

Интервал высот, м	X, мм	У, мм	α
Восточная часть Туркестанского хребта			
500—1000	140	5	0,04
1000—1500	215	10	0,05
1500—2000	290	20	0,07
2000—2500	370	40	0,11
2500—3000	460	100	0,22
3000—3500	560	180	0,32
3500—4000	710	450	0,63
4000—4500	1075	900	0,84

Западная часть Туркестанского хребта

500—600	405	20	0,05
600—800	418	25	0,06
800—1000	432	35	0,08
1000—1200	450	50	0,11
1200—1400	467	55	0,12
1400—1600	482	70	0,14
1600—1800	500	90	0,18
1800—2000	517	110	0,21
2000—2200	532	135	0,25
2200—2400	550	165	0,30
2400—2600	567	200	0,35
2600—2800	582	245	0,42
2800—3000	600	290	0,48
3000—3200	620	340	0,55
3200—3400	640	400	0,62
3400—3600	660	490	0,74
3600—3800	685	580	0,85

Уратюбинская котловина

500—1000	300	15	0,05
1000—1500	350	30	0,08
1500—2000	410	50	0,12
2000—2500	470	70	0,15
2500—3000	550	120	0,22
3000—3500	700	170	0,24
3500—4000	850	370	0,44
4000—4500	1010	650	0,64

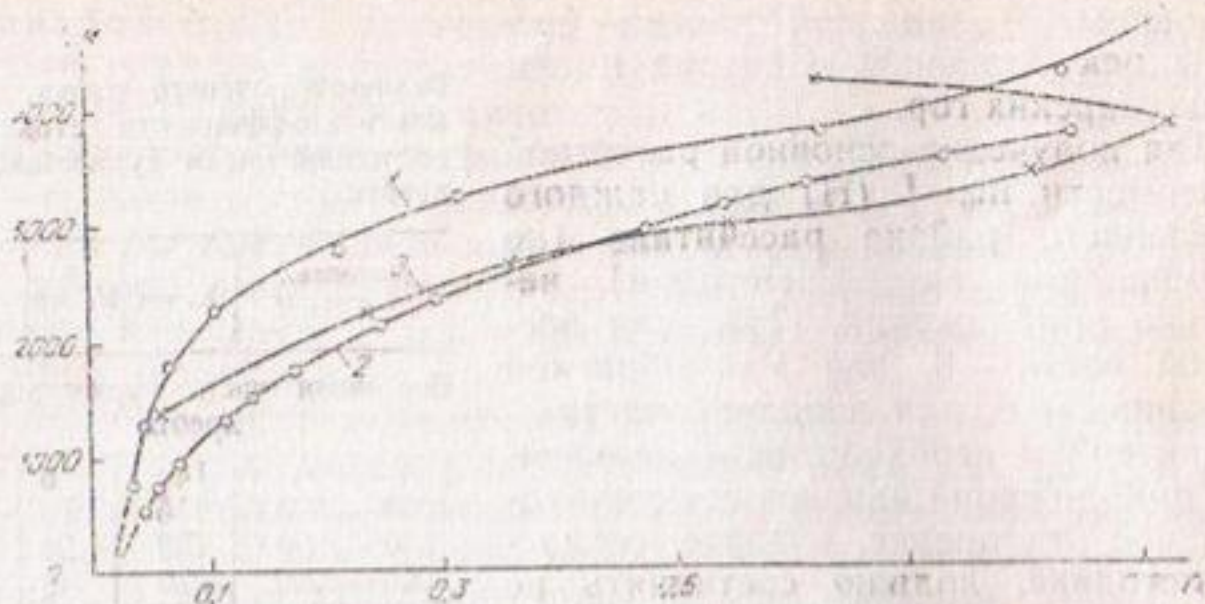


Рис. 18. Зависимость зонального коэффициента стока от высоты

1 — восточная часть хребта; 2 — западная; 3 — бассейн р. Уzunqargaly (северный склон Зайлийского Алатау).

бора, особенно сильно сказывающегося на водотоках этого района с их малой абсолютной водностью.

Для оценки объективности рассчитанных таким путем величин поясного стока привлечены данные по осадкам, позволившие определить зональные коэффициенты стока (табл. 13). Высотный ход этих коэффициентов для северного склона Туркестанского хребта и северного склона Зайлийского Алатау изображен на рис. 18.

Попытались установить связь между зональным коэффициентом стока и дефицитом влажности. По-

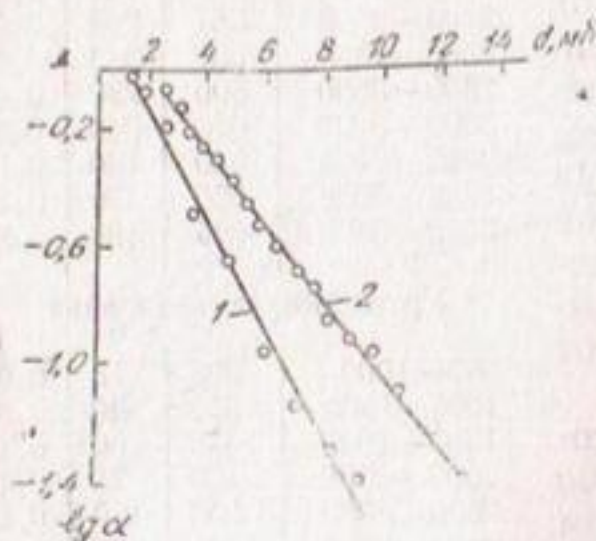


Рис. 19. Полулогарифмическая зависимость коэффициента стока от недостатка насыщения воздуха водяными парами:

1 — восточная часть хребта, 2 — западная.

лучены две кривые зависимости недостатка насыщения и коэффициента стока (в полулогарифмическом виде) для западной и восточной частей (рис. 19). Кривая $\alpha = f(\lg d)$ Уратюбинской котловины не проводилась ввиду ненадежности кривой по стоку. Кривые, полученные для восточной и западной частей хребта, показывают, что с увеличением недостатка насыщения коэффициент стока уменьшается. Исходя из этих графиков рассчитано уравнение регрессии следующего вида:

$$\lg \alpha = -0,16d + 0,09 \quad (r = -0,90)$$

для восточной части,

$$\lg \alpha = -0,12 + 0,6 \quad (r = -0,95)$$

для западной части.

Кривые $\alpha = f(d)$ имеют особо важ-

ое расчетное значение для нижних зон, где сток в сильной степени искажается водозабором.

Кроме описанного метода, зональные нормы стока могут быть рассчитаны на основе зональных водных балансов. Однако их оставление может быть осуществимо лишь в редких случаях. Причина — отсутствие данных об испарении и трудности его расчетов в горных условиях. В последнее время разработаны методы определения суммарного испарения: 1) расчет испарения с различных типов ландшафтов (Быков, 1959; Волошина, 1966; Соседов, 1967, 1976; Литовченко, 1971); 2) группа методов, основанных на расчете суммарного испарения при наличии данных о температуре воздуха и осадков (Валесян, 1965; Иванов 1973, 1976; Кирта, 1976).

Принцип расчета по первому способу заложен и осуществлен в 30-е годы американским гидрологом Мейером. В последнее время этот метод развит И. С. Соседовым (1976, 1984). В частности, разработана система расчета испарения для горной территории в условиях Заилийского Алатау. Согласно методике, расчеты испарения проводятся для теплого и холодного периодов и отдельных видов поверхностей.

Применение методики в условиях рассматриваемой территории затрудняется тем, что параметры предложенных И. С. Соседовым формул расчета испарения в теплый период приводятся для условий Заилийского Алатау, а типы растительности не соответствуют типичным ценозам Туркестанского хребта. Тем не менее попытались оценить таким способом зональное испарение для нескольких высотных зон западной части хребта. В этих расчетах использовались зависимости И. С. Соседова для испарения со скал и осыпей и данные фактических наблюдений с арчи и травянистой растительности, проводившихся в аналогичных условиях К. С. Ботманом (1971, 1978). Расчеты проведены для зон 1000—2200 и 2200—2400 м, близких к высотному гребню испарения. Их цель — сравнение значений поясного испарения (и стока), полученных по методу Большакова.

По И. С. Соседову (1973, 1976), испарение со скал и осыпей рассчитывалось по формуле $c \cdot N$, где N — число случаев наличия осадков в осадкомерном ведре при двухсрочных наблюдениях. Параметр c при крупности осыпей от 6 до 20 см и высотах 2300—2400 м меняется от 0,7 до 1,6. Испарение со скал рассчитывалось как испарение с крупных осыпей.

Для расчета величины транспирации арчи автор воспользовался фактическими данными наблюдений СредазНИИЛХ (1978), где под руководством К. С. Ботмана проводились исследования по транспирации с арчи в течение трех лет (1973—1975 гг.) в районе Кураминского хребта. Поскольку климатические условия этого района довольно близки к условиям рассматриваемой территории (коэффициент увлажнения примерно одинаков) данные К. С. Бот-

мана могут быть в первом приближении использованы для характеристики транспирации арчи.

Транспирация определялась за вегетационный период. К концу его интенсивность транспирации арчи, как и всех древесных пород, резко снижается, а зимой прекращается. Общий расход воды на транспирацию связан с густотой древостоя (табл. 14). Поскольку подробными данными о густоте мы не располагаем, при расчетах взяты средние из приводимых в табл. 14 данных.

Таблица 14

Средний расход воды на транспирацию арчовника различной густоты (в мм слоя воды)

Водобалансовая площадь	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Всего за вегетацию
Арчовник редкостный	9,5	12,3	17,6	17,8	12,5	8,9	3,6	92,2
Арчовник изреженный	27,2	30,7	39,3	42,9	32,0	27,0	8,3	207,4
Арчовник изреженный	52,2	31,0	38,9	39,7	33,7	28,1	6,4	210,0
Арчовник густой	38,7	40,8	57,5	69,2	50,5	37,8	5,0	299,5
Арчовник густой	36,6	37,1	56,5	62,1	42,9	41,9	5,6	282,9

Суммарное испарение за теплый период для высотных интервалов 2000—2200 и 2200—2400 м рассчитано как сумма величин испарения со скал (E_c), осыпей (E_o), ($E_{арчи}$) и травянистой растительности (E_t).

Испарение за холодный период по рекомендации И.С. Соседова рассчитывалось как испарение со снега по формуле

$$E_c = 0.259 \cdot n (Kul_0 - 0.89 I_e + 0.32) \text{ мм/мес,}$$

где n — число дней в месяце;

I_e — влажность насыщения по t° поверхности снега;

I_0 — влажность воздуха;

K — поправочный коэффициент к влажности насыщения.

Величины суммарного испарения и испарения с различных поверхностей, рассчитанных по методу И. С. Соседова, в зоне выше указанных высот приведены ниже:

	Высотная зона, м	
	2000—2200	2200—2400
Испарение с различных типов поверхностей в теплый период, мм		
скалы	23,2	22,3
осыпи	0,05	—
транспирация арчи	200	200
транспирация подстиلاющей поверхности	200	200
Всего за теплый период, мм	456	422
Испарение в холодный период, мм	46	43
Суммарное испарение за год, мм	502	465

Таким образом, суммарное годовое испарение для зоны 2000—2200 м равно 500 мм, для 2200—2400 м—465.

Исходя из значений поясного стока, определенных методом М. Н. Большакова, испарение в этих же пределах высот составляет соответственно 394 и 385 мм. Расхождение в величинах испарения, определенных двумя способами, составляет 27 и 21%. Это расхождение не выходит за пределы точности расчетов суммарного испарения, которая для аналогичных рассматриваемых условий оценивается Б. Т. Кирстой (1976) $\pm 30\%$.

Можно считать, что расчеты по методике И. С. Соседова в общем подтвердили величину и высотное положение важнейшего гидропараметрического параметра—высотного гребня испарения. Еще один фактор, подтверждающий высотное положение гребня испарения,—густота речной сети, имеющая на этих высотах максимальное значение.

В. П. Валесян (1965), Ю. Н. Иванов (1973, 1976), Б. Т. Кирста (1976) по предложенной методике попытались рассчитать испарение на различных высотных уровнях на основе его зависимости от осадков и температуры воздуха. Для оценки испарения проведены соответствующие расчеты для западной части хребта. Величина суммарного испарения, по В. П. Валесяну, снимается с графика, позволяющего определить его (по месяцам) как функцию трех переменных: температуры воздуха, количества атмосферных осадков и времени года.

Метод расчета суммарного испарения за месяцы с положительной температурой, разработанный Ю. Н. Ивановым, является обобщением результатов воднобалансовых наблюдений на территории Союза (ЕТС, Сибирь, Средняя Азия) как на равнине, так и в горах (до 2000 м). По методике Иванова, не все осадки данного месяца участвуют в испарении, часть из них испаряется в последующие. Поэтому величина осадков месяца, для которого проводится вычисление испарения, определяется по формуле

$$x_p = x_i - \frac{1}{6} x_i + \frac{1}{6} x_{i-1},$$

где x_p — расчетные осадки i -го месяца;

x_{i-1} — осадки предшествующего месяца.

Другим относительным показателем испарения является средняя месячная температура воздуха. Расчеты E , по Н. Н. Иванову, проводятся только для месяцев с положительной температурой, с отрицательной — по вышеприведенной формуле И. С. Соседова.

Для расчетов суммарного испарения Б. Т. Кирста предлагает использовать зависимость $E=f(x)$ между месячными и годовыми величинами испарения с поверхности почвы и осадками по осадкомеру Третьякова на высоте 2 м (без поправок). Для расчета месячных величин испарения им предложено семейство кривых, которых снимаются значения E .

По методике этих авторов попытались использовать рассчи-

танные значения зонального испарения для определения по способу водного баланса величин поясного стока. Критерий пригодности этих способов — соответствие фактическим величинам стока регистрируемым на гидростворах (с поправкой на водозабор). Результаты сопоставления приведены в табл. 15.

Таблица 1

Автор методики расчетов	Рассчитанный сток с бассейнов, мм			Сток фактический, мм			Погрешность, %		
	Заамин-су	Санзар	Пшагарсай	Заамин-су	Санзар	Пшагарсай	Заамин-су	Санзар	Пшагарсай
В. П. Валесян (1965)	307	329	112	183	190	49	67,8	73	28
Н. Н. Иванов (1973, 1976)	314	327	133	«	«	«	71	73	71
Б. Т. Кирста (1976)	186	173	127	«	«	«	+1,6	-9,0	59

Значения стока, рассчитанные методом Иванова и Валесяна довольно близки. Для условий западной части Туркестанского хребта они весьма завышены. Наиболее близкие значения к фактическому гидрометрически учтенному стоку дает метод Кирсты. Отсюда видно, что наиболее подходящий аналог для рассматриваемой территории — Туркмения. Так, для рек Зааминсу и Санзар отклонения от фактически измеренного стока соответственно равны 1,6 и $-9,0\frac{1}{3}$ и только на р. Пшагарсай с низко расположенным водосбором оно составило 59%. Это объясняется, по-видимому, тем, что в Туркмении в нижних зонах количество выпадающих осадков значительно меньше, чем в условиях хребта, поэтому рассчитанные по Б. Т. Кирсте величины испарения в нижних зонах занижены, а сток завышен.

Поскольку при расчете испарения всеми указанными методами получены значительные отклонения от истинных значений, за основу расчета зонального испарения приняты данные поясного стока по М. Н. Большакову. Испарение определено как разность между осадками и поясным стоком. По полученным данным построен совмещенный график высотного изменения зонального стока, испарения, а также густоты речной сети (рис. 20, 21). Легко заметить, что в западной части на высотах 2000—2400 м сток начинает заметно увеличиваться, испарение — уменьшаться, а густота речной сети — снижаться. Связано это, по-видимому, с наличием в верхних зонах подпочвенного стока, снижающего величину испарения и увеличивающего сток. Максимум густоты речной сети здесь, как указано, близок или совпадает (в восточной части) с гребнем испарения.

Таким образом, высотное положение гребня густоты речной сети — важная характеристика высотной поясности стока в горах

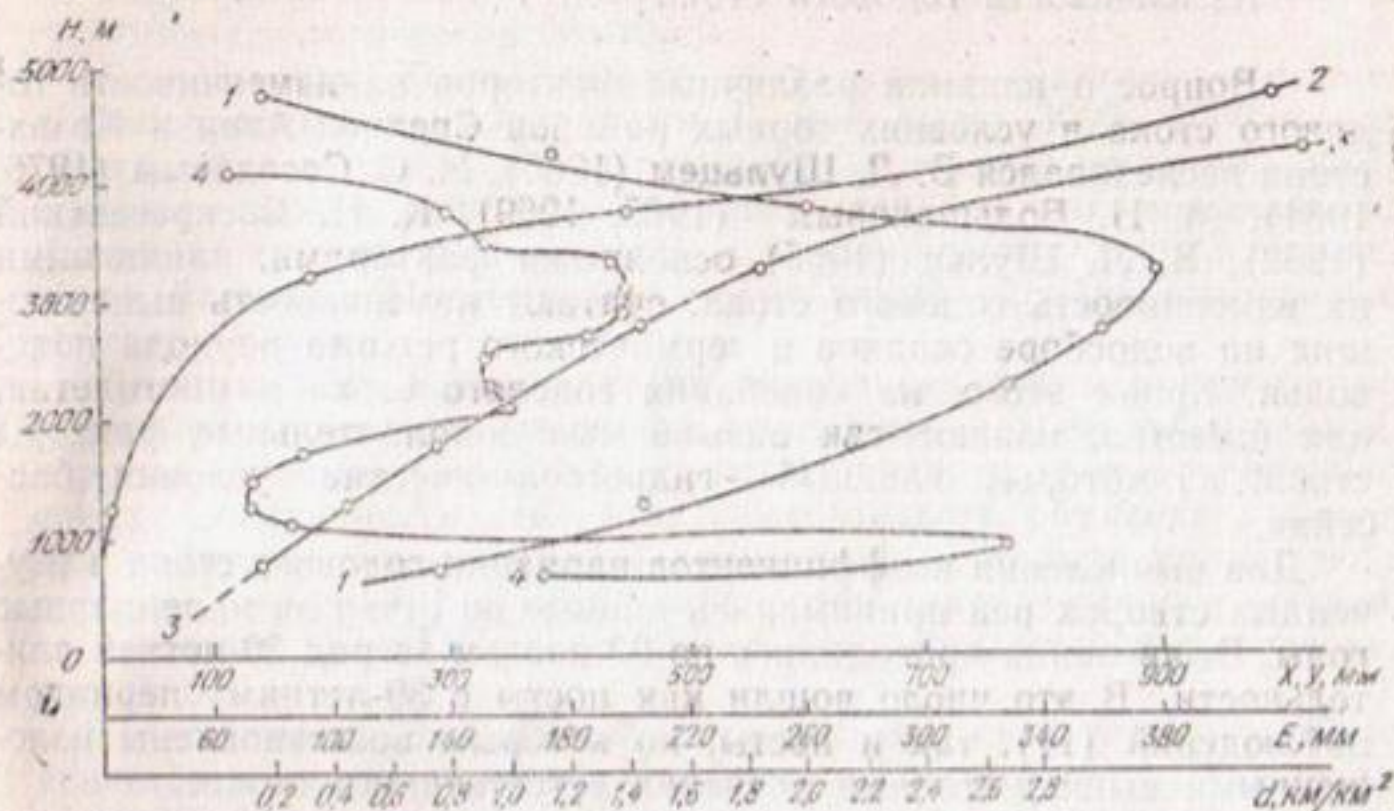


Рис. 20. Зависимость зонального стока (2), испарения (1), осадков (3) и густоты речной сети (4) от высоты. Восточная часть.

Средней Азии, в частности на северном склоне Туркестанского хребта. Она разграничивает пояса активного испарения (Щеглова, 1964) и стокообразования (Щеглова, 1973).

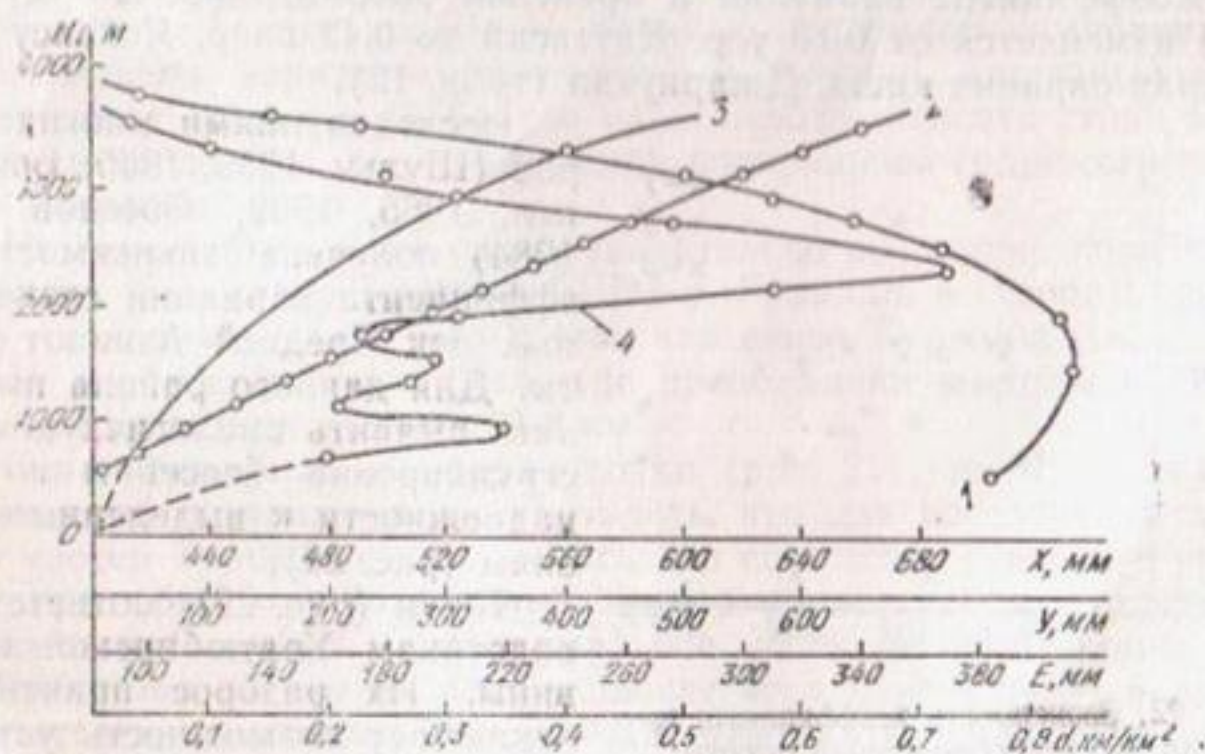


Рис. 21. Зависимость зонального стока (2), испарения (1), осадков (3) и густоты речной сети (4) от высоты. Западная часть.

Вопрос о влиянии различных факторов на изменчивость годового стока в условиях горных районов Средней Азии и Казахстана исследовался В. Л. Шульцем (1965), И. С. Соседовым (1976, 1984), М. Н. Большаковым (1965, 1969), К. Н. Воскресенский (1962), В. Л. Шульц (1965) основными факторами, влияющими на изменчивость годового стока, считают изменчивость выпадающих на водосборе осадков и термического режима периода половодья. Кроме этого, на колебания годового стока в многолетии, как известно, влияют так называемые дополнительные факторы стока, из которых главный — гидрогеологические условия бассейна.

Для вычисления коэффициентов вариации годового стока в изученных створах рек принимались данные по стоку за календарные годы. Вычисления проводились по 23 постам за ряд 39-летней длительности. В это число вошли как посты с 39-летним периодом наблюдений (11), так и посты, по которым восстановлены изложенными выше методами значения естественного стока.

Для оценки изменчивости годового стока по имеющимся фактическим рядам наблюдений вычислены средние квадратические ошибки коэффициентов вариации по формуле (СНИП)

$$\sigma_{C_v} = \frac{100 \sqrt{1 + 3C_v}}{\sqrt{2n - 1}}.$$

Результаты показали, что по всем пунктам квадратические ошибки C_v составляют 13 — 17 %.

Коэффициент вариации в пределах рассматриваемой территории изменяется от 0,10 у р. Каттасай до 0,43 на р. Яскаксу — западная окраина кишл. Джаркутан (табл. 12).

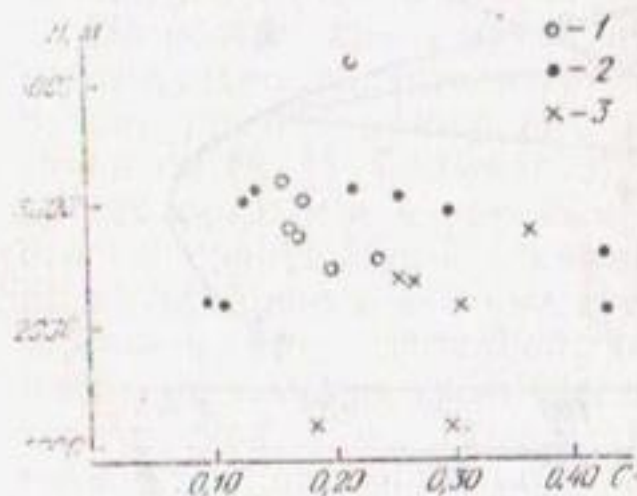


Рис. 22. Зависимость коэффициента вариации от средневзвешенной высоты:

1 — восточная часть; 2 — Уратюбинская котловина; 3 — западная часть.

Исследованиями многих авторов (Шульц, 1959, 1965; Большаков, 1965, 1969; Соседов, 1976, 1984) получена зависимость коэффициента вариации стока горных рек Средней Азии от высоты. Для данного района попытались выявить аналогичную связь, сгруппировав бассейны по принадлежности к выделенным районам (рис. 22).

Точки (рис. 22) соответствуют водотокам Уратюбинской котловины. Их разброс практически исключает возможность установления связи C_v с высотой бассейнов. Это объясняется влияни-

ем гидрогеологических условий водосборов, перекрывающим роль гидрометеорологических факторов.

Бассейн сая Уратюбинской котловины — Каттасай — сложен хорошопроницаемыми породами. В зоне высот 3000—4000 м преобладают известняки. Формирующийся в верхней части водосбора Каттасая сток в основном инфильтруется (на что указывает пониженная густота речной сети) и выклинивается лишь в нижней части бассейна. Подземный и подрусловый пробег значительно регулирует сток.

Важную роль в многолетних колебаниях стока, как известно, играет расположение створа по отношению к зоне выклинивания в русло подземных вод, определяющее полноту дренирования бассейна. Совокупность всех этих обстоятельств объясняет, почему для водотоков Уратюбинской котловины, не только малых, но и средних размеров (до нескольких сотен квадратных километров) зависимость $C_v = f(H_{cp})$ не может быть предложена в качестве расчетной.

По-видимому, спецификой гидрогеологических условий объясняется и низкое значение C_v Ачисая. Сая стекает с Мальгузарского хребта в восточной возвышенной части. В питании, как показывает изучение гидрографической сети, участвуют многочисленные родники, выклинивающиеся выше створа. Регулирующая емкость запасов подземных вод, питающих Ачисай, определяется энергией рельефа бассейна, наиболее значительной по сравнению с другими мальгузарскими саями (максимальная высота этой наиболее возвышенной части составляет 2973 м) и относительно большими размерами бассейна (его площадь равна 232 км²). Ачисай — крупнейший из мальгузарских саяев. Все эти условия определяют значительное регулирование стока не только внутри года, но и в многолетии. Аналог подобного влияния подземной компоненты на многолетнюю вариантность стока — р. Алтыяб (северный склон Копетдага) (Кирста, 1976), где из-за инвариантности стока в многолетии после трех лет наблюдений прекращены гидрометрические исследования.

Не может быть пока удовлетворительно объяснено повышенное значение C_v годового стока (0,39) р. Гуралаш в створе Гуралаш. Это, по-видимому, связано с тем, что створ Гуралаш расположен почти у самых истоков реки, где преобладают выходы коренных пород, площадь водосбора 31,8 км².

Если исключить некоторые точки (рис. 22), то исходя из расположения оставшихся, можно видеть, что для восточной и западной частей Туркестанского хребта (то есть всего северного склона без Уратюбинской котловины) можно провести одну кривую зависимости $C_v = f(H_{cp})$. Минимальное значение C_v , равное 0,16, наблюдается на высоте 3100 м, после чего коэффициент вариации возрастает, составляя для р. Джиптык со средневзвешенной высотой 4150 м 0,23. Ранее в литературе (Щеглова, 1951, Шульц, 1965) отмечалось, что при больших высотах водосборов на реках

со значительным вкладом ледникового стока вариантность годового стока в многолетии возрастает. Это связано с увеличением изменчивости в многолетии летней температуры в высокогорной области, в основном определяющей колебания годового стока.

Для наиболее типичных рек (Исфары, Шахристанская, Зааминсу) северного склона Туркестанского хребта при длительном периоде наблюдений построены эмпирические кривые обеспеченности годового стока. Расположению натуральных точек наиболее соответствует кривая обеспеченности при $C_v = 2C_v$. Такое же соотношение М. Н. Большаков, проводивший аналогичные исследования для западной части Туркестанского хребта, рекомендует и для р. Санзар.

Определенный интерес представляет малоизученный вопрос о характере изменений высотной зональности стока при многолетних колебаниях водности. Рассмотрим это на примере экстремальных лет.

В западной части хребта синхронность годового стока проявляется отчетливо. Здесь год наибольшей водности у всех водотоков — 1969, самый маловодный — 1962. Для этих лет по использованному ранее способу М. Н. Большакова рассчитан поясной сток.

В восточной части полной синхронности колебаний годового стока не наблюдается. Поэтому из суммарной величины водных ресурсов, подсчитанных за конкретные годы, за многоводный принят 1970, за маловодный — 1967. На основе полученных значений поясного стока построены графики связи с высотой для восточной и западной частей хребта (рис. 23, 24) в сравнении с кривыми среднего многолетнего стока. Как видно, средний многолетний сток в многоводный год увеличивается в обеих частях хребта во всем диапазоне высот. В восточной — в нижних зонах от 5 до 25 мм и 100 мм в высокогорье, в западной — от 20 мм в низкогорье до

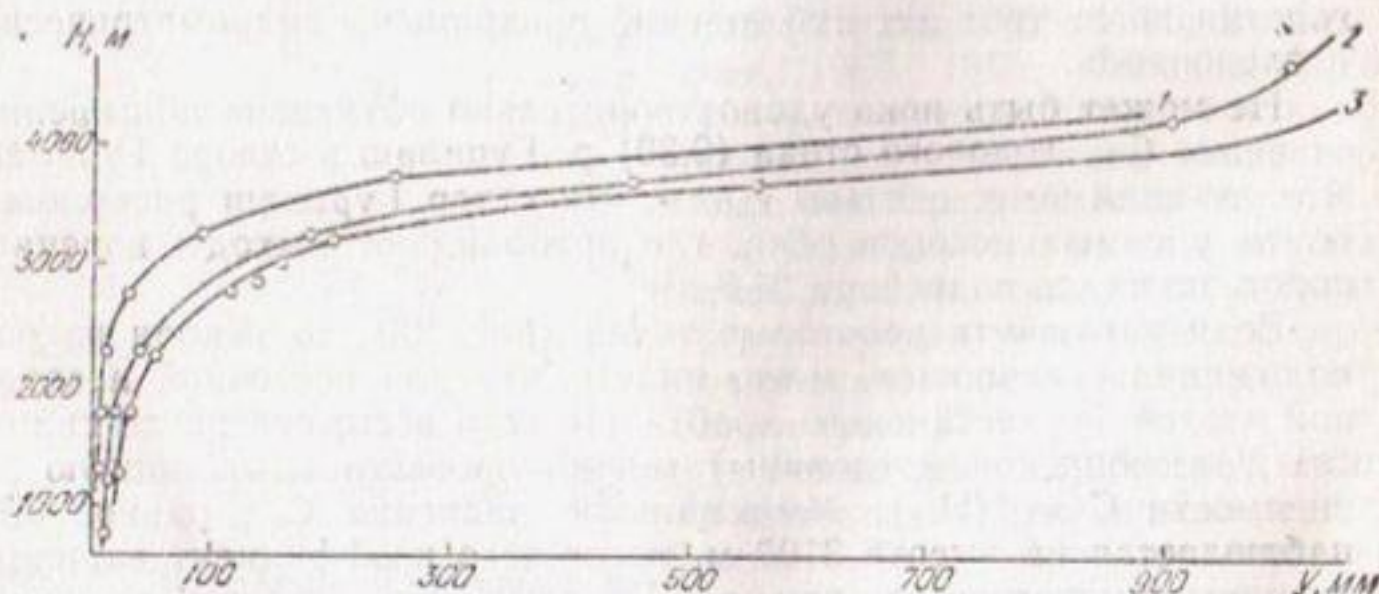


Рис. 23. Зависимость зонального стока от высоты. Восточная часть:

1 — сток маловодного года; 2 — средний многолетний сток; 3 — сток многоводного года.

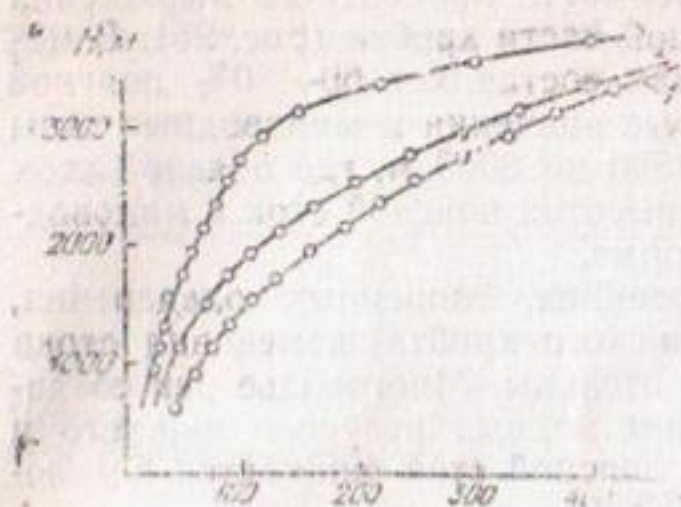


Рис. 24. Зависимость зонального стока от высоты. Западная часть.

1 — сток маловодного года; 2 — среднего-летнего сток; 3 — сток многоводного года.

му за многолетие. Поскольку изменение вида кривой поясного стока наиболее уверенно произведено для западной части хребта, на рис. 25 изображено и ниже рассматривается изменение относительных величин зонального стока для этой части Туркестанского хребта.

В многоводный год в западной части Туркестанского хребта (так же, как и в восточной) сток нижнегорного пояса вдвое превышает норму, то есть его отклонение от среднего за многолетие составляет 100%. С увеличением высоты разница между средне-многолетним и стоком за многоводный год уменьшается. В верхних зонах влияние водности года на поясной сток незначительно. Об

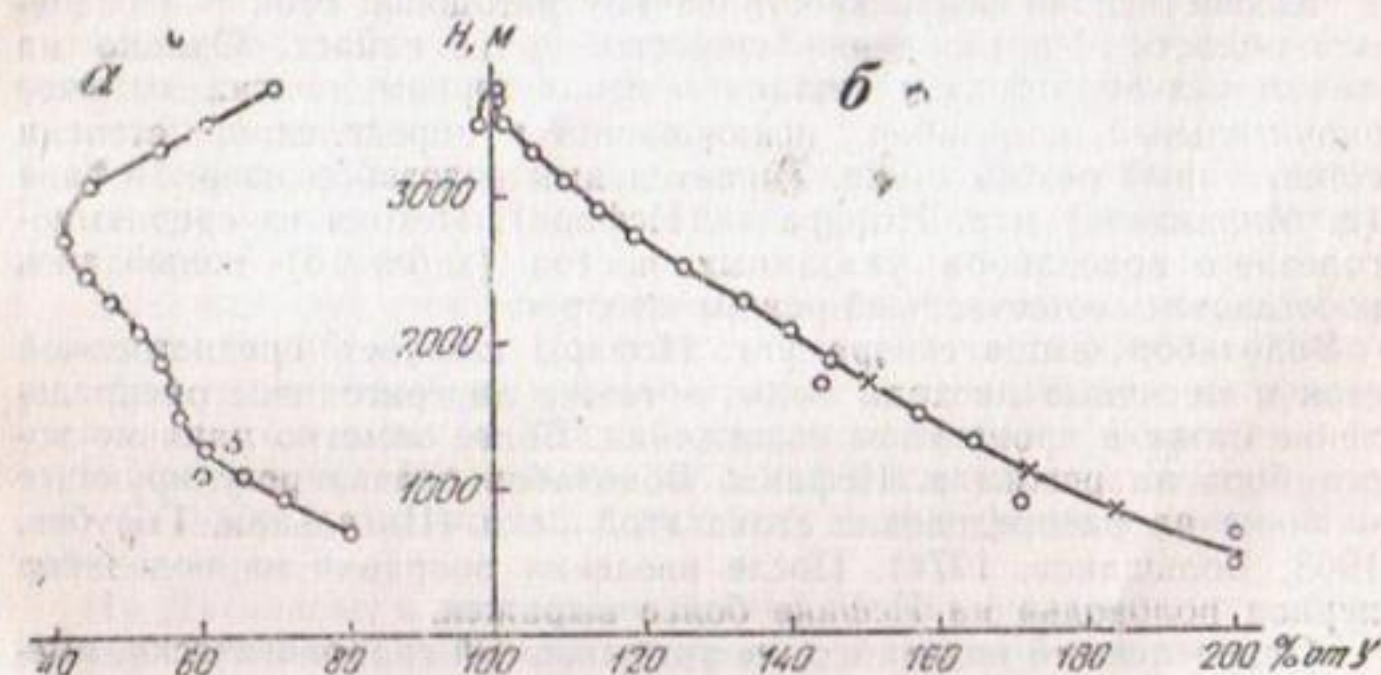


Рис. 25. Изменение относительных величин зонального стока с высотой за экстремальные годы. Западная часть:

а — маловодный год, б — многоводный.

50 мм на высотах 1900 — 2500 м. В маловодные годы он уменьшается до 200 мм в восточной части на высоте свыше 3500 м, в нижней — до 5 мм, в западной — 5 мм, на высоте 2750 м — 150 мм.

Расчеты показывают, что на фоне общего низкого уровня влагообеспеченности рассматриваемой территории изменения поясных величин стока в ту или другую сторону от нормы весьма значительны. Это положение подтверждается рассчитанным процентным выражением поясного стока за экстремальные годы к средне-

этом свидетельствует график зависимости процентного выражения с высотой, построенной для западной части хребта (рис. 25). В маловодный год сток в нижних зонах составляет 60—80% поясной нормы. Минимальные относительные значения в маловодные годы свойственны высотным зонам от 2500 до 3000 м, где поясной сток лишь 40% от нормы. На больших высотах поясной сток в маловодные годы опять приближается к норме.

Расчеты показали, что в бассейнах, лишенных оледенения, подобно западной части Туркестанского хребта, изменения стока в экстремальные года весьма значительны. Многоводье рек создается главным образом увеличением водных ресурсов нижнего и среднего пояса гор. В этих зонах поясной сток снижается в маловодные годы.

Внутригодовое распределение стока

Расчет внутригодового распределения стока рек северного склона Туркестанского хребта проводился по 23 постам с 39-летней длительностью ряда. В это число вошли также посты, по которым среднемесячные расходы воды были восстановлены.

Основные факторы, определяющие внутригодовое распределение стока — климатические, весьма тесно связанные в горных бассейнах с высотной поясностью. Среди других природных факторов, влияющих на режим рек изучаемого района, наибольшее значение имеют геологическое строение Туркестанского хребта, распространение хорошо проницаемых пород, а также гидрогеологические условия, определяющие мощность подземных влагозапасов и зоны их разгрузки.

Хозяйственная деятельность на внутригодовой сток рек основной области формирования существенно не влияет. Однако на некоторых водотоках в нижнем и среднегорном поясах отмечен значительный водозабор, искажающий в определенной степени естественный режим стока. Значительный водозабор на р. Исфане (п. Мирзапача) и р. Исфаре (г. Исфара). Исходя из среднегодового водозабора указанных постов (табл. 16) попытались восстановить естественный режим этих рек.

Водозабор выше створа у г. Исфары снижает среднегодовой сток и месячные расходы воды, а также внутригодовое распределение стока в процентном выражении. Более заметно влияние водозабора на режим р. Исфаны. Водозабор оказал регулирующее влияние на распределение стока этой реки (Цигельная, Голубев, 1963; Большаков, 1974). После введения поправки на водозабор период половодья на Исфане более выражен.

Определенный водозабор, не учитываемый гидрологически, имеет место даже высоко в горах в пределах Уратюбинской котловины, влияет на специфическое распределение стока Уратюбинских саев в течение года.

Внутригодовое распределение рек Исфары (г. Исфара) и Исфаны (п. Мирзапача)
(с, %)

Река, пункт	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
	Без поправки на водозабор												
Исфара,	5,43	4,92	3,36	3,60	7,42	20,2	36,5	37,0	18,0	8,12	6,14	5,43	13,1
г. Исфара	3,5	3,2	2,2	2,3	4,8	12,9	23,4	23,7	11,4	5,2	3,9	3,5	100
Исфана,	0,49	0,52	0,55	0,61	0,69	0,55	0,38	0,47	0,47	0,54	0,52	0,52	0,53
пос. Мирзапача	7,9	7,5	8,9	9,5	11,1	8,6	6,2	7,5	7,4	8,8	8,2	8,4	100
	С поправкой на водозабор												
Исфара,	5,63	5,06	3,86	4,49	8,64	22,2	39,0	39,7	19,8	9,17	7,00	6,00	14,3
г. Исфара	3,3	3,0	2,3	2,6	5,1	13,1	22,8	23,2	11,6	5,4	4,1	3,5	100
Исфана,	0,49	0,52	0,71	0,78	0,95	0,85	0,68	0,79	0,63	0,58	0,52	0,52	0,67
пос. Мирзапача	6,2	5,9	9,0	9,6	12,2	10,4	8,6	10,0	7,8	7,3	6,4	6,6	100

В среднемноголетнем аспекте максимальный месячный сток с наиболее высоких водосборов (Исфара, Джиптык) наблюдается в августе (табл. 17). На реках Кшемыш, Ходжабакирган и Аксу, у которых средние высоты несколько ниже, максимальный сток в июле. В этом месяце максимальный сток проходит и на некоторых водотоках Уратюбинской котловины (Басмандысай, Шоган). На Уратюбинских саях максимум приурочен к июню (Актенги) или к маю (Шахристансай и Яскаксу). Режим других водотоков Уратюбинской котловины характеризуется зарегулированностью, максимальный сток приходится на различные календарные сроки, в одном случае даже на январь. Такое распределение стока обусловлено не только влиянием почвенно-геологических условий, но и наличием водозабора. Совместное действие этих факторов нивелирует влияние основного гидрометеорологического, определяемого высотным положением бассейнов.

У большинства рек западной части хребта (Зааминсу, Етткичу, Гуралаш) максимальный сток в июне, у р. Санзар с более низким водосбором — в мае.

Минимальный сток рек северного склона Туркестанского хребта в осенне-зимний период. На реках восточной части хребта (Исфаре, Джиптыке, Кшемыш) минимальный месячный сток наблюдается в марте, на реках Ходжабакирган и Аксу — в феврале.

В Уратюбинской котловине на реках Басмандысай, Шахристансай, Яскаксу и Актенги минимальный сток в феврале, на р. Шоган — в марте.

На Даганасе в результате специфических условий стокообразования минимальный сток приурочен к августу — сентябрю.

В западной части хребта минимальный сток рек Зааминсу и Етткичу наблюдается в январе, на реках Гуралаш и Санзар — в декабре и сентябре.

Внутригодовое распределение стока рек северного склона Туркестанского хребта

Река, пункт	F, км ² Н. м	C _в	Распределение стока по месяцам и сезонам (% от годового)																
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	VII-IX	X-XII	δ		
Исфара, кишл. Ташкуртан	1560	3170	0,16	2,6	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,76
Исфара, г. Исфара	2810	2500	0,24	2,5	3,2	2,2	2,3	4,8	12,9	23,4	23,7	11,4	5,2	3,9	22,1	58,5	19,3	2,62	
Джиптык, в 6 км от ледника Шуровского	973	4150	0,23	1,8	1,6	1,4	1,5	3,6	11,8	28,8	29,8	12,0	4,0	23,4	18,3	70,6	11,1	3,86	
Кишмыш, кишл. Калам	524	3000	0,18	4,8	3,5	3,2	3,2	7,0	14,9	20,3	18,3	10,5	5,5	4,6	27,6	49,1	23,3	1,78	
Ходжабакирган, кишл. Андархан	1710	2420	0,20	4,3	3,6	3,8	4,0	7,8	14,6	18,6	16,9	10,1	6,5	5,1	30,2	45,6	17,7	1,51	
Аксу, уш. Дазгон	712	2800	0,17	4,4	3,3	3,9	3,9	5,7	12,7	18,7	16,6	11,1	8,3	6,2	26,2	46,4	27,4	1,77	
Басмандысай, кишл. Яптарык	470	3012	0,13	4,7	6,3	6,4	6,6	7,3	9,9	12,8	10,8	8,9	8,4	7,8	30,2	32,5	37,3	1,08	
Циринсай, кишл. Аушоган, кишл. Мугу	345	3100	0,14	8,3	7,3	8,2	7,6	7,7	9,8	9,0	9,0	9,0	8,6	8,5	31,2	27,8	41,0	0,89	
Дагансай, п. Бешкаль	965	2900	0,30	5,6	4,7	4,5	3,4	5,3	14,2	18,4	11,6	9,6	8,3	8,4	27,4	39,6	33,0	1,44	
Кагтасай, 0,5 км ниже существующей плотины	870	2140	0,11	9,7	8,3	8,7	8,8	8,6	7,7	7,7	7,4	7,4	8,4	8,5	33,8	22,5	43,7	0,67	
Шурбулаксай, в 0,1 км от устья Актенги	327	2177	0,10	8,9	7,6	8,6	8,6	8,7	8,2	8,0	8,0	7,9	8,9	8,2	34,0	23,9	42,1	0,70	
Шахристансай, кишл. Джаркутан	399	2489	0,24	8,1	7,2	8,0	8,4	9,2	9,2	9,0	8,6	7,8	8,5	7,6	34,8	25,4	39,8	0,73	
Яскаксу, зап. окраина кишл. Джаркутан	380	2739	0,19	7,9	7,0	7,9	8,6	9,8	9,6	8,8	8,6	8,0	8,4	7,4	35,9	25,4	38,7	0,71	
Актенги, п. Ходжайтог	128	2023	0,43	6,0	5,0	5,3	9,0	15,3	11,2	9,7	10,0	8,2	8,9	4,7	40,8	27,9	31,3	0,68	
Актенги, в 0,8 км ниже устья р. Тюялаш	143	3030	0,26	4,2	4,8	4,5	4,9	8,5	17,8	16,8	13,6	10,5	6,8	4,3	35,7	40,9	23,4	1,15	
Зааминсу, п. Дуаба	104	3100	0,22	4,5	3,7	4,1	4,6	6,5	15,5	15,5	12,1	9,7	13,2	5,7	30,7	37,3	32,0	1,21	
Еткичу, кишл. Еткичу	546	2300	0,27	4,1	5,4	3,9	6,2	18,6	20,4	12,3	7,9	5,9	5,8	4,9	49,1	26,1	24,8	0,53	
Гурадаш, к. Гурадаш	317	2360	0,26	4,1	3,4	4,3	6,0	17,3	22,9	13,5	7,8	6,0	5,2	5,0	50,5	27,3	22,2	0,54	
Санзар, Кырк	318	2720	0,39	4,6	4,0	4,9	8,0	17,6	23,6	11,4	6,4	5,2	4,6	6,0	54,1	23,0	22,9	0,43	
Пшагарсай, выше основного водозабора	570	2070	0,31	5,2	4,6	7,7	15,2	24,8	13,6	5,9	4,5	4,0	4,7	5,2	60,7	14,4	24,9	0,24	
Ачисай, выше основного водозабора	111	1090	0,60	6,4	6,0	6,4	7,8	9,8	10,4	10,9	9,8	8,2	8,6	7,8	34,4	28,8	36,8	0,84	
	236	1162	0,18	6,0	8,0	7,5	7,5	11,2	8,4	10,0	9,0	8,4	9,0	7,5	34,6	27,4	38,0	0,79	

При большом разнообразии высот водосборов рек северного склона Туркестанского хребта не может быть единых границ фазово-однородных периодов. По генетическим признакам в годовом стоке рек Средней Азии, как известно, можно выделить три основных фазово-однородных периода (Шульц, 1965).

1. Период преимущественно подземного питания, или межени.
2. Период половодья за счет таяния преимущественно сезонного снежного покрова. Концентрируется основной сток жидких осадков (снеговое половодье).

3. Период половодья за счет таяния преимущественно высокогорных снегов, снежников и ледников (снегово-ледниковое половодье). Переход снегового в снегово-ледниковое половодье осуществляется незаметно и не имеет четко выраженной границы.

Доля стока, проносимого в период снегового и снегово-ледникового половодий, тесно связана с типом питания рек. В настоящее время известно несколько классификаций рек по источникам питания. Для рассматриваемой территории можно воспользоваться классификациями, предложенными для рек Средней Азии В. Л. Шульцем (1965) и О. П. Щегловой (1951, 1964).

Исходя из основных параметров внутригодового распределения стока классификации В. Л. Шульца для определенного типа питания рек δ и W_{VII-IX} реки северного склона Туркестанского хребта могут быть отнесены к следующим типам: снегово-ледникового питания — Исфара, Джинтык, Ходжабакирган, Аксу; снегового — Санзар, Зааминсу, Гура-лан, Етткичу; снегово-дождевого — Мальгузарские сая.

Кроме того, в Туркестанском хребте в нижних зонах широко представлены водотоки с высокой зарегулированностью стока. Параметр δ для них значительно выше, что указывает на основную роль в их питании подземных вод (обильный выход родников в пределах их бассейнов). Очевидно, эту группу водотоков, к которой относятся реки Даганасай, Каттасай, Шурбулаксай, Ширинсай, Пшагарсай, Ачисай, следует отнести к водотокам подземного питания, отсутствующую в классификации В. Л. Шульца, но фигурирующую в классификации О. П. Щегловой.

Фаза наибольшей водности рек — период половодья. Границы его определены нами по формуле и номограммам Ф. Э. Рубиновой, выведенным для рек Ферганской котловины.

Расчетные даты начала половодья практически совпадают с фактическими. Так, по расчетным данным, начало половодья на р. Санзар приходится на первую половину апреля, а по фактическим — на начало второй декады апреля.

Известно, что все элементы половодья в значительной степени определяются высотой водозабора. Это позволило Ф. Э. Рубиновой (1958) получить для рек Ферганской долины формулу для расчета начала половодья

$$T_n = 72,5 N_{cp} 0,37,$$

где T_n — дата начала половодья при начале отсчета от 1 января;

$H_{\text{ср}}$ — средневзвешенная высота, км.

Очевидно, эту формулу нельзя применить к тем водотокам, на режим которых сильно влияет подземное регулирование (водотоки подземного питания). Водотоки Уратюбинской котловины и Мальгузарские сая определены как среднее из фактических лет наблюдений.

Конец половодья Ф. Э. Рубинова предлагает определять по номограммам как функцию двух гипсометрических характеристик средневзвешенной высоты и показателя распределения высот на водосборе.

Формула для определения σ_n имеет следующий вид:

$$\sigma_n = \frac{\sqrt{\sum (H_i - H_{\text{ср}})^2 f_i}}{F},$$

где H_i — средняя высота i -той зоны;

$H_{\text{ср}}$ — средневзвешенная высота водосбора;

f_i — площадь i -той зоны, % от общей площади водосбора.

Начало половодья на водотоках восточной части хребта наблюдается в конце апреля, на р. Джиптык со средневзвешенной высотой 4150 м относится к первой декаде мая. По мере продвижения на запад абсолютные высоты снижаются и начало половодья сдвигается на более ранний период. Если на реках Уратюбинской котловины начало половодья приходится в основном на вторую половину апреля, то на водотоках западной части хребта — на первую декаду апреля, на реках Пшагарсай и Ачисай — на 16 и 18 марта.

На северном склоне Туркестанского хребта сток за гидрологические сезоны, (весна, лето) колеблется в разных пределах. В восточной части весенний сток ($W_{\text{II-IV}}$) наименьший — от 18,3 ($H_{\text{ср}} = 4150$ м) до 30,2% ($H_{\text{ср}} = 2420$ м).

Как отмечалось выше, водотоки Уратюбинской котловины обладают повышенным подземным питанием, поэтому сток на них высокозарегулированный. Весенний сток рек этой котловины составляет примерно треть годового и изменяется от 27,4 до 40,8%.

Максимальный сток от 49,1 до 60,7% годового ве-

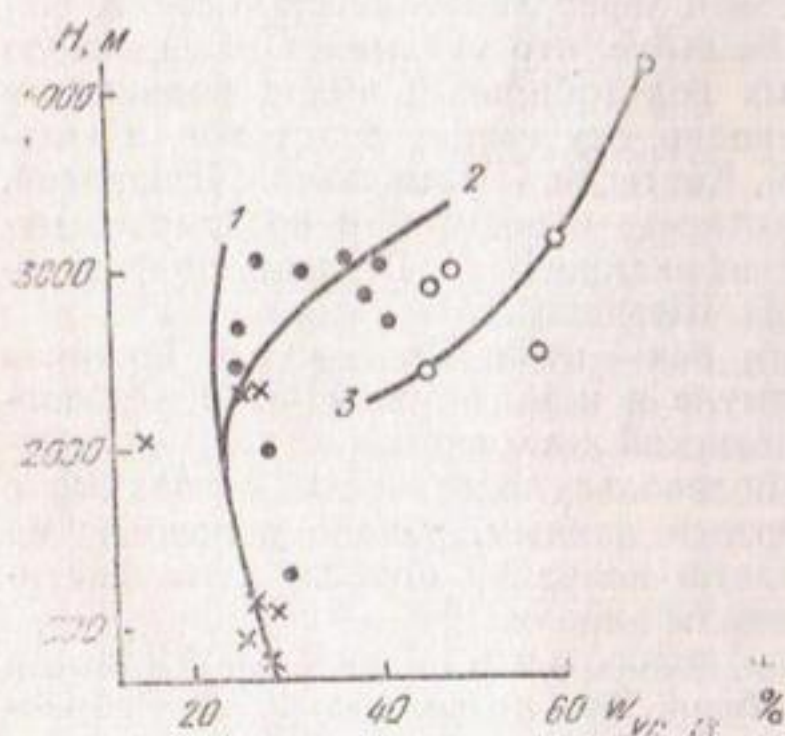


Рис. 26. Зависимость стока за июль — сентябрь от средневзвешенной высоты:

1 — западная часть; 2 — Уратюбинская котловина; 3 — восточная часть.

сенного периода приурочен к западной части хребта. Исключением являются реки Пшагарсай и Ачисай с высокой долей подземного питания, у которых весенний сток составляет соответственно 34,4 и 34,6% годового.

Одним из основных показателей внутригодового распределения стока является сток за июль — сентябрь. Он тесно связан со средневзвешенными высотами водосбора (рис. 26).

Расположение точек на графике зависимости $W_{VII-IX} = f_e(H_p)$ позволяет наметить три ветви кривых, соответствующие установленным районам.

Максимальные значения (46—71%) летнего стока приурочены к восточной, наиболее высокой части хребта. В Уратюбинской котловине летний сток составляет примерно 1/3 годового и колеблется от 25 до 40%. Минимальный сток (от 14,4 до 27,3%) за июль — сентябрь наблюдается в западной части хребта.

Значения стока за июль — сентябрь в первых двух районах с ростом высоты увеличиваются. Однако в западной части хребта намечается тенденция к уменьшению W_{VII-IX} с увеличением высоты. Это связано главным образом с тем, что водотоки северного склона Мальгузарских гор — Пшагарсай и Ачисай, как отмечалось выше, обладают повышенным подземным питанием. Наилучшими аналогами внутригодового распределения стока для этих водотоков с низко расположенными водосборами могут служить реки Алтыяб и Фирюзинка, стекающие с северо-восточного склона Копетдага. По Б. Т. Кисту, бассейны рек Алтыяб и Фирюзинка имеют значительно зарегулированный сток за счет подземного питания. Для проверки этого предложения рассчитаны коэффициенты внутригодовой неравномерности для рек Пшагарсай (0,08) и Ачисай (0,04). Они оказались примерно такими, как у рек Алтыяб и Фирюзинка.

Основной показатель внутригодового распределения стока горных рек Средней Азии — предложенный В. Л. Шульцем параметр δ , представляющий отношение стока за период июль — сентябрь к стоку за март — июнь (Шульц, 1959, 1965). Показатель δ позволяет характеризовать особенности водного режима рек в связи с типами их питания, отражая в некоторой степени влияние генетических особенностей стока половодья. Его значения удовлетворительно отражают высотную поясность процессов, определяющих внутригодовое распределение. График зависимости, отражающий высотный ход δ для водотоков северного склона Туркестанского хребта, представлен на рис. 27. Точки охватывают диапазон высот от 1090 до 4150 м. Отсутствие данных по нижним створам в значительной степени снижает расчетную ценность полученных зависимостей.

Расположение точек позволяет наметить три ветви кривых. Первая относится к восточной части хребта, вторая — к Уратюбинской котловине и третья — к западной части.

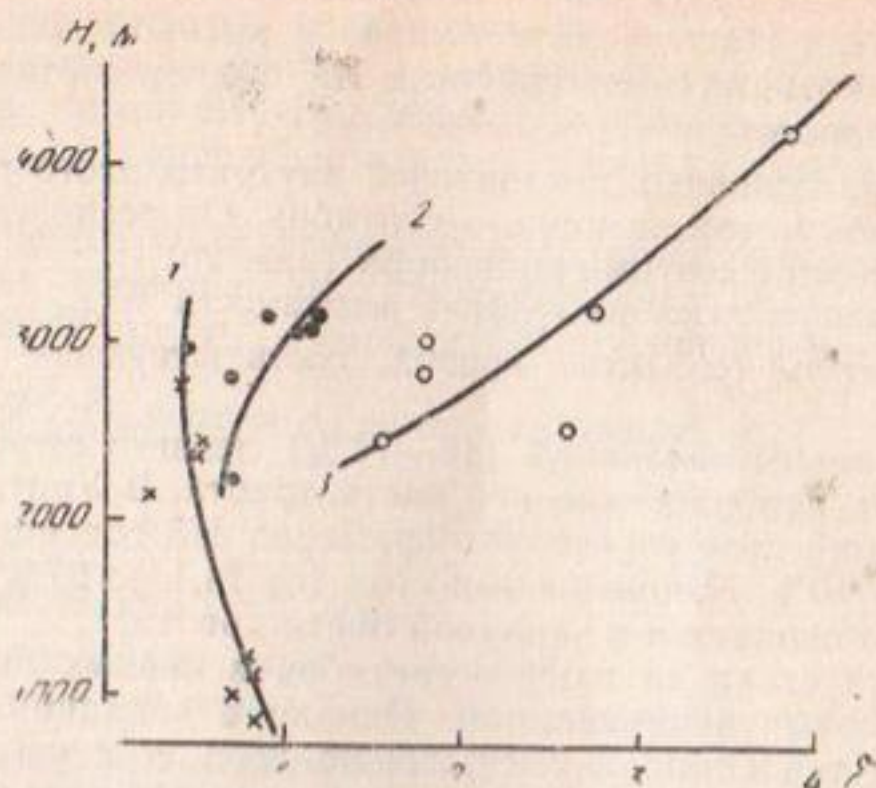


Рис. 27. Зависимость величины δ от средневзвешенной высоты:
1 — западная часть; 2 — Уратюбинская котловина; 3 — восточная часть.

Максимальные значения δ от 1,5 до 3,9 приурочены к восточной части хребта. Более низкие величины наблюдаются в Уратюбинской котловине. Здесь в бассейнах рек со средневзвешенной высотой выше 3000 м δ больше 1, по мере уменьшения средней высоты она также уменьшается, снижаясь до 0,67. Наименьшие значения δ наблюдаются в западной части Туркестанского хребта, где они изменяются от 0,85 до 0,40.

Анализ кривых $\sigma = f(H_{cp})$ показал, что в восточной части хребта и Уратюбинской котловине с увеличением высоты δ также увеличивается. В западной части аналогично расположению точек на графике $W_{VII-IX} = f(H_{cp})$ намечается тенденция к уменьшению δ с высотой.

Подобная аномалия связана с отмеченной выше большой ролью подземного питания в суммарном стоке Мальгузарских саев.

Поскольку наибольший народнохозяйственный интерес представляет определение параметров внутригодового распределения стока водотоков нижнего пояса рассматриваемого горного склона, попытались проверить применимость к ним формул, предложенных В. Л. Шульцем (1958).

$$\sigma = B H_{cp}^{3.30},$$

$$W_{VII-IX} D H_{cp}^{2.19}.$$

Для юга и центра Средней Азии, в частности и для Туркестанского хребта, значения коэффициентов соответственно равны $B = 0,0265$ и $D = 3,40$.

Проверена применимость этих формул на основе фактических данных по Пшагарсаю и Ачисаю. Оказалось, что фактические значения δ для обоих водотоков примерно на один порядок превышают расчетные по формуле. Повышенные значения стока июля — сентября и δ являются результатом смещения максимума стока половодья вследствие подземного регулирования.

Постоянный сток в саях, расположенных в нижнегорном, весьма засушливом поясе, намного ниже основной области формирования стока, поддерживается обильным выклиниванием непосредственно в русло родников, максимум их в дебите запаздывает по сравнению с «климатическим максимумом», то есть тем максимумом, который бы имел место без подобного подземного регулирования. Такие условия в известной мере специфичны для данного района, поэтому формулы В. Л. Шульца неприменимы, рациональное получение местной региональной формулы для Мальгузарских саев невозможно из-за явно недостаточной гидрометрической изученности района. Поскольку обилие выхода родниковых вод наблюдается на всех рассмотренных саях, мы считаем возможным в первом приближении рекомендовать для расчетов значение δ и W_{VII-IX} , полученное как среднее из параметров внутригодового распределения для всех Мальгузарских саев. По мере накопления гидрометрической и гидрогеологической информации вопрос о получении расчетных характеристик для водотоков, подобных Мальгузарским саям, должен решаться путем построения многофакторных связей, в которых в качестве предикторов фигурируют как морфометрические характеристики (средняя высота бассейна, амплитуда высот, площадь бассейна), так и гидрологические данные, в частности введенный автором (гл. III) коэффициент полноты родниковой сети.

ГЛАВА V. ВОДНЫЙ БАЛАНС И ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ТУРКЕСТАНСКОГО ХРЕБТА

Оценка водного баланса территории — важный этап изучения ее водных ресурсов. Как известно, метод водного баланса широко используется при гидрологических расчетах, ему посвящен ряд работ (Кузин, 1934; Будыко, 1956; Константинов, 1963, 1968; Владимиров, 1964, 1970; и др.). Им оценен сток крупных водотоков Средней Азии (Шульц, 1958, 1965), при этом сток малых водотоков не исследовался.

В последнее время вопросами воднобалансовых расчетов занимались многие исследователи (Метод. указ., 1961; Рустамов, Кашкай, 1969, 1978; Шпак, Михайлова, 1965; Иванов, 1973, 1976; Мавлянов 1973; Кирста, 1976). И. С. Соседовым (1976, 1984) разработана методика расчета и картирования составляющих водного баланса природно-ландшафтных комплексов применительно к современной изученности горных территорий с оценкой достоверности определений. На основе этой методики и имеющихся фактических материалов им изучен водный баланс северных склонов Заилийского и Джунгарского Алатау.

Выявлению закономерностей изменения составляющих водного баланса горно-ледникового бассейна в зависимости от метеорологических факторов, оледенения, высотной поясности, подстилающей поверхности северного склона Терской-Алатау посвящена работа А. Н. Диких и В. И. Михайловой (1976).

Оптимальным для анализа водного баланса является случай, когда все составляющие определяются независимо. Это условие нельзя выдержать в достаточной мере для рассматриваемой территории, так как нет подробных данных по испарению.

Результаты, изложенные выше (Щеглова, Юсупова, 1980), позволяют охарактеризовать гипсометрическое распределение в пределах северного склона Туркестанского хребта двух компонент уравнения водного баланса, которые могут служить основой для расчета третьей составляющей — суммарного испарения, как это принято для малоизученных горных территорий (Львович, 1963).

Количество выпадающих осадков в восточной части хребта увеличивается до высоты 4000 м (средняя фирновая граница) и достигает максимального значения 1075 мм, а выше — остается постоянным. В Уратюбинской котловине и западной части хребта

Составляющие водного баланса северного склона Туркестанского хребта

Интервал высот, м	Восточная часть				Уратюбинская котловина				Западная часть				
	осадки, мм	сток, мм	испарение, мм	коэффициент стока	осадки, мм	сток, мм	испарение, мм	коэффициент стока	интервал высот, м	осадки, мм	сток, мм	испарение, мм	коэффициент стока
500 — 1000	140	5	135	0,04	300	15	285	0,05	500 — 600	405	20	385	0,05
1000 — 1500	215	10	205	0,05	350	30	320	0,08	600 — 800	418	25	393	0,06
1500 — 2000	290	20	270	0,07	410	50	360	0,12	800 — 1000	432	35	398	0,08
2000 — 2500	370	40	330	0,11	470	70	400	0,15	1000 — 1200	450	50	400	0,11
2500 — 3000	460	100	360	0,22	550	120	430	0,22	1200 — 1400	467	75	412	0,14
3000 — 3500	560	180	380	0,32	700	170	530	0,24	1400 — 1600	482	70	412	0,18
3500 — 4000	710	450	260	0,63	850	370	480	0,44	1600 — 1800	500	90	410	0,18
4000 — 4500	1075	900	255	0,84	1010	650	360	0,64	1800 — 2000	517	110	407	0,21
4500 — 5000	1075	1000	75	0,93	—	—	—	—	2000 — 2200	532	135	397	0,25
5000 — 5500	1075	1000	75	0,93	—	—	—	—	2200 — 2400	550	165	385	0,30
									2400 — 2600	567	200	367	0,35
									2600 — 2800	582	245	337	0,42
									2800 — 3000	600	290	310	0,48
									3000 — 3200	620	340	280	0,55
									3200 — 3400	640	400	240	0,62
									3400 — 3600	660	490	170	0,74
									3600 — 3800	685	580	95	0,85

количество выпадающих осадков растет до самой пригребневой зоны и равно соответственно 1075 и 685 мм в пределах высот 4000—4500 и 3600—3800 м (табл. 18). Минимальное количество осадков во всех трех районах приурочено к нижним зонам. В восточной части равно 140 мм в зоне высот 500—1000 м, в Уратюбинской котловине — 300 мм в этом же интервале высот, в западной — 405 мм в пределах высот 500—600 м.

Такое же распределение по высоте свойственно и зональным нормам стока, т. е. в восточной части хребта поясной сток увеличивается до высоты 4500 м, достигая максимума, выше постоянный — 1000 м (область распространения ледников). В Уратюбинской котловине зональная норма стока достигает максимума (650 мм) на высоте 4000—4500 м, в западной части северного склона Туркестанского хребта (580 мм) — на высоте 3600—3800.

Уравнение водного баланса рассматриваемой территории за многолетний период представляется в виде

$$E = x - y, \text{ мм,}$$

где E — суммарное испарение,
 x — осадки,
 y — сток.

Испарение определялось в пределах тех же высотных зон, для которых выше (гл. II и IV) рассчитан зональный сток и осадки. На основе указанных проработок в установленных районах определены нормы испарения (табл. 18). Полученные величины зональных норм стока позволили оценить также водные ресурсы главных

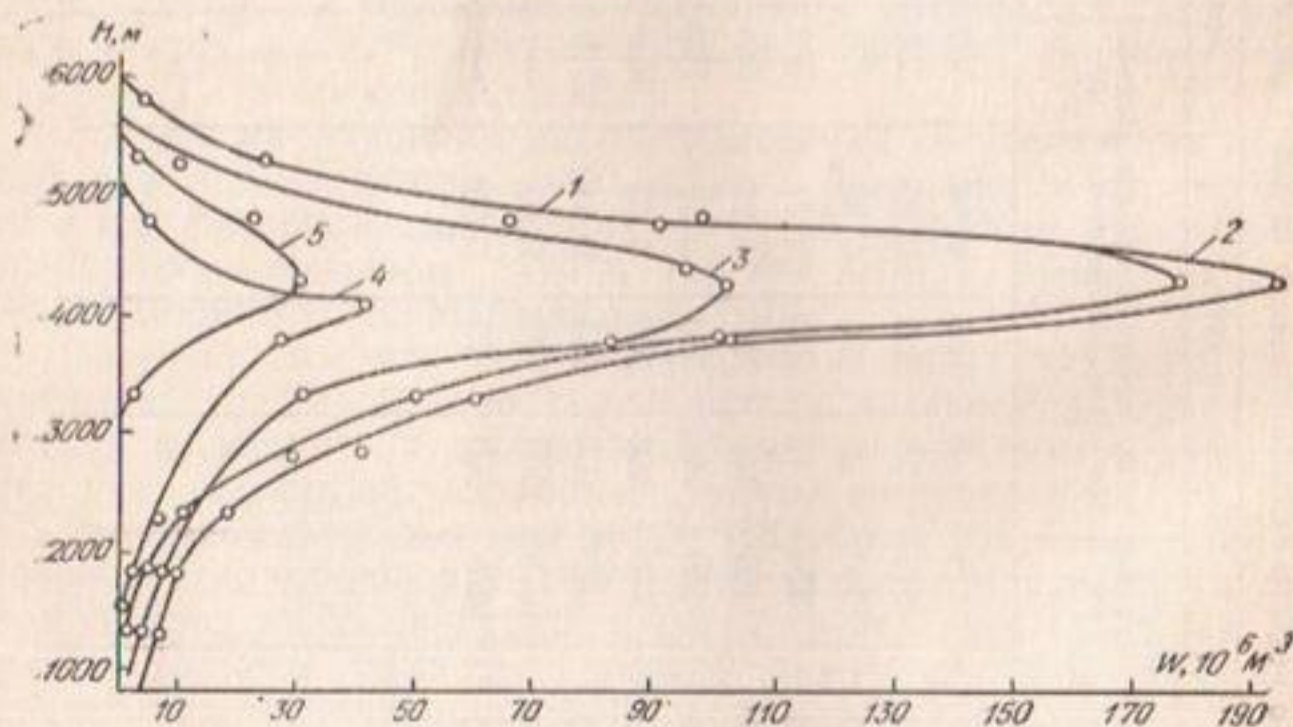


Рис. 28. Распределение водных ресурсов в бассейнах рек восточной части северного склона Туркестанского хребта:

1 — р. Исфара (кишл. Ташкурган); 2 — р. Исфара (г. Исфара); 3 — р. Ходжабакирган (кишл. Андархан); 4 — р. Қшмыш (кишл. Қалача); 5 — р. Джигтык (в 6,5 км ниже языка ледника Щуровского).

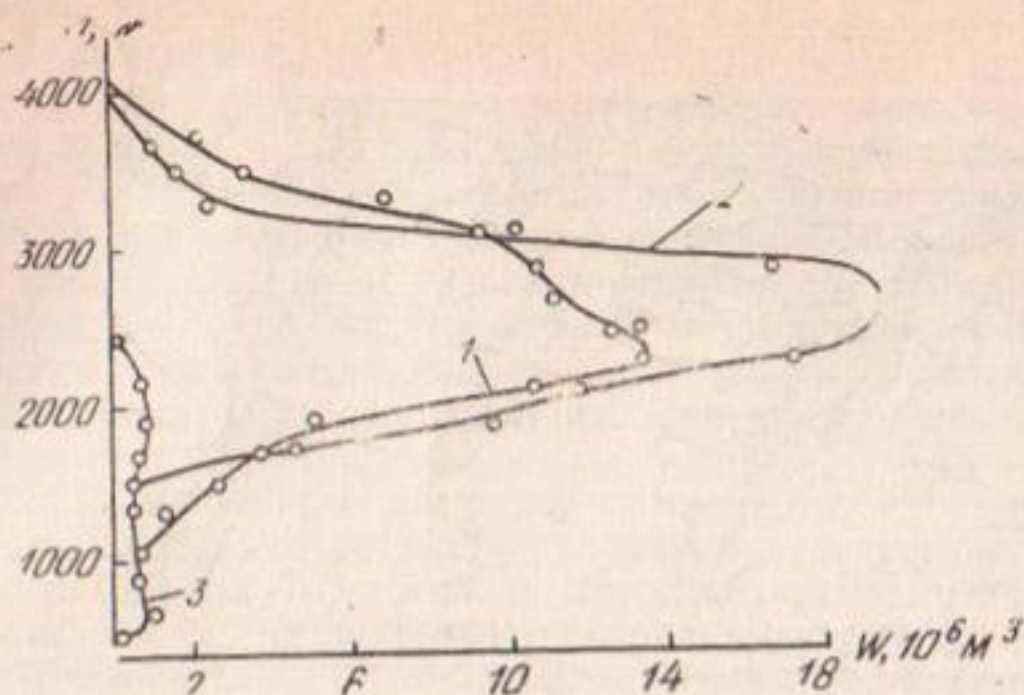


Рис. 29. Распределение водных ресурсов в бассейнах рек западной части северного склона Туркестанского хребта:

1 — р. Зааминсу (кишл. Дуаба); 2 — р. Санзар (кишл. Кырк); 3 — р. Пшагарсай (выше основного водозабора).

рек северного склона Туркестанского хребта (Исфары, Джиптыка, Ходжабакиргана, Зааминсу, Санзара, Пшагарсая) и их распределение по высотным зонам (рис. 28, 29). Максимум водных ресурсов для рек восточной части хребта приходится на зону высот 4000—4500 м и достигает при этом на р. Исфаре (кишл. Ташкур-ган) 178 млн. м³ на высоте 4250 м и (г. Исфара) 195. Самые низкие водные ресурсы на р. Джиптыке — высокогорном притоке р. Исфары. Максимум их здесь на высоте 4250 м равен 30 млн. м³, на р. Кшемыше на высоте 4000 м — 40, на р. Ходжабакирган на высоте 4250 м — 100.

О величине суммарных водных ресурсов можно судить по водоотдаче, происходящей в основном через речную сеть. Оценка водных ресурсов в постоянно действующих створах — задача довольно простая, так как известны расход воды в замыкающем створе и площадь водосбора. Однако в нижней части хребта имеются так называемые площади неучитываемой приточности, непосредственный учет стока на которых не ведется и практически невозможен. Его можно произвести косвенным способом при использовании зависимостей поясного стока от высоты.

Для расчета водных ресурсов с учетом этих площадей необходимо в первую очередь рассчитать суммарные площади высотных зон в пределах установленных районов и на основании зависимостей поясного стока оценить водные ресурсы последовательно для каждой высотной зоны по известной формуле

$$W = y_{01} \cdot F_i \cdot 10^6,$$

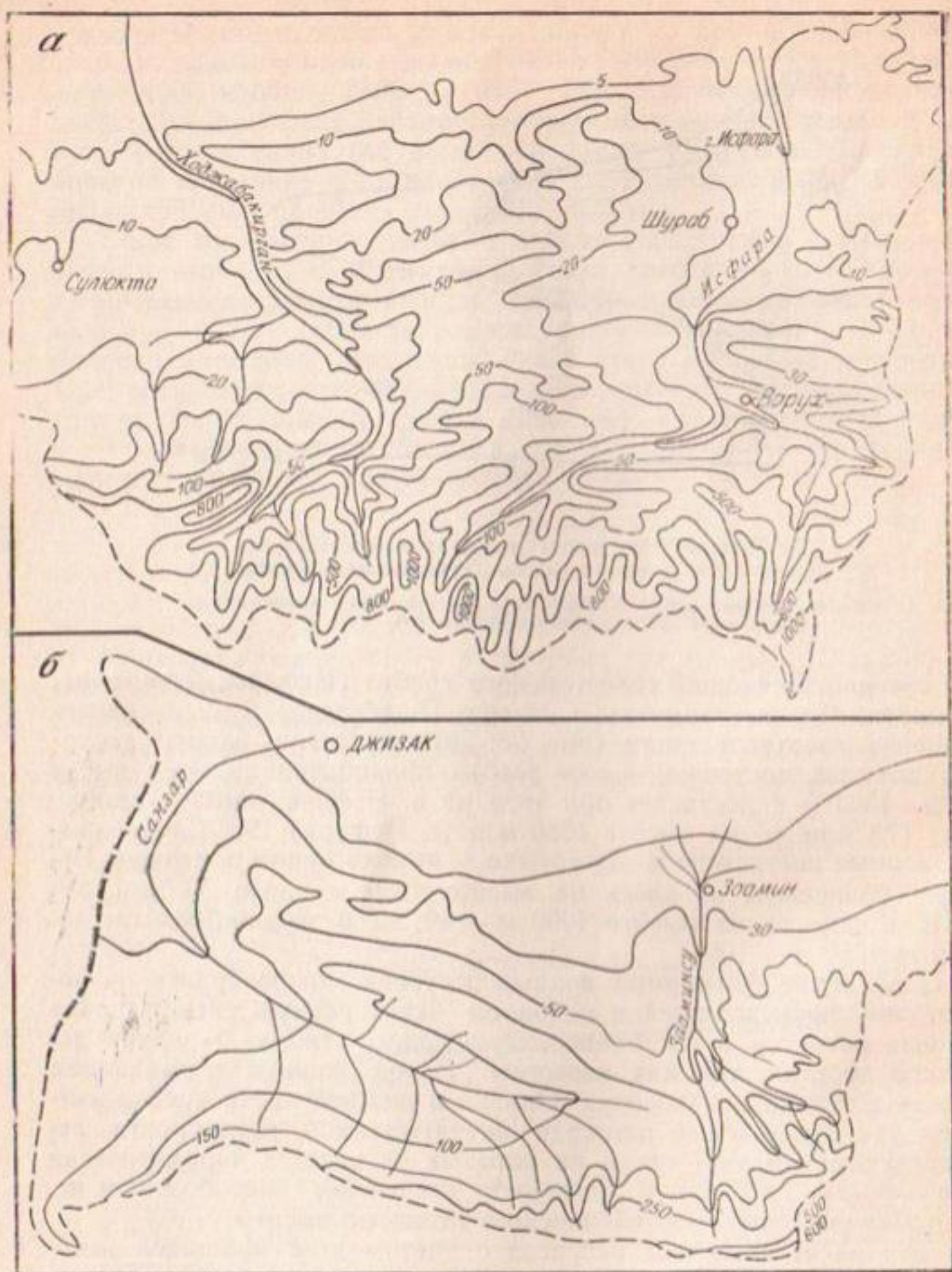


Рис. 30. Схематическая карта нормы годового стока северного склона Туркестанского хребта (мм) восточной (а) и западной (б) частей.

где W — объем стока,

U_{01} — сток в ареале F_1 .

Исходя из этого рассчитаны водные ресурсы северного склона Туркестанского хребта. В восточной части они оцениваются в $1620 \cdot 10^6$ м³, в западной (бассейны рек Зааминсу и Санзара) $210 \cdot 10^6$ м³, а на северном склоне Мальгузарских гор, где расположены такие малые водотоки, как Пшагарсай, Ачисай, Джа-лаирсай, Раватсай и др. — всего $30,8 \cdot 10^6$ м³. Расчеты водных ресурсов Уратюбинской котловины не проводились из-за ненадежности кривой по стоку. Ориентировочно они могут быть оценены $300 \cdot 10^6$ м³.

Зависимости зонального стока за экстремальные годы позволили оценить водные ресурсы для западной и восточной частей Туркестанского хребта. В многоводный год поверхностный сток на северном склоне без Уратюбинской котловины равен 2209 млн. м³, или 119% среднегодового, в маловодный — соответственно 1354 млн. м³, или 72,3%.

На основе полученных величин зонального стока построены карты стока для восточной и западной частей северного склона Туркестанского хребта (рис. 30). Основа карт в изогипсах снята с крупномасштабной (1:500 000). Полученные карты нормы годового стока свидетельствуют об общем увеличении водоносности территории с увеличением высоты. Минимум стока в обеих частях хребта приходится на предгорья и составляет в западной части 20 мм, в восточной — 5. Наибольшие градиенты увеличения стока в восточной части хребта приурочены к зоне высот 3500—4500 м, в западной пригребневой зоне — 3200—3800 м.

Как отмечалось выше, отсутствие региональных формул по расчету испарения побудило автора рассчитывать суммарное испарение как остаточный член баланса, т. е. как разность между осадками и поясным стоком. Расчет испарения таким образом проводился для данной территории впервые. Величина суммарного испарения показывает, что закономерность изменения зонального испарения с высотой во всех выделенных районах одинакова, то есть увеличивается до определенной высоты, а затем уменьшается до пригребневой зоны. Максимальное испарение в восточной части хребта на высоте 3000—3500 м равно 380 мм, в Уратюбинской котловине на той же высоте — 530 мм, а в западной на высоте 1200—1600 м — 412.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований и обработка материалов, изложенных в данной работе, позволяют сделать выводы для всей территории северного склона Туркестанского хребта.

Установлено, что в термическом отношении данный регион можно рассматривать как один район.

Анализ режима упругости водяных паров и недостатка насыщения воздуха водяными парами показал, что в холодный период четко выражена тенденция к однородности всей территории, в теплый с высотой выделяются два района: 1) восточная часть северного склона Туркестанского хребта, включающая Уратюбинскую котловину; 2) западная (бассейны рек Зааминсу, Санзара и Мальгузарские сая).

На основании изменения количества осадков с высотой выделено три района: 1) бассейн р. Исфары; 2) Уратюбинская котловина; 3) бассейны рек Санзара, Зааминсу и северный склон Мальгузарских гор. Из них наиболее засушливый бассейн Исфары.

Выявлено, что в западной части хребта наблюдается зимне-весенний максимум увлажнения, в низнегорье восточной свыше 50% годовой суммы осадков выпадает летом.

Охарактеризована высотная закономерность распределения густоты речной сети в пределах хребта, предопределяемая вертикальной поясностью природных факторов, элементов ландшафта и водного режима, обуславливающих различную интенсивность эрозионных процессов. Литология коренных пород, слагающих Туркестанский хребет (за исключением карбонатных), слабо влияет на густоту речной сети.

Определены высотные пределы распространения водотоков разного типа. Преобладающие водотоки нижней и среднегорной зон Туркестанского хребта — сухие русла.

Соотношение длины водотоков разного типа меняется с высотой. Для нижних зон гор сухие русла составляют 80—100% суммарной длины водотоков. Доля постоянных водотоков возрастает от подошвы хребта, достигая 100% в верхних зонах гор. Удельный вес временных водотоков невелик.

Для всех трех типов водотоков высотное изменение коэффициента густоты речной сети характеризуется одномодальной кривой, однако максимум распространения их приурочен к разным высотным зонам. Как в высотном расположении всех трех максимумов, так и в абсолютной величине обнаруживаются долгот-

ные различия, обусловленные в основном характером увлажнения восточной и западной частей хребта.

Введено понятие показателя родниковой сети k , при этом максимум полноты родниковой сети, так же как и густоты речной высотно-зонального характера, зона его максимума совпадает с зоной максимума густоты постоянных водотоков.

На основе уточненных данных по стоку за более длительный период наблюдений с привлечением вновь открытых створов на территории северного склона Туркестанского хребта выделено три района по зависимостям нормы стока от средневзвешенной высоты: для восточной части, Уратюбинской котловины, западной части.

Распределение стока на Туркестанском хребте охарактеризовано путем расчета зональных модулей нормы годового стока (поясная норма стока) и выделены три района по зависимостям их от высоты. Установлено, что полученные зависимости поясного стока отличаются от кривых, предложенных для этой территории В. М. Большаковым.

Определены зональные коэффициенты стока, выявлена их связь с недостатком насыщения (дефицитом влажности) в пределах восточной и западной частей хребта.

Выявлена синхронность изменения зонального стока, испарения и густоты речной сети.

Выделены три района по зависимости стока за июль — сентябрь и показателя δ от средневзвешенной высоты: для восточной и западной частей Туркестанского хребта, Уратюбинской котловины. Максимальные значения летнего стока и показателя δ приурочены к восточной части хребта, минимальные — к западной. Установлено, что в западной части хребта наблюдается тенденция к уменьшению стока за июль — сентябрь и δ с ростом высоты, связанных с повышенным подземным питанием Мальгузарских саев.

Рассчитанный поясной сток за экстремальные годы для восточной и западной частей Туркестанского хребта показал, что на фоне общего низкого уровня влагообеспеченности изменения поясных величин стока в ту или другую сторону от нормы весьма значительны.

Расчеты зонального стока позволили оценить водные ресурсы в постоянно действующих створах, а также в пределах восточной и западной частей Туркестанского хребта, построить карту стока исследуемого региона для выделенных районов. Водные ресурсы восточной части хребта составляют $1629 \cdot 10^6$ м³, западной — $210 \cdot 10^6$ м³, северного склона Мальгузарских гор — $30,8 \cdot 10^6$ м³.

Выявлено высотно-зональное изменение испарения в установленных районах. Максимальное суммарное испарение в восточной части хребта наблюдается на высоте 3000—3500 м, в западной — 1200—1600 м при 410 мм, в Уратюбинской котловине — 3000—3500 м при величине 530 мм. Минимальное испарение во всех трех районах приурочено к пригребневой зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабушкин Л. Н. Агроклиматическое районирование Средней Азии // Тр. ТашГУ, геогр. н. Вып. 236. Ташкент, 1974. С. 186—272.
- Балашева Е. Н., Житомирская О. М., Семенова О. А. Климатическое описание республик Средней Азии. Л.: Гидрометеониздат, 1960. 244 с.
- Большаков М. Н. К вопросу построения карт изолиний среднего стока для горных речных бассейнов // Тр. сект. водн. хоз. Вып. 2. Фрунзе, 1950. С. 69—78.
- Большаков М. Н. Метод построения изолиний зональных модулей, как наиболее совершенный метод картирования среднего годового стока для горных территорий // Тезисы докладов научного совещания по проблемам гидрометеорологии горных стран. Ереван: АН АрмССР, 1963. С. 12—13.
- Большаков М. Н. О расчете и характеристиках распределения нормы годового стока в горных речных бассейнах // Вопросы водного хозяйства. Вып. 4. Фрунзе: Киргизистан, 1965. С. 11—23.
- Большаков М. Н. Средний многолетний сток области формирования стока рек Северного Тянь-Шаня и его высотное распределение // Изв. АН КиргССР, 1971. № 5. С. 23—27.
- Большаков М. Н. Водные ресурсы рек Северного Тянь-Шаня и методы их расчета. Фрунзе: Илим, 1974. 305 с.
- Ботман К. С. Трансформация элементов водного баланса горных лесов Западного Тянь-Шаня // Актуальные проблемы охраны окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов // Тез. докл. Ташкент, 1971. С. 38.
- Ботман К. С., Тиллаев А. Ю., Михайлова Л. М. Расход воды на транспирацию и физиологические процессы в древостоях арчи зеравшанской различной сомкнутости полого // Узб. биол. ж. 1976. № 6. С. 25—29.
- Ботман К. С., Гиршевич Е. Н., Саидазимов Т. Р. Влияние лесистости водосбора на речной сток в горно-лесном поясе Западного Тянь-Шаня // Лесомелиоративное и защитное лесоразведение в Средней Азии. Тр. СредазНИЛХ. Ташкент, 1977. С. 35—46.
- Ботман К. С., Тиллаев А. Ю., Саидазимов Т. Р. Суммарное испарение влаги арчевников низкогорья в лесном поясе Кураминского хребта // Горно-мелиоративные работы в республиках Средней Азии. Тр. СредазНИЛХ. Вып. 17. Ташкент, 1978. С. 66—67.
- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеониздат, 1956. 255 с.
- Будыко М. И. Изменения климата. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 280 с.
- Быков В. Д. Географические закономерности распределения среднего многолетнего стока на территории Кавказа // Тр. III Всесоюз. гидрологич. съезда. В 2 т. Т. 2. Л.: Гидрометеониздат, 1959. С. 97—110.
- Валесян В. П. Исследование стока горных рек Армянской ССР. М.: АН СССР, 1965. 265 с.
- Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана // Тр. КазНИГМИ. Вып. 28. Л.: Гидрометеониздат, 1967. С. 37—46.
- Владимиров Л. А. Водный баланс Большого Кавказа по природным высотным поясам // Изв. АН СССР, сер. геогр. 1970. № 1. С. 23—33.
- Владимирова Л. А. Водный баланс Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниерба, 1970. 142 с.
- Владимиров Л. А., Шакарашвили Л. Н., Габричидзе М. И. Водный баланс Грузии. Тбилиси: Мецниерба, 1964. 117 с.

- Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. М.: Наука, 1966. 166 с.
- Воскресенский К. Н. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л.: Гидрометеониздат, 1962. 546 с.
- Гарцман И. Н. Речная сеть и водоносность территории в условиях Дальнего Востока // Тр. ДВНИГМИ. Вып. 27. 1968. С. 15—22.
- Гарцман И. Н., Карасев М. С., Лобановский Н. И. О густоте речной сети как индикаторе взаимосвязи поверхностных и подземных вод // Взаимосвязь грунтовых поверхностных и подземных вод. М., 1973. С. 112—114.
- Глазырин Г. Е. Распределение и режим горных ледников. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 181 с.
- Геткер М. И. Снежные ресурсы Памиро-Алая // Тр. САРНИГМИ. Вып. 105 (186). М.: Гидрометеониздат, 1984. С. 27—37.
- Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Г. Е. Расчет месячных сумм осадков по средним месячным значениям температуры воздуха // Тр. САРНИГМИ. Вып. 62(77). 1972. С. 39—45.
- Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. Н. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах // Тр. САРНИГМИ. Вып. 62(77). Л.: Гидрометеониздат, 1972. С. 30—38.
- Горбунов Б. В., Конобеева Г. И. Богарные почвы Узбекистана и их качественная оценка. Ташкент: Фан, 1975. 124 с.
- Грабовская О. А. Почвенный покров центральной части Туркестанского хребта // Тр. Ботанического ин-та АН ТаджССР. Т. 73. Душанбе, 1958. 137 с.
- Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л.: Гидрометеониздат, 1965. 103 с.
- Дибнер В. О. Основные закономерности развития гидрографической сети и механизм пенеппенизации // Изв. ВГО. В 32 т. Т. 4. 1950. С. 24—32.
- Диких А. Н., Михайлова В. М. Режим ледников и водный баланс северного склона хребта Терской Алатау. М., 1976. 131 с.
- Иванов Ю. Н. Метод расчета месячных сумм испарения с поверхности суши // Тр. САРНИГМИ. Л.: Гидрометеониздат, 1973. С. 49—67.
- Иванов Ю. Н. О расчете испарения с поверхности суши // Тр. САРНИГМИ. Вып. 39(120). Л.: Гидрометеониздат, 1976. С. 102—109.
- Иванов Н. Н. Атмосферное увлажнение тропических и сопредельных стран земного шара. М.: АН СССР, 1958. 311 с.
- Ильин И. А. Водные ресурсы Ферганской долины. Л.: Гидрометеониздат, 1959. 247 с.
- Каталог ледников. Средняя Азия // Бассейн Сырдарьи. В 20 т. Т. 14. Л.: Гидрометеониздат, 1974. С. 187.
- Карасев М. С., Худяков Г. И. Речные системы на примере Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Карпов П. М., Пушкаренко В. П., Умаров А. Ю., Ходжаев Ш. К. Селевые явления в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1976. 134 с.
- Кирста Б. Т. Гидрологические особенности и ресурсы поверхностных вод западной части Средней Азии // Дис. ... докт. геогр. наук. Ашхабад, 1975. 642 с.
- Кирста Б. Т. Гидрологические особенности западных районов Средней Азии. Ашхабад: Илим, 1976. 294 с.
- Когай Н. А. Туранская физико-географическая провинция // Тр. ТашГУ. Вып. 353. Ташкент, 1969. 127 с.
- Коннов А. А. Арчевники северного склона Туркестанского хребта. Душанбе: Донниш, 1966. 252 с.
- Коннов А. А. Арчевые леса Таджикистана. Душанбе: Донниш, 1973. 287 с.
- Коннов А. А. Флора арчевников Шахрестана. Душанбе: Донниш, 1973. 112 с.
- Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Кн. 2. Ташкент: АН УзССР, 1961. 307 с.
- Крепке А. Н. Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии // Изв. АН СССР, сер. геогр. 1973. № 1. С. 20—35.

- Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Кузин П. С. График испарения с поверхности речного бассейна и его применение к расчету среднего многолетнего стока // Записки ГГИ. Т. XII. 1934. С. 33—40.
- Литвин Л. Ф., Фостикова Г. К. Влияние некоторых ландшафтно-геоморфологических факторов на густоту эрозионного расчленения в бассейне р. Кодарь // Вестн. МГУ, сер. географ. 1968. № 2. С. 53—57.
- Литовченко А. Ф. Расчет испарения с горных водосборов // Вопросы гидрологии горных районов. КазГУ, 1971. С. 144—157.
- Львович М. И. Человек и воды. М.: Географическая литература, 1963. 568 с.
- Мавлянов Г. А., Ганиев К. Г. Методика составления водного баланса. Ташкент: Фан, 1973. 115 с.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: АН СССР, 1955. 346 с.
- Мамытов А. М., Ройченко Г. И. Почвенное районирование Киргизии. Фрунзе: АН КиргССР, 1961. 247 с.
- Методические указания. Расчет испарения с почвы, воды и снега. № 62. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 28 с.
- Нежиховский Р. А. Руслотная сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 476 с.
- Обедиентова Г. В. Формирование речных систем Русской равнины. М.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Пахомова М. Г. Миндали Узбекистана. Ташкент: АН УзССР, 1961. 268 с.
- Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Л.: Гидрометеиздат, 1946. 480 с.
- Почвы Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1974. 294 с.
- Ресурсы поверхностных вод. Основные гидрологические характеристики. Средняя Азия // Бассейн Сырдарьи. В 20 т. Т. 14. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 478 с.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики // Средняя Азия. Бассейн Сырдарьи: В 20 т. Т. 14. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 531 с.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Бассейн р. Сырдарьи. В 20 т. Т. 14. / Под ред. И. А. Ильина. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 439 с.
- Рубинова Ф. Э. Расчет некоторых многолетних характеристик паводков на реках Южного района Средней Азии // Изв. АН УзССР, сер. технич. наук. 1958. № 2. С. 15—24.
- Рубинова Ф. Э. Распределение атмосферных осадков по территории Ферганской долины // Вопр. гидротехники. Вып. 32. Ташкент: Фан, 1964. С. 68—77.
- Рустамов С. Г., Кашкай В. М. Водный баланс Азербайджанской ССР. Баку: ЭЛМ, 1978. 110 с.
- Рустамов С. Г., Джафаров Б. С., Гаджибеков Н. Г. Водный баланс бассейнов рек Малого Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1969. 208 с.
- Соколовский Д. Л. Речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 536 с.
- Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах. Алма-Ата: АН Каз ССР, 1967. 198 с.
- Соседов И. С. Исследование гидрологических особенностей осыпей // Тр. КазНИГМИ, 1973. Вып. 50. С. 3—19.
- Соседов И. С. Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах (на примере северного склона Заилийского Алатау). Алма-Ата: АН КазССР, 1976. 149 с.
- Соседов И. С. и др. Водный баланс и водные ресурсы северного склона Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1984. 152 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1965. Вып. 19. Ч. 4. 203 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1967. Вып. 19. Ч. 2. 289 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1968. Вып. 32. Ч. 2. 256 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1968. Вып. 32. Ч. 4. 306 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1969. Вып. 31. Ч. 2. 228 с.
- Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1969. Вып. 31. Ч. 4. 212 с.
- Средняя Азия. Физико-географическое описание. М.: АН СССР, 1958. 648 с.

- Срибинь М. Ф. Аналитические основы расчета скоростей и максимальных расходов паводков // Проблемы паводков. Изв. АН СССР, М., 1959. С. 48—57.
- Тетюхин Г. Ф., Эргешов Ш., Юсупова Ю. Ю. К составлению карты густоты расчленения рельефа Узбекистана для целей сельского хозяйства // Природные ресурсы Узбекистана и их картографирование. Ташкент, 1976. С. 28—32.
- Туляганов Х. Т. Гидрогеологические основы освоения земель предгорных равнин южной части Голодной степи в Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1971. 135 с.
- Филатова Л. Н. Методика расчета испарения в малоизученных горных условиях // Вестн. АН КазССР. 1980, № 1. С. 43—53.
- Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: ИЛ, 1948. 158 с.
- Цигельная И. Д., Голубев Г. Н. Условия формирования склонового стока. Фрунзе: АН КиргССР, 1963. 186 с.
- Челпанова О. М. Средняя Азия. Климат СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1963. Вып. 3. 447 с.
- Шпак В. Г., Михайлова В. И. Некоторые результаты изучения элементов водного баланса в бассейне р. Чон-Кызыл-Су // Вопросы водного хозяйства. Вып. 4. Фрунзе: Кыргызстан, 1965. С. 32—41.
- Шульц В. Л. Указания к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии. Ташкент: АН УзССР, 1959. 89 с.
- Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 691 с.
- Шумм С. Палеогидрология четвертичного периода // Четвертичный период в США. Т. 1. М.: Мир, 1968. С. 541—557.
- Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии. Ташкент: САГУ, 1964. 244 с.
- Щеглова О. П. Некоторые вопросы высотной поясности стока в горных странах (на примере Средней Азии) // Изв. Узб. геогр. общ. Т. XI. Ташкент: Фан, 1968. С. 39—47.
- Щеглова О. П. Фирновая граница — высотный гребень поясного стока в горных бассейнах // Гляциогидроклиматология горных стран. М.: Наука, 1973. С. 17—29.
- Щеглова О. П., Юсупова Д. Ю. Средний годовой сток водотоков северного склона Туркестанского хребта // Тр. САРНИГМИ. 1980. Вып. 74(155) С. 69—77.
- Юсупова Д. Ю. К вопросу расчета селевого выноса и противоселевые мероприятия // Охрана природы и улучшение окружающей среды. Ташкент: Фан, 1975. С. 77—78.
- Юсупова Д. Ю. Густота речной сети и ее типизация (на примере северного склона Туркестанского хребта) // Природные и экономические условия развития сельского хозяйства Узбекистана. Ташкент: Фан, 1981. С. 51—65.
- Юсупова Д. Ю. Составление карты стока горных территорий // Проблемы комплексного и тематического картографирования в Узбекистане. Тез. докл. Ташкент, 1983. С. 74—75.
- Юсупова Д. Ю. Особенности распределения атмосферных осадков на северном склоне Туркестанского хребта // Тезисы докладов ко II съезду Географического общества УзССР. Ташкент, 1985. С. 135—136.
- Юсупова Д. Ю. Водные ресурсы северного склона Туркестанского хребта // Актуальные проблемы биосферы в Узбекистане. Тез. докл. Ташкент: Фан, 1985. С. 26.
- Юсупова Д. Ю. К вопросу рационального использования водных ресурсов // Экологические проблемы природопользования в Узбекистане. Тез. докл. Самарканд, 1989. С. 121.
- Юсупова Д. Ю., Щеглова О. П. Высотная поясность густоты речной сети в горных районах (на примере Туркестанского хребта) // Тез. докл. III Всесоюз. науч. конфер. Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. МГУ. 1981. С. 307—308.
- Sheidegger A. E. On the topology of river netz. Water Res., 1967, vol. 3. P. 103—106.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. Физико-географические условия северного склона Туркестанского хребта	13
Глава II. Климатические условия	27
Глава III. Гидрографическая сеть	36
Глава IV. Средний годовой сток	67
Глава V. Водный баланс и водные ресурсы северного склона Туркестанского хребта	68
Заключение	74
Литература	

Дильшад Юнусовна Юсупова

Водные ресурсы и режим горных рек

Утверждено к печати

*Ученым советом Отдела географии и Бюро
отделения наук о Земле АН УзССР*

Редактор Р.Е. Рубая

Художник В. М. Мочалин

Художественный редактор В.М. Мочалин

Технический редактор Р.К. Лушникова

Корректор И. Ф. Буря

ИБ № 5439

Сдано в набор 26.03.91. Подписано к печати 14.03.91. Формат 69×93 1/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая Усл. печ. л. 5,0. Уч.-изд. л. 5,2. Тираж 500. Заказ 6718. Цена 1р.

Издательство «ФАН» АН УзССР: 700017. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

Арендный предприятия Ташполиграф комбината ул. Навои 30.