551.49
Г-72
47633

А. Постулский

ГИДРОЛОГИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ



А. Н. ГОСТУНСКИЙ

ГИДРОЛОГИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА
АКАДЕМИЙ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
Р. А. АЛИМОВА

Рекомендовано Министерством высшего и среднего специального образования Узбекской ССР в качестве учебного пособия для студентов ирригационных и сельскохозяйственных институтов

47633

Научно-техническая библиотека САНИИРИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
„ЎҚИТУВЧИ“
ТАШКЕНТ — 1969

РЕЦЕНЗЕНТЫ: проф. МГУ *Б. П. Орлов*
член-корр. АН Кирг. ССР *М. Н. Большаков*
докт. техн. наук *К. Ф. Артамонов*

Г72

Гостунский А. Н.
Гидрология Средней Азии. Учебное пособие для студентов ирригационных и с.х. ин-тов. Под ред. чл.-корр. Акад. наук УзССР Р. А. Алимова. Т., „Ўқитувчи", 1969.
328 с.

551.49

3—2—11
Ўқит. 69

№ 440—69
Гос. б-ка УзССР им. А. Навои.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга написана доктором технических наук, профессором Ташкентского института ирригации и механизации сельского хозяйства А. Н. Гостунским в 1959 г. в качестве учебника по курсу „Инженерной гидрологии" для студентов гидромелиоративных факультетов ирригационных и сельскохозяйственных институтов Средней Азии. Необходимость в таком учебнике вызывалась зональными гидрологическими особенностями, связанными с глубокоматериковым положением Средней Азии, особенностями рельефа и влиянием на гидрологические процессы хозяйственной деятельности человека. К сожалению, смерть А. Н. Гостунского затянула издание книги, так как в соответствии с замечаниями рецензентов в рукопись требовалось внести некоторые уточнения и добавления. Эта работа выполнена созданной при ТИИИМСХ редакционной комиссией в составе члена-корр. АН УзССР Р. А. Алимова (ответственный редактор), доцентов И. А. Бузунова и Г. О. Хорста и кандидатов технических наук И. И. Горошкова, А. В. Ефремова и В. С. Лапшенкова. Рукопись в новой редакции рецензировалась проф. МГУ Б. П. Орловым, членом-корр. АН Кирг. ССР М. Н. Большаковым и доктором техн. наук К. Ф. Артамоновым, по замечаниям которых отдельные разделы повторно переработаны. Наиболее существенной переработке подверглась глава II — „Климатические факторы стока", в которой усилено освещение метеорологических процессов Средней Азии, определяющих особенности распределения осадков по территории и сезонам, а также вопросов испарения, являющегося важным фактором потерь воды с поверхности водохранилищ и почв орошаемых территорий.

Учитывая, что основным методом в гидрологии является генетический, большое внимание уделено вопросам формирования речного стока, причем сначала рассмотрены процессы формирования первичного (склонового) стока, а затем формиро-

вание стока с водосбора в целом и его внутригодовая и многолетняя изменчивость. Такой порядок изложения, отличающийся от обычного принятого (начинающегося с рассмотрения многолетней изменчивости), представляется более рациональным. При переработке рукописи использована терминология, принятая в „Гидрологическом словаре" А. И. Чеботарева (1964 г.). Значительное число определений заимствовано из этого словаря дословно или с незначительными изменениями.

В книге в систематизированном виде излагаются гидрологические особенности рек Средней Азии, несущих большое количество наносов. Изучению движения наносов в реках и каналах Средней Азии и разработке мер борьбы с попаданием их в оросительные каналы была посвящена вся жизнь профессора Андрея Николаевича Гостунского, одного из старейших ученых-гидротехников Средней Азии.

Доработку отдельных разделов рукописи осуществляли доц. И. А. Бузунов (главы I—IV), канд. техн. наук А. В. Ефремов и доц. Г. О. Хорст (главы V—VI), канд. техн. наук И. И. Горошков и канд. техн. наук В. С. Лапшенков (глава VII).

ГЛАВА I.

ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ГИДРОЛОГИИ

§ 1.
ПРЕДМЕТ ГИДРОЛОГИИ

Гидрология в точном переводе означает „учение о воде“ (от греч. *гидор* — вода, *логос* — учение).

А. И. Чеботарев определяет *гидрологию* как науку, занимающуюся „изучением природных вод, явлений и процессов, в них протекающих, а также определяющих распространение вод на земной поверхности и в толще почво-грунтов и закономерностей, по которым эти явления и процессы развиваются“. Природные воды образуют так называемую *гидросферу*, составляющую совокупность океанов, морей и водных объектов суши (рек, озер, болот и т. п.), а также подземных вод и скоплений воды в твердой фазе (снежный покров, ледники). В гидросфере сосредоточена основная часть общего количества воды нашей планеты (около 2×10^{18} *т* или 2 млрд. *км*^{3}). При этом на долю Мирового океана приходится более 65% (1330 млн. *км*^{3}), остальная часть — на долю подземных вод (400 млн. *км*^{3}), поверхностных вод суши (реки, озера, болота), водных скоплений (льда и снега). Незначительную часть занимает вода, входящая в состав твердых веществ земной коры, и водяные пары, находящиеся в атмосфере (12,3 *км*^{3}).

Гидросфера служит предметом изучения цикла географических наук, рассматривающих океаны, моря, озера, реки и другие водные объекты суши как составную часть географического ландшафта, и цикла геофизических наук, исследующих те же объекты как комплекс взаимосвязанных физических явлений, прежде всего механических и тепловых.

Отдельные разделы гидрологии, широко использующие методы физического анализа, фактически входят в состав геофизики (например, теории ветровых и сейсмических волн в морях и океанах, морских течений и т. п.). Другие же ее разделы, изучающие связь гидрологических процессов со всем географическим комплексом явлений (с географической средой или географическим ландшафтом), могут быть включены в состав географии, имеющей весьма разносторонний характер. В целом же гидрологию более правильно относить к комплексу наук, изучающих физические и географические свойства земной поверхности и толщи земной коры.

Вместе с тем необходимо отметить тесную связь гидрологии с биологическими и другими естественными науками, особенно с науками, изучающими остальные две оболочки земли: литосферу (геология) и атмосферу (метеорология).

История гидрологии показывает, что направление гидрологических исследований в основном определялось использованием воды в народном хозяйстве (орошение, водный транспорт, гидроэнергетика), а также борьбой с вредным ее действием (заболачивание, наводнения, эрозия почв, размывы берегов). В свою очередь, развитие гидрологических

исследований способствовало наиболее рациональному и эффективному использованию природных вод и организации борьбы с их вредным действием.

Существенное отличие процессов, совершающихся в океанах и морях, от процессов, происходящих в водных объектах суши (реках, озерах, водохранилищах и т. п.), а также от процессов, связанных с образованием и движением подземных вод, вызывающее различие в характере и формах их гидрологических режимов, привело к разделению гидрологии на три самостоятельные дисциплины: 1) океанологию (гидрологию моря), 2) гидрологию суши или собственно гидрологию и 3) гидрогеологию (гидрологию подземных вод).

Океанология — наука о Мировом океане как части гидросферы изучает физические, химические, геологические и биологические процессы и явления, происходящие в Мировом океане, а также расчленение его на отдельные водные массы, подразделение на районы и т. п. Иногда океанологию разделяют на физику моря, химию моря, зоологию моря, биологию моря и океанографию.

Выводы океанологии применяются при выборе трасс морских путей, проектировании морских портов и других морских гидротехнических сооружений, в рыбном промысле и т. п.

Гидрология суши — наука о поверхностных водах (водных объектах) суши, изучает физические процессы движения воды в реках, озерах, болотах и других водоемах суши, процессы влагообмена между водными объектами и окружающей средой, распределение водных объектов по территории и т. п. К числу основных вопросов гидрологии суши относятся исследования водного баланса (приход и расход воды) отдельных водных объектов территорий, взаимосвязи поверхностных и подземных вод, главным образом верхних их слоев, называемых грунтовыми водами, испарения, водного и теплового режима водных объектов, закономерностей формирования гидрографической сети (совокупности рек и других водотоков, а также озер и болот рассматриваемой территории), закономерностей движения твердых частиц, перемещаемых речным потоком (наносов), и руслового процесса.

Гидрологию суши по объектам изучения разделяют на: а) гидрологию рек (потамологию), б) гидрологию озер и водохранилищ (лимнологию) и в) гидрологию болот (болотоведение). Часто в ее состав включают гидрологию ледников (гляциологию) и гидрологию подземных вод.

В хозяйственной деятельности человека наиболее полно и разносторонне используются текучие воды, т. е. воды рек и других водотоков. Эти воды являются основными источниками орошения, позволяющего получать устойчивые и высокие урожаи сельскохозяйственных культур, дешевой гидроэлектрической энергии и одним из источников промышленного и бытового водоснабжения. Кроме того, многие реки служат водными путями для речного транспорта и лесосплава. Наконец, определенную роль реки играют и в рыбном хозяйстве. Использование вод стоячих водоемов суши, а также морей и океанов в основном ограничивается целями водного транспорта и рыболовства.

Гидрология рек, изучающая гидрологический режим рек в целях осуществления водохозяйственных мероприятий, направленных на рациональное использование водных ресурсов, является важнейшим разделом гидрологии суши и гидрологии вообще. Особенно большое значение гидрология рек имеет в условиях Средней Азии, многочисленные реки и речки которой уже в настоящее время широко используются для комплексных ирригационно-гидроэнергетических целей и дальней-

шее самое широкое использование которых для ирригации и строительства гидроэлектростанций предусматривается Программой КПСС и перспективным планом развития народного хозяйства СССР.

Гидрогеология — наука о подземных водах, включая и подземные воды глубоких горизонтов, распространяющиеся в глубь земли на 20 *км* и более и представляющие собой чисто геологическое образование. Она изучает происхождение, распространение, режим, динамику, ресурсы и физико-химические свойства подземных вод, а также разрабатывает практические приемы их поиска и добычи. Гидрогеология в значительной степени относится к геологическим наукам. Часто ее полностью включают в геологию, хотя ее разделы, исследующие ресурсы и режим подземных вод, непосредственно примыкают к гидрологии.

Результаты гидрогеологических исследований используются в водоснабжении, частично в орошении (орошение подземными водами), в курортно-санаторном деле, в химической промышленности и др. Очень большое значение имеют выводы гидрогеологии в мелиорации заболоченных и засоленных земель и при разработке других мероприятий по борьбе с вредным воздействием подземных вод на хозяйственную деятельность и инженерные сооружения.

В данном пособии рассматриваются только вопросы гидрологии суши и главным образом гидрологии рек, наиболее важной для региональных условий Средней Азии. Гидрологию суши разделяют на гидрометрию, гидрографию, общую гидрологию и инженерную (прикладную) гидрологию.

Гидрометрия — раздел гидрологии, разрабатывающий методы измерений и наблюдений при изучении гидрологического режима вод суши и моря (т. е. это — измерительная часть гидрологии, занимающаяся разработкой методов измерения элементов гидрологического режима). В обиходе под гидрометрией обычно понимается дисциплина, рассматривающая только методы измерений и наблюдений, ведущихся при изучении режима рек, озер и водохранилищ.

Гидрография — раздел гидрологии суши, изучающий конкретные водные объекты с качественной характеристикой их положения, размера, режима и местных условий, а также закономерности географического распространения вод на земном шаре и особенности их морфологии (размеры и формы рельефа водных объектов), режим и хозяйственное значение в отдельных естественноисторических районах и ландшафтных зонах.

Общая гидрология — основной раздел гидрологии, изучающий общие закономерности, управляющие процессами, происходящими в гидросфере, а также взаимосвязи между гидросферой, атмосферой и литосферой. Конечной целью исследований общей гидрологии является решение трех взаимосвязанных задач: 1) установление физической сущности различных гидрологических процессов; 2) выяснение причинной связи и закономерностей в гидрологических процессах и 3) обобщение и типизация гидрологических явлений.

Последняя задача имеет большое хозяйственное значение, так как позволяет решать практические проблемы использования вод при отсутствии непосредственных наблюдений на рассматриваемом водоеме, что очень важно в условиях СССР, где имеется более 200 тыс. рек и ручьев (в том числе в Азиатской части около 155 тыс.), охватить которые полным и достаточно длительным гидрологическим изучением весьма трудно.

Эти главные задачи гидрологи решают на основе целого комплекса гидрологических исследований, в процессе которых используют и

обобщают материалы экспедиционных гидрографических исследований и стационарных гидрометрических и гидрометеорологических наблюдений, пополняя их материалами собственных экспериментальных исследований.

Завершающим этапом исследований общей гидрологии является теоретический анализ, основанный на использовании общих физических закономерностей, проявляющихся в элементах рассматриваемого гидрологического явления, с обобщающей обработкой данных наблюдений и измерений современными математическими методами, среди которых наибольшее применение получили методы теории вероятностей и математической статистики.

Инженерная гидрология объединяет разделы гидрологии суши, непосредственно связанные с практическим применением ее к решению водохозяйственных задач. Это главным образом разделы, относящиеся к области гидрологических расчетов, в значительной части основанных на выводах и обобщениях общей гидрологии. А. В. Огиевский определяет инженерную гидрологию как завершающую часть гидрологических исследований, обосновывающую „активное вмешательство человека в естественный режим рек и водоемов для удовлетворения нужд социалистического строительства".

А. И. Чеботарев дает следующий перечень основных задач гидрологии, решение которых необходимо для правильной организации водного хозяйства и проведения гидротехнического строительства:

1) составление гидрографического описания водных объектов для предварительного (схематического) проектирования и перспективного планирования использования водных ресурсов;

2) оценка водных запасов и водного баланса конкретных объектов (рек, озер) или района (бассейна) в целом;

3) определение максимальных, минимальных и других характерных расходов воды, внутригодового распределения стока и иных характеристик режима рек;

4) определение испарения с поверхности водоемов и речных бассейнов;

5) оценка эрозионной деятельности рек и условий формирования русла; русловые процессы в бьефах плотин и водохранилищ;

6) оценка температурных, ледовых условий и химических свойств потока и учет их влияния на работу гидротехнических сооружений;

7) прогнозы основных элементов гидрологического режима (уровни, расходы, сроки замерзания и вскрытия и т. п.);

8) выяснение влияния, оказываемого искусственными сооружениями на режим водотоков и водоемов, для оценки вероятных условий работы сооружений при измененном режиме;

9) выяснение влияния агромелиоративных мероприятий (полезащитные лесонасаждения, севообороты, снегозадержание и т. п.) на режим рек.

Основные практические задачи инженерной гидрологии как науки состоят из двух главных видов обслуживания народного хозяйства: гидрологических расчетов и гидрологических прогнозов. Под гидрологическими расчетами подразумеваются специальные расчеты, *выполняемые для определения расчетных значений различных характеристик гидрологического режима*, являющихся исходными при проектировании использования вод для тех или иных водохозяйственных целей или разработке методов борьбы с вредным их действием. Гидрологические прогнозы (предсказания) отличаются от расчетов тем, что они дают *ожидаемые для некоторого ближайшего периода значения*

характеристи
обходимо для
использования
вредным дейст
плуатации или
технического
Отличие ре
водит к сущес
ния поставлен
науку, изучаю
называть *прик*
ной гидрологи
четов. Ниже
расчетов, т. е.

Развитие
как уже гово
использованне
ляется уровне
Сведения
накопление ко
течения, о во
давно. Так, в
ний за уровня
шего урожая
мерные наблю
нах рек Зараф
уже в первом
Зачатки г
до н. э.), Мар
Древние римл
емах и возмож
тельство водоп
В эпоху В
измерения ско
ные гидрологи
рассматривал в
ученый Леонар
начиная с XII
уже довольно
водках и навод
ежедневные на
Значительн
реках, озерах,
помещено в из
чертежу" — при
составлена в 16
Начавшийс
ных сил Росси
гребностями об
для судоходств
кой систем) и во

характеристик гидрологического режима. Знание этих данных необходимо для разработки соответствующих мер более рационального использования вод (например, прогнозы маловодья) или борьбы с их вредным действием (предсказание больших паводков) в процессе эксплуатации или в период строительства того или иного речного гидротехнического сооружения или гидромелиоративной системы.

Отличие результатов гидрологических расчетов от прогнозов приводит к существенному различию в применяемых ими методах решения поставленных задач, имеющих свои специфические черты. Поэтому науку, изучающую методы гидрологических прогнозов, правильнее называть *прикладной гидрологией*, ограничивая содержание *инженерной гидрологии* только областью инженерных гидрологических расчетов. Ниже рассматриваются в основном вопросы гидрологических расчетов, т. е. инженерной гидрологии.

§ 2.
КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГИДРОЛОГИИ

Развитие гидрологических исследований и гидрологии как науки, как уже говорилось, теснейшим образом связано с хозяйственным использованием природных вод, которое, в свою очередь, определяется уровнем развития производительных сил.

Сведения о древнейших культурах свидетельствуют о том, что накопление количественных знаний о реках, их глубинах и скоростях течения, о водоносности подземных пластов и т. п. началось очень давно. Так, в Египте за 4 тыс. лет до н. э. по результатам наблюдений за уровнями реки Нил в половодье определяли площадь хорошего урожая и величину податей с населения. В Средней Азии водомерные наблюдения (особенно связанные с вододелением) в бассейнах рек Зарафшан и Мургаб и в нижнем течении Амударьи велись уже в первом тысячелетии до нашей эры.

Зачатки гидрологических знаний встречаются у Аристотеля (IV в. до н. э.), Марка Витрувия (I в. до н. э.) и других древних ученых. Древние римляне обладали запасом гидрологических знаний о водоемах и возможностях их использования, о чем свидетельствует строительство водопроводов в Древнем Риме.

В эпоху Возрождения в Италии были изобретены приборы для измерения скоростей течения воды, позволившие начать количественные гидрологические измерения. Ряд важных вопросов гидрологии рассматривал в своих работах гениальный итальянский художник и ученый Леонардо-да-Винчи (1452—1519). В древнерусских летописях начиная с XII в. появляются описания водных путей, а с XV-XVI вв. уже довольно подробные сведения о вскрытии и замерзании рек, паводках и наводнениях. В середине XVII в. в Москве уже велись ежедневные наблюдения за погодой и уровнями р. Москвы.

Значительное количество сведений гидрографического характера о реках, озерах, источниках и колодцах Московского государства было помещено в изданной в 1773 г. П. И. Новиковым „Книге Большому чертежу" — приложению к карте России (составлена в 1552 г. и переставлена в 1667—1680 гг.).

Начавшийся при Петре Первом значительный рост производительных сил России, развитие промышленности и торговли, наряду с потребностями обороны страны, вызвали усиленное использование рек для судоходства и строительство каналов (Мариинской и Вышневолоцкой систем) и водных сооружений. Это потребовало изучения водных

объектов и их режима с применением простейших инженерных методов исследований (при изысканиях на реках Дон, Западная Двина и Нева применялись элементарные съемочные работы, был измерен расход Волги у Камышина). Начиная с XVII в. на реках России (главным образом Урала) стали появляться гидроэнергетические установки, строительство которых требовало уменья приспосабливать сооружения к местным гидрологическим условиям и производить элементарные гидрологические расчеты, основанные на опыте. О наличии такого уменья свидетельствует также строительство ряда крупных гидротехнических сооружений (многочисленные шлюзы и водохранилища для регулирования стока на Вышневолоцкой системе и т. п.). В 1715 г. был установлен первый водомерный пост на Неве у Петропавловской крепости, а затем на Ладожском озере, валдайских озерах и уральских прудах.

Говоря об эпохе Петра Первого, необходимо отметить большой интерес, проявленный им к проблеме поворота Амударьи в Каспийское море, используя ее старое русло — Узбой. Для обследования Амударьи и выяснения возможности ее поворота были направлены экспедиции князя А. Бековича-Черкасского (1715 и 1717) и князя Урусова (1718). Организуя экспедицию Бековича, Петр дал ему инструкцию: „Ехать к Хану Хивинскому послом, а путь иметь подле той реки и осмотреть прилежно течение оной реки, також и плотины, ежели возможно оную воду паки обратить в старый ток, к тому же прочие устья запереть, которые идут в Аральское море, и сколько к той работе потребно людей". Однако экспедиция Бековича была истреблена хивинским ханом. Экспедиция Урусова, имевшая целью „искать русло былой реки, где будто бывал проток Амударьи реки", также не увенчалась успехом.

После смерти Петра Первого гидрологические исследования, необходимые для строительства ряда новых каналов, проводило Главное управление водяных коммуникаций, организованное в 1767 г. (преобразованное позднее в Главное управление водными и сухопутными сообщениями).

В 1760 г. Географический департамент Академии наук по инициативе М. В. Ломоносова разослал анкету о вскрытии и замерзании рек и характеристике весенних половодий. (М. В. Ломоносову принадлежит также идея и разработка первой конструкции гидрометрической вертушки.) В 1768—1774 гг. Академия наук провела ряд географических экспедиций, собравших обширные материалы по гидрографии, которые позволили в 1832 г. издать „Гидрографический атлас Российской империи". В 1844—1849 гг. Академия наук выпустила труд И. Х. Штукенберга „Гидрография России", в шести томах которого систематизировались результаты водных исследований за 150 лет.

Развитие капитализма в России резко повысило интерес к полному и разностороннему использованию водных ресурсов, вызвав широкое развертывание гидрологических исследований. Министерство путей сообщения (МПС) проводило планомерное изучение судоходных рек, а Министерство земледелия и государственных имуществ — изучение малых рек для орошения или осушения. Созданная в 1874 г. Навигационно-описная комиссия (работавшая до 1894 г.) развернула широкие съемочно-описные гидрографические работы почти на всех главнейших судоходных реках (за исключением севера Сибири) и организовала на них около 500 водомерных постов. Работу комиссии продолжило Управление водных путей МПС, которое с 1901 по 1914 г. напечатало 74 выпуска „Материалов для описания русских рек и истории

улучшения их судоходных условий", а также 10 томов наблюдений водомерных постов по бассейнам разных морей.

Из экспедиций, организованных Министерством земледелия, следует отметить экспедицию И. И. Жилинского по осушению болот Полесья (1873—1898), экспедицию по орошению Юга России и Кавказа, (1880—1891) и ряд экспедиций в Среднюю Азию (Арало-Каспийская Амударьинская). Большие работы провела „Экспедиция по исследованию источников главнейших рек Европейской России" А. А. Тилло (1894—1903), положившая начало комплексным исследованиям озер (Д. А. Анучкин) и генетическому анализу стока (Е. А. Генц).

Начиная с 1909 г. Отдел земельных улучшений (ОЗУ) приступил к широкому изучению гидрологического режима рек, используемых для орошения. Для этого были образованы специальные управления („гидрометрические части") в Средней Азии, на Кавказе и в Европейской России. К 1916 г. общее число гидрометрических станций на реках России достигло почти 1500 (из них 845 станций и постов Министерства путей сообщения, 14 станций и 114 постов в Средней Азии, 10 станций и 100 водомерных постов на Кавказе и 374 поста в Европейской России).

Собранные в процессе экспедиционных исследований, а также в результате систематических стационарных наблюдений многочисленные гидрологические данные послужили основой для появившихся в конце XIX — начале XX в. сочинений, содержавших сведения по основным вопросам гидрологии. Среди них прежде всего нужно отметить капитальную работу крупнейшего климатолога и географа А. И. Воейкова „Климаты земного шара" (1884), разработавшего классификацию рек, исходя из принципа „Реки — продукт климата". А.И. Воейков также изучал водный баланс озер, режим рек России, проблемы снежного покрова и снеготаяния, влияние лесистости, орошения и ряд других важных вопросов гидрологии, наметив пути решения многих научных и технических задач. Им впервые были поставлены вопросы о возможности активного вмешательства человека в природные гидрологические процессы, о научном прогнозе режима рек и т. п.

Изучению ледового режима рек были посвящены научные труды М. А. Рыкачева (1886), В. Б. Шостаковича (1902 и 1911), П. И. Максимовича, Л. Л. Владимирова, В. М. Лохтина, М. Ф. Ционглинской, Е. В. Близняка и др., осветившие вопросы образования заторов, возникновения внутриводного льда и т. п.

Работа М. А. Рыкачева о колебаниях уровней Верхней Волги в связи с колебаниями количества осадков (1895) положила начало исследованиям связи между осадками и стоками. Более глубокий анализ речного стока в связи с осадками на примере реки Оки содержала работа Е. А. Генца (1903). Весь комплекс физико-географических факторов стока изложен в работе Э. М. Ольдекопа „Об испарении с поверхности речных бассейнов" (1911). Аналогичные исследования за границей были проведены Пепком, Шрейбером и Келлером. В 1908—1915 гг. опубликованы результаты исследований дождевых паводков, проводившихся Н. Е. Долговым в связи со строительством железнодорожных мостов в Донбассе, которые опровергли расчетные нормы австрийского инженера Кестлина и заложили основу современных взглядов на процессы формирования паводков.

Изданная в 1897 г. монография В. М. Лохтина „Механизм речного русла" (наряду с монографией французского инженера Л. Фарга „Формы русла реки с подвижным дном") фактически содержала главные положения гидрологии речного русла и не потеряла научного значе-

ния и в наше время. Н. С. Лелявский более 60 лет назад заложил основы теории скоростного поля естественных речных потоков и установил закономерности циркуляционных течений. Результаты исследований С. П. Максимовичем движения речных наносов были напечатаны в коллективном труде „Вопросы речного быта“ (1907).

Все эти работы носили самостоятельный характер. Гидрологии как науки, объединяющей их в единое целое, еще не существовало. Гидрометрия входила в геодезию, а вопросы гидрографии и общей гидрологии рассматривались в курсах „Физической географии“ и „Водных путей сообщения“.

Оформление гидрологии в единую науку произошло только после Великой Октябрьской социалистической революции, вызвавшей бурное развитие водохозяйственного строительства, направленного на наиболее рациональное, полное и разностороннее использование водных ресурсов в народном хозяйстве.

Важное значение для организации обширных планомерных гидрологических исследований имел ленинский план ГОЭЛРО (1921 г.), предусматривавший широкое комплексное использование водных ресурсов. Это требовало всестороннего изучения естественного режима водоемов и оценки возможных изменений после осуществления намечаемых мероприятий. Большую роль также сыграло решение крупнейших водохозяйственных проблем, связанных с реконструкцией рек в бассейнах Волги, Днепра, Дона, Урала, с развитием гидроэнергетического и ирригационного строительства, с использованием малых рек и местного стока, осуществлявшихся в процессе социалистического строительства в довоенные и послевоенные пятилетки.

„Социалистическая система хозяйства, — пишет А. В. Огиевский, — придала гидрологическим исследованиям *плановый* характер с резко выраженным *комплексным направлением*, при котором изучаются все стороны режима вод с точки зрения любого возможного их хозяйственного использования“. Это резко отличает советские исследования от исследований в дореволюционной России, которые проводились отдельными ведомствами, собиравшими данные, достаточные только для решения задач в рамках узковедомственных интересов. „Комплексный характер советских гидрологических исследований, весьма значительное накопление новых фактических материалов и выдвинутые широким развитием работ по использованию водных ресурсов страны требования по упорядочению и обобщению собранных материалов, — указывает А. В. Огиевский, — послужили к построению первых схем изложения гидрологических понятий и сведений в виде единого связного целого“, т. е. к созданию гидрологии как науки.

Первое изложение основ речной гидрологии было дано А. А. Трофановым в 1923 г. В 1925 г. опубликованы курсы „Гидрология суши“ М. А. Великанова и А. Д. Дубаха. К концу 20 — началу 30-х годов появилось несколько руководств по гидрологии суши, рассматривавших гидрологические расчеты и прогнозы (учебники А. В. Огиевского, Е. В. Близняка и Б. В. Полякова и др.). Одновременно первые систематические руководства по гидрологии появились также в США и Германии, имевших в то время наиболее развитый уровень водохозяйственных исследований.

В 1929—1931 гг. были открыты специальные высшие и средние учебные заведения для подготовки инженеров и техников гидрологов.

Важную роль в оформлении гидрологии в самостоятельную науку и в развитии гидрологических исследований в СССР сыграло учреждение в 1919 г. по инициативе Г. М. Кржижановского Государствен-

ного гидрологического института (ГГИ), ставшего центральным научно-исследовательским учреждением Советского Союза в области гидрологии. До Великой Отечественной войны он объединял исследования всех процессов деятельности воды на поверхности земного шара. В настоящее же время исследованием морей занимается специальный Океанографический институт (ГОИИ), а вопросами гидрологических прогнозов (так же как и прогнозов погоды) — Центральный институт прогнозов (ЦИП).

Широкие возможности организации и развития планомерного комплексного изучения гидрометеорологического режима на территории СССР, направленного на обслуживание всех заинтересованных отраслей народного хозяйства, дало учреждение в 1920 г. Гидрометеорологического комитета при СНК СССР, преобразованного в 1933 г. в Центральное управление единой гидрометеорологической службы СССР (ЦУЕГМС), а в 1936 г. — в Главное управление гидрометеорологической службы (ГУГМС). Это способствовало значительному расширению сети гидрологических станций. В 1941 г. число станций и постов ГУГМС, ведущих наблюдения за режимом рек, озер и болот, достигало 4247, а в 1964 г. — 6315 (из них 5684 речных).

В настоящее время ведутся подготовительные работы по переводу гидрометеорологической службы СССР на автоматическое управление, предусматривающее максимальную автоматизацию процессов получения, сбора, хранения и использования гидрологической информации. В частности, намечается создать на территории СССР сеть из 3500 автоматических телеизмерительных гидрологических установок (АТГ-2).

Организация единой гидрометеорологической службы СССР с объединением большинства ведомственных станций и постов в единую государственную (опорную) гидрометеорологическую сеть не исключила специальных ведомственных станций и постов, которые организуются различными ведомственными учреждениями (эксплуатационными, проектными, научными и т. д.) для удовлетворения их специфических запросов. Так, Министерством мелиорации и водного хозяйства создана широкая сеть постов эксплуатационной гидрометрии на ирригационных каналах. Гидрологические станции и посты имеют Министерство энергетики и электрификации (при гидроэлектростанциях), Министерство речного флота (на шлюзах и перекатах), Министерство путей сообщения (при мостах) и т. п. Ряд временных станций и постов для краткосрочного изучения гидрологического режима организуют проектные институты. Ведомственные станции дополняют материалы наблюдений государственной (опорной) сети и проводят специальные исследования (скоростного поля, режима наносов и русла, зимнего режима и т. п.) применительно к конкретным задачам эксплуатации и проектирования. Очень важным явилось составление и издание „Водного кадастра СССР", материалы которого широко используются при решении водохозяйственных мероприятий.

Для советского периода гидрологических исследований характерно не только резкое увеличение их объема, но и широкие и обстоятельные научные обобщения по установлению физических закономерностей, управляющих процессами, происходящими в водоемах, что особенно способствовало оформлению гидрологии в качестве самостоятельной дисциплины. В процессе этих обобщений был окончательно разработан генетический метод гидрологии, основанный на тщательном анализе всех физико-географических факторов, влияющих на изучаемый водный объект или отдельные гидрологические процессы, начало которому положили Е. А. Генц, Э. М. Ольдекоп и Н. Е. Долгов.

Применение этого метода позволило уже в годы первой пятилетки решать с достаточной для практики точностью задачи, связанные с определением основных характеристик водоносности рек, недостаточно или даже совершенно не освещенных данными непосредственных гидрометрических наблюдений. Такие задачи перед гидрологами непрерывно ставились проектировщиками и обусловливались высокими, все возрастающими темпами гидротехнического строительства, связанными с развитием энергетики, водоснабжения (в частности, шахт Донбасса), орошения, осушения и других отраслей народного хозяйства. Решение этих задач нельзя было откладывать до накопления необходимого объема данных непосредственных гидрометрических наблюдений на намечаемом к использованию водном объекте.

Так была создана советская школа гидрологических расчетов, начало которой положили исследования крупнейших советских гидрологов Д. И. Кочерина и М. А. Великанова в области водного баланса и установления закономерностей изменения характеристик стока по территории СССР, позволившие получить ряд эмпирических формул для расчетов стока.

Советские гидрологи (Д. Л. Соколовский, С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель и др.) многое сделали в области применения методов теории вероятностей к расчетам речного стока.

За годы Советской власти наша отечественная гидрология получила большое развитие и в области теоретических обобщений занимает первое место в мире.

Следует отметить ее резкое отличие от западных школ, которые (в частности, в США) считают необходимым основывать гидрологические расчеты только на данных непосредственных наблюдений, откладывая вопрос использования объекта до окончания достаточно детального его изучения.

Большое значение в формировании гидрологии как науки имели I, II и III Всесоюзные гидрологические съезды, проходившие в 1924, 1928 и 1957 гг. Первые съезды, в которых участвовали как теоретики, так и практики гидрологи в целом (т. е. и океанологии), заслушали многочисленные доклады по водному балансу, речному стоку, морфометрии речного русла, измерительным приборам, гидробиологии и т. п. III съезд, в котором участвовали только гидрологи суши, подытожил большую работу советских гидрологов за 30-летний период.

В Средней Азии гидрологическое изучение рек началось еще в дореволюционный период, когда Туркестанская гидрометрическая часть организовала ряд гидрометрических станций на Амударье, Сырдарье, Зарафшане, Чирчике и других реках.

Однако широкое развитие гидрологические исследования получили только после Великой Октябрьской социалистической революции, когда в образовавшихся социалистических республиках Средней Азии началось широкое хозяйственное использование водных ресурсов, главным образом для целей ирригации и гидроэнергетики. В 1936 г. систематические гидрометрические наблюдения проводились на 304 речных и девяти озерных станциях и постах ГУГМС, а также на многочисленных ведомственных станциях и постах. К 1962 г. число речных гидрометрических станций и постов ГУГМС доведено до 471, а на озерах — до 16.

Материалы наблюдений публикуются в так называемых „Ежегодниках", издаваемых Государственным гидрологическим институтом. Большие исследования проведены по обобщению собранных материалов и разработке на их основе методов решения практических

задач, связанных с водохозяйственными расчетами и проектированием речных гидротехнических сооружений. Из них наиболее важными являются разработки методов: а) расчета нормы, многолетней изменчивости и внутригодового распределения стока, а также других характеристик режима малоизученных и неизученных рек; б) расчета транспортирования и отложения речных наносов в реках, каналах и отстойниках; в) прогнозирования русловых процессов в бьефах водозаборных плотин гидроузлов и водохранилищ; г) прогнозирования зимнего режима рек в низовьях Амударьи и Сырдарьи и в зоне подпоров, вызываемых плотинами.

Наиболее крупные успехи достигнуты в разработке методов расчета жидкого стока (труды В. Л. Шульца и созданной им школы). В 1949 г. вышла в свет монография В. Л. Шульца „Реки Средней Азии" (переиздана в 1964 г.), а в 1959 г. — „Указания к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии", содержащие многочисленные таблицы, карты и графики, позволяющие решать разнообразные практические задачи гидрологических расчетов.

Большое теоретическое и практическое значение имеет изучение динамики твердого стока рек и расчеты заиления ирригационных каналов, получающих в условиях Средней Азии воду из рек с большим содержанием наносов. Решением вопросов транспортирования наносов реками и каналами и осаждения их в отстойниках занимались А. Н. Гостунский, Е. А. Замарин, Г. О. Хорст, С. Х. Абальянц и др.

Громадное количество наносов, перемещаемых среднеазиатскими реками, вызывает непрерывное блуждание, как правило, неустойчивого многорукавного речного русла по пойме реки. Это приводит к смыву культурных земель, населенных пунктов, ирригационных каналов и других сооружений, расположенных в прибрежной зоне, а также затрудняет забор воды в ирригационные и деривационные каналы при бесплотинном водозаборе. Возведение на реках плотин для обеспечения водозабора (водозаборные узлы) или регулирования стока (водохранилищные узлы) изменяет естественный режим наносов, вызывая заиление и занесение верхнего бьефа и размыв и занесение нижнего бьефа. Прогноз этих отрицательных явлений в проекте гидроузла обязателен, так как его результаты могут существенно повлиять на плановую компоновку узла и размеры отдельных элементов.

Изучению естественных русловых процессов и процессов переформирования бьефов плотинных гидроузлов посвящены труды С. Т. Алтунина и И. А. Бузунова, А. М. Мухамедова и др., рассматривающих русловые процессы и процессы переформирования исходя из понятия „устойчивого русла".

Разработка вопросов прогноза зимнего режима связана с практическим решением двух хозяйственно важных задач: а) обеспечения водозабора в зимний период (главным образом для целей гидроэнергетики) и б) предотвращения наводнений, вызываемых заторами и зажорами в нижнем течении рек и в верхних бьефах гидроузлов.

§ 3.
ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ И МЕТОДИКА ИНЖЕНЕРНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ

А. И. Чеботарев определяет гидрологические расчеты как один из основных разделов инженерной гидрологии, занимающийся разработкой методов определения величин различных характеристик гидрологического режима.

Практическое значение гидрологических расчетов чрезвычайно велико. При составлении проектов водохозяйственного строительства учитывают условия гидрологического режима используемого водного объекта и те или иные выводы гидрологии. При проектировании же гидротехнических сооружений и мостов сама целесообразность их постройки часто определяется расчетными величинами гидрологических характеристик (например, максимального расхода воды). Гидрология решает такие важные вопросы, как определение количества воды, которое может быть получено из реки для орошения или выработки гидроэлектрической энергии, определение количества воды, теряющейся из реки или другого водоема (особенно из водохранилищ) на испарение и фильтрацию, выяснение изменения режима водотоков и водоемов в результате различных гидротехнических мероприятий и даже возможность влияния этого изменения на распределение гидрометеорологических элементов, на климатические условия рассматриваемого района и т. п. Ответы на эти вопросы можно получить при помощи гидрологических расчетов.

Задачи, решаемые в процессе гидрологических расчетов, подразделяются на:

1) *расчеты стока воды* (определение нормы годового стока, максимальных и минимальных расходов воды, расчет внутригодового распределения стока и гидрографов половодий и паводков и т. п.);

2) *расчеты гидрометеорологических характеристик водных объектов* (определение количества атмосферных осадков и испарения с поверхности воды и суши и т. п.);

3) *расчеты водного баланса* (определение статей прихода и расхода влаги отдельных водных объектов или территорий);

4) *расчеты стока наносов и русловых процессов* (определение количества наносов, перемещаемых водотоком, выяснение возможности отложения наносов в русле реки или водоем или размыва дна и берегов русла реки, расчет заиления и занесения подпертых бьефов и водохранилищ, расчет размыва нижних бьефов плотин и т. п.);

5) *расчеты динамики водных масс* (определение высоты волн и других элементов ветрового волнения, расчет сгонных и нагонных явлений или денивеляций — перекосов уровня в водоемах под воздействием ветра и других причин, расчеты течений в озерах и водохранилищах и т. п.);

6) *расчеты характеристик термического режима* (определение сроков замерзания и вскрытия водоемов и водотоков, расчеты толщины льда, снеготаяния, температуры воды в водоемах и т. п.);

7) *расчеты гидрохимических характеристик* (определение минерализации воды водоемов и ее изменения в результате искусственного изменения водного режима, связанного с использованием воды водоема или питающих его водотоков).

Понимая под термином *сток* обусловливаемое силой тяжести движение воды и переносимых ею твердых частиц (наносов) на поверхности земли и в толще земной коры, можно говорить о *жидком стоке* (движении воды) и *твердом стоке* (движении наносов) и о расчетах жидкого и твердого стоков. Эти расчеты являются самыми распространенными, и в дальнейшем на них будет обращено основное внимание. Применяемые в расчетах жидкого и твердого стоков количественные показатели получили название *характеристик стока*.

К характеристикам жидкого стока относятся: расход воды Q ($м^3/сек$ или $л/сек$), объем стока W ($м^3$ или $км^3$), модуль стока M или q ($л/сек \cdot км^2$), слой стока h ($мм$), уровень воды H ($см$).

К характеристикам твердого стока относятся: расход наносов G (*кг/сек* или *г/сек*), объем стока наносов R (*т* или *м*³), модуль смыва M_c (*т/км*²), слой смыва h_c (*мм*).

Расход воды Q или *наносов* G — количество воды или наносов, проходящее через поперечное сечение водотока в одну секунду. Различают мгновенный расход (соответствующий определенному моменту времени) и средние расходы, представляющие собой осредненные значения мгновенных расходов за какой-то промежуток времени: сутки (среднесуточный расход), пятидневку (среднепятидневный расход), декаду (среднедекадный расход); месяц (среднемесячный расход); год (среднегодовой расход); вегетацию (средневегетационный расход) и т. п.

Объем стока воды W или *наносов* R — количество воды или наносов, прошедших по реке (через рассматриваемый створ) в течение длительного периода t. Следовательно, объем стока связан с мгновенным расходом выражениями:

$$W = \int_0^t Q dt \qquad (1.1)$$

и

$$R = \int_0^t G dt. \qquad (1.2)$$

В зависимости от продолжительности периода t различают объем стока за пятидневку, декаду, месяц ($W_м$ или $R_м$), годовой объем стока ($W_{год}$ или $R_{год}$).

Объем стока за период связан со средним расходом за тот же период следующей формулой:

$$W_t = T \cdot Q_{ср \cdot t} \text{ и } R_t = TG_{ср t}, \qquad (1.3)$$

где T — число секунд в рассматриваемом периоде.

В частности, при Q в *м*³*/сек* сток воды для среднего года (365,25 суток) составляет $W_{год} = 31{,}56\ Q$ млн. *м*³; для месяца в 30 дней $W_м = 2{,}59\ Q$ млн. *м*³.

Расход и объем стока — абсолютные характеристики стока, позволяющие сравнивать водоносность (или количество наносов) различных рек, а также различных участков одной реки. Эти характеристики имеют большое значение при решении практических задач использования стока, так как площадь орошения или мощность гидроэлектростанций зависит от количества воды, которое может быть получено из реки.

Модуль стока — отношение секундного расхода воды, проходящего через рассматриваемый створ реки к площади водосбора (т. е. всей той площади, с которой стекает вода, проходящая через створ). Чтобы избежать очень малых значений, расход выражают в *л/сек*. Следовательно:

$$M = \frac{1000 \cdot Q}{F} \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2, \qquad (1.4)$$

где Q — расход, *м*³*/сек*;

F — площадь водосбора, *км*².

47633

Модуль стока, как правило, определяется с учетом средних расходов за длительный период (годовой модуль стока, модуль стока за период половодья, межени и т. п.).

Модуль смыва — отношение объема стока наносов (обычно годового стока наносов) к площади водосбора.

$$M_c = \frac{R_{год}}{F}\ т/км^2 \cdot год. \qquad (1.5)$$

Слой стока и *слой смыва* — отношение объема стока (объем твердого стока должен быть предварительно выражен в $м^3$) к площади водосбора. Результат увеличивают в 1000 раз, переводя единицу измерения в *мм*, чтобы можно было сопоставить слой жидкого стока со слоем осадков. Следовательно:

$$h = \frac{100 \cdot W}{F} \qquad (1.6)$$

и

$$h_c = \frac{1000 \cdot R}{F \cdot \gamma_н}, \qquad (1.7)$$

где $\gamma_н$ — объемный вес наносов.

Обычно слой стока и особенно слой смыва определяют только исходя из годовых объемов стока.

Модуль стока, модуль смыва, слой стока и слой смыва не зависят от площади водосбора реки, что придает этим характеристикам стока универсальность, позволяющую переносить их при определенных условиях из бассейна одной реки в бассейн другой. Это свойство широко используется в практике гидрологических расчетов и лежит в основе многих методов расчета стока рек, при отсутствии данных непосредственных гидрометрических наблюдений.

Уровни жидкого стока определяются величиной мгновенного расхода воды (хотя на эту характеристику существенно влияют и другие факторы, например, размыв, заиление и зарастание русла, ледовый режим, искусственный подпор и т. п.). По аналогии с расходами различают мгновенные и средние уровни (последние носят формальный характер и, как правило, не связаны со средними расходами воды). Уровни непосредственно используются при решении практических вопросов гидротехнического строительства. Например, отметку порога речных водоприемников при бесплотинном водозаборе выбирают с учетом наинизшего уровня воды в реке; высоту гребня плотин и других речных гидротехнических сооружений, мостов, ограждающих дамб и т. п. определяют исходя из наивысшего уровня воды в реке и т. д.

Численные значения характеристик стока непрерывно изменяются во времени. Так, мгновенные расходы воды и наносов в течение года изменяются от некоторой максимальной величины (годового максимума) до некоторой минимальной величины (годового минимума). Значение среднемесячных расходов воды и наносов различных месяцев одного года, как правило, неодинаковы; различные значения имеют также средние расходы более мелких периодов года (декады, пятидневки, суток). Изменение характеристик стока в течение года называется *внутригодовой изменчивостью* или *внутригодовым режимом*, а график, выражающий внутригодовой режим расходов воды, — *годовым гидрографом*. Могут быть гидрографы и более коротких периодов: вегетации, половодья, паводка.

Гидрограф конкретного года отличается от гидрографов других лет величиной мгновенных расходов на одинаковые календарные даты, средних расходов одинаковых периодов (например месяцев), среднегодобого расхода, а также годовых максимумов и минимумов (рис. 1). Такое изменение характеристик стока в течение многолетнего периода называется *многолетней изменчивостью* или *многолетним режимом*.

Практические задачи орошения и гидроэнергетики решаются с учетом внутригодовой и многолетней изменчивости характеристик стока. При этом важно знать, в какой степени расходы воды в реке обеспечивают намечаемый водозабор в течение года, т. е. насколько годовой гидрограф реки соответствует графику потребления. Если гидрограф не соответствует графику потребления, предусматривают дополнительные меры (например, устройство водохранилища). Из-за многолетней изменчивости стока гидрографы отдельных лет, как правило, сильно отличаются друг от друга (рис. 2) и при решении практических задач выбирают некоторый расчетный гидрограф. Большой интерес представляют также внутригодовая и многолетняя изменчивости расхода наносов, которые определяют поступление наносов в каналы и меры борьбы с ними.

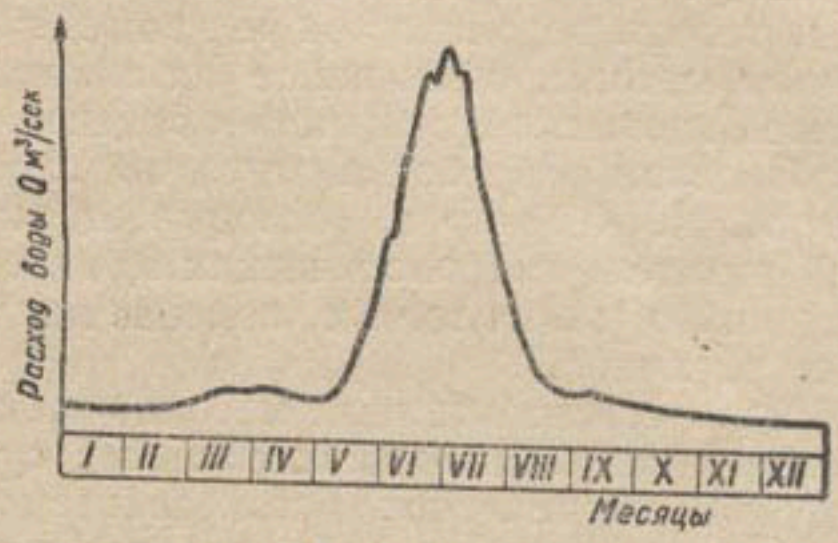


Рис. 1. Годовой гидрограф расходов.

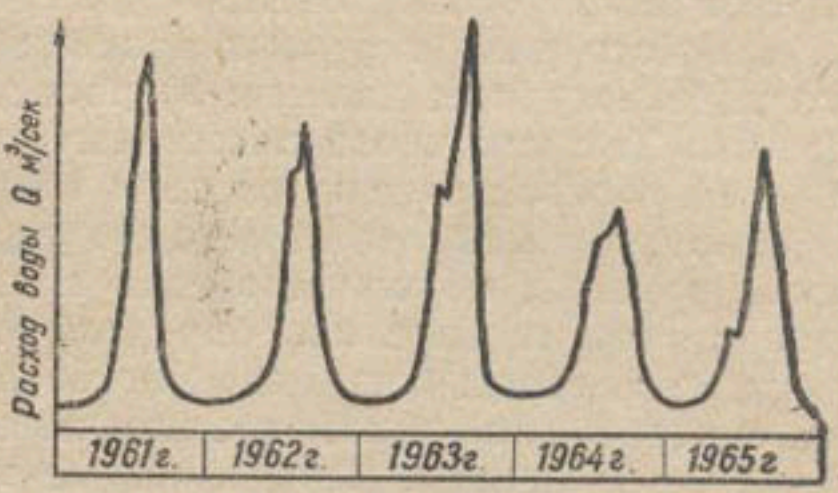


Рис. 2. Гидрографы расходов в многолетнем разрезе.

Многолетняя изменчивость максимальных и минимальных расходов воды в реке осложняет выбор их расчетных значений, необходимых для расчета водосбросов плотин, мостов, ограждающих дамб, для выбора отметок порогов водоприемников.

В связи с необходимостью учитывать внутригодовую и многолетнюю изменчивость стока задачи, решаемые в процессе расчетов жидкого и твердого стока, целесообразно разделить на два вида:

1) определение расчетных значений характеристик стока (расчетного среднегодового расхода или годового объема стока, расчетного максимального расхода, годового минимума и т. п.);

2) расчет распределения стока в течение года или более короткого периода (построение годового гидрографа, гидрографов половодья, паводка и т. п.).

При решении первой задачи учитывают многолетнюю изменчивость стока, а при решении второй — внутригодовую.

В процессе решения первой задачи численные значения характеристик стока рассматривают как случайные величины, образующие так называемый *прерывный ряд*, причем закономерности изменения их в этом ряду подчиняются закономерностям распределения случайных величин, рассматриваемым в теории вероятностей. Поэтому при

решении первой задачи большую роль играют методы теории вероятностей и математической статистики.

При решении второй задачи численные значения характеристик стока рассматривают как так называемый *непрерывный ряд*, причем закономерности изменения их в этом ряду определяются условиями формирования стока и для каждой реки имеют свой специфический характер. При определении внутригодового распределения стока методы теории вероятностей не применимы. Для этого используют в основном методы, основанные на анализе эмпирического материала, а также физической сущности процесса формирования стока.

В целом разработка методов гидрологических расчетов, указывает А. И. Чеботарев, „основывается на исследовании закономерностей развития гидрологических процессов и статистическом обобщении сведений о многолетних колебаниях рассматриваемых гидрологических величин".

Роль статистических методов обработки и генетических зависимостей в гидрологических расчетах существенно зависит от гидрологической изученности рассматриваемой реки: наличия в ее створе гидрометрической станции, состава, надежности и продолжительности проведенных на ней наблюдений. Поэтому методы гидрологических расчетов могут быть разделены на три группы: 1) расчеты при наличии длинного ряда натурных данных; 2) расчеты при наличии короткого ряда натурных данных; 3) расчеты при отсутствии данных наблюдений. Так как число гидрологически изученных рек невелико, то наиболее распространены расчеты третьей группы.

Широкое применение методов теории вероятностей в гидрологических расчетах обусловливается крайней сложностью большинства гидрологических явлений, определяемых большим числом факторов, сочетание которых содержит много элементов случайности, позволяющих смотреть на численные значения характеристик стока как на случайные величины. Вероятностные методы исследований позволяют, избегая сложного, учитывающего все определящие факторы изучения отдельного явления, осуществлять научный прогноз с использованием законов, управляющих массой случайных явлений, так как вскрываемые теорией вероятностей математические законы отражают реальные статистические законы, объективно (т. е. независимо от нас) существующие в массовых явлениях природы.

Вероятностные методы уместны и потому, что в процессе гидрологических исследований (особенно наблюдений за стоком) накапливается огромный материал, требующий статистической обработки. Анализируя результаты этой обработки, гидрологи обобщают и типизируют явления, выводят генетические зависимости.

Широкое применение методов теории вероятностей в гидрологических расчетах объясняется еще тем, что они позволяют наиболее обоснованно подходить к выбору так называемых расчетных значений характеристик стока.

Расчетные характеристики стока обычно даются в виде средних значений и величин различной вероятности повторения. Средние значения характеристик стока, заменяя непрерывно колеблющиеся их величины за некоторый период, представляют большое удобство в расчетах. Вместе с тем они могут рассматриваться как величины, около которых колеблются мгновенные значения в процессе их изменчивости. Так, внутригодовую изменчивость стока можно рассматривать как колебание значений характеристик стока около их среднегодовой величины, а многолетнюю — как колебание около среднемноголетней.

Среднемноголетние величины характеристик стока с увеличением периода (числа лет) наблюдений стремятся к некоторому пределу, имеющему для каждой реки или отдельного створа конкретное значение, называемое *нормой стока*. Различают норму годового стока, норму максимальных и минимальных расходов, норму стока за период вегетации, норму месячных стоков для конкретных месяцев и т. п. Норма стока может выражаться расходом (например, среднегодовым расходом воды), объемом, модулем и слоем стока.

Многолетняя изменчивость стока выражает колебания его характеристик относительно нормы. В гидрологических расчетах часто используется понятие так называемого *модульного коэффициента*, представляющего собой отношение величины характеристики стока конкретного года к ее норме, значение которого не зависит от выражения характеристики стока:

$$K_i = \frac{Q_i}{Q_0} = \frac{W_i}{W_0} = \frac{M_i}{M_0} = \frac{h_i}{h_0}, \qquad (1.8)$$

где K_i — модульный коэффициент для года, обозначаемого некоторым индексом;

Q_i, W_i, M_i, h_i — расход, объем, модуль и слой стока для этого года;

Q_0, W_0, M_0, h_0 — норма стока, выраженная расходом, объемом, модулем или слоем стока.

Норма стока играет очень большую роль в гидрологических расчетах.

Часто расчетные значения характеристик стока принимают как некоторые вероятные (достоверные) величины, учитывающие отклонения от нормы в процессе многолетней изменчивости. Преимуществом этого является бóльшая определенность получаемых величин, основанная на элементах разумного (или экономически целесообразного) риска.

Поясним это примерами. При проектировании плотин на реках пропускная способность сбросных отверстий должна быть рассчитана на пропуск какого-то предельно большого расхода воды, называемого *расходом катастрофического паводка* (или просто *катастрофическим расходом*). Как определить величину этого расхода? Можно ли принять в качестве расчетной наибольшую наблюденную величину годового максимума? Очевидно, нельзя, так как нет гарантии, что в будущем в какой-то год по реке не пройдет расход воды больше уже наблюденного. Грубо приближенно задачу можно решить, умножая величину наблюденного максимума на некоторый коэффициент. Так, при проектировании плотины им. 1 Мая на р. Зарафшан (1928 г.) расчетный катастрофический расход $Q = 1350$ *м*³/*сек* был определен умножением наибольшего наблюденного максимума 907 *м*³/*сек* (1924 г.) на коэффициент запаса $K = 1{,}5$. Однако неопределенность этого коэффициента может привести как к преувеличению расчетного расхода, создающему неоправданный запас, так и к его преуменьшению, чреватому возможностью разрушения сооружения.

Результаты длительных гидрометрических наблюдений на реках показывают, что чем больше величина годового максимума, тем реже он наблюдается. Следовательно, год с максимумом, равным возможному абсолютному максимуму,— это исключительно редкое явление. Плотина, как всякое сооружение, имеет определенный срок службы, зависящий от технического и морального износа и ряда других причин и явлений. Если в течение всего срока службы принятый расчетный катастрофический расход не будет наблюден, значит сооружение построено с неоправданным запасом и имеет излишнюю стоимость.

Отсюда вытекает экономическая целесообразность такого решения, которое предусматривает некоторый риск, учитывающий возможность разрушения сооружения в течение срока его службы расходом воды, величина которого превышает принятую величину расчетного катастрофического расхода.

Но так как годы с очень большой величиной годового максимума крайне редки, вероятность их появления в течение всего срока службы сооружения крайне мала. Вполне возможно, что сооружение просуществует до конца этого срока, ни разу не подвергаясь воздействию расхода воды большего, чем расчетный.

Таким образом, предусматриваемый в расчетах риск, учитывающий возможность разрушения сооружения расходом воды больше принятой величины расчетного катастрофического расхода, оценивает эту возможность некоторой очень малой вероятностью.

В гидрологических расчетах слово *вероятность* часто заменяют словом *обеспеченность*. Под обеспеченностью понимают число случаев, когда расход (или другая характеристика стока) равен или больше некоторой заданной величины, т. е. обеспеченность — это вероятность превышения величиной расхода (или другой характеристикой стока) некоторой принятой величины. Обеспеченность выражается в процентах от общего числа случаев.

Наряду с обеспеченностью в гидрологических расчетах часто употребляют и другое понятие — *повторяемость*. Повторяемостью называется выраженная в годах (или в числе случаев) продолжительность периода, в течение которого расход (или другая характеристика стока) может быть один раз равен или больше некоторой принятой величины.

Теория вероятностей дает следующую формулу связи между повторяемостью и обеспеченностью:

$$p = (1 - e^{-\frac{1}{N}}) \cdot 100\%, \tag{1.9}$$

где p — обеспеченность, %;[1]

N — повторяемость (годы или число случаев, вводимых в расчет при определении p).

Из-за сложности подсчетов по формуле (1.9) повторяемость можно определять по следующим приближенным формулам:

При

$$p \leqslant 10\%$$
$$N = \frac{100}{p}. \tag{1.10}$$

При

$$p \geqslant 90\%$$
$$N = \frac{100}{100 - p}. \tag{1.11}$$

По формуле (1.11) повторяемость определяется как продолжительность периода, в течение которого наблюдается один раз расход (или другая характеристика стока), равный или меньше заданного.

Рассмотренный подход выбора расчетного расхода, как некоторого вероятного расхода или расхода заданного процента обеспеченности, целесообразен и в случаях, когда проектируется использование воды для ирригации, гидроэнергетики и других хозяйственных целей.

Вследствие многолетней изменчивости количество воды, проходящей по реке, в различные годы весьма различно: в многоводные годы (т. е. в годы с большими расходами воды) количество воды, которое может быть полезно использовано, больше; в маловодные (с малыми расходами воды) — меньше.

---

[1] Если обеспеченность выражается в % к общему числу случаев, она обозначается p, а если в % от числа лет — P.

Проектировать переменное использование воды (например, расширение посевных площадей в многоводные годы и сокращение их в маловодные) экономически нецелесообразно. Если же при проектировании исходить только из годового количества воды самого маловодного года, то в многоводные годы значительная часть ее останется неиспользованной.

Наиболее правильным будет решение, основанное на некотором риске, при котором использование воды (для орошения, ГЭС и др.) намечается с учетом годового количества воды некоторого расчетного года, выбранного таким образом, чтобы в маловодные годы сокращение водоподачи из-за уменьшения количества воды в реке не причиняло значительного ущерба народному хозяйству. Так как очень маловодные годы, как и многоводные,— редкое явление, то вероятность значительного ущерба, приносимого маловодьем, невелика (и тем меньше, чем больше величина маловодья).

Определение расчетных характеристик стока, исходя из процента их обеспеченности (или повторяемости), введено в практику инженерных гидрологических расчетов с 30-х годов нашего столетия сначала в США, а затем в СССР, где этот прием получил дальнейшее развитие и обоснование.

Чтобы избежать произвола в выборе процента обеспеченности при определении расчетных величин характеристик стока и поставить этот выбор в зависимость от народнохозяйственного значения проектируемого объекта, расчетные обеспеченности средних годовых, минимальных и максимальных расходов и уровней рек устанавливаются специальными нормами.

До 1957 г. такими нормами был ГОСТ 3999—48, с 1957 по 1962 г.— СН-II—57, с 1962 г.—„Строительные нормы и правила" (сокращенно СНиП). Строительные нормы 1957 г. (СН-II—57) дают следующую классификацию водности лет в зависимости от процента обеспеченности их годового стока (табл. 1).

Таблица 1

Характеристика лет разной обеспеченности

Обеспеченность, %	Повторяется один раз в *n* лет	Характеристика года
0,1	1000	Катастрофический многоводный
1	100	Очень многоводный
5	20	Многоводный
10	10	Средней многоводности
25	4	" "
50	2	Медианный
75	4	Средней маловодности
90	10	" "
95	20	Маловодный
97	33	"
99	100	Очень маловодный
99,9	1000	Катастрофически маловодный

В зависимости от типа потребителя в качестве расчетных принимаются маловодные годы различной обеспеченности: для гидроэнергетики—70—95%, для орошения—75—85, для водного транспорта—85—95, для водоснабжения—95—97%.

Для расчета гидротехнических сооружений, гидроэлектростанций, мелиоративных систем и речного транспорта принимаются многоводные годы с обеспеченностью 0,01—10%.

Расчетная обеспеченность максимальных расходов, на пропуск которых эти сооружения должны рассчитываться, устанавливается СНиП-И-7—65 в зависимости от класса сооружения и возможных катастрофических последствий при разрушении сооружения из-за недостаточной пропускной способности. При этом понятие *обеспеченность максимальных расходов* в СНиП-И-7—65 (так же как и в СН-II—57) заменено понятием *расчетная ежегодная вероятность превышения максимального расхода воды,* которое, не меняя сущности, выражает ее более ясно и определенно.

Значения расчетной ежегодной вероятности превышения максимальных расходов воды (обеспеченности), устанавливаемые СНиП-И-7—65, следующие:

Класс капитальности сооружения	Расчетная ежегодная вероятность превышения, %
I	0,01
II	0,1
III	0,5
IV	1,0

Класс капитальности гидротехнического сооружения определяется народнохозяйственным значением объекта, в состав которого оно входит (мощностью ГЭС, площадью орошения и т. п.), а также значением самого сооружения для работы объекта в целом.

По последнему признаку гидротехнические сооружения разделяются на основные и второстепенные. К *основным* относятся плотины, водосбросы, водоприемники, магистральные и деривационные каналы, здания ГЭС, насосные станции, напорные бассейны, сооружения на оросительных и осушительных каналах и т. п. Прекращение их работы при ремонте или аварии приводит к прекращению или длительному сокращению работы всего объекта: остановке или уменьшению мощности ГЭС, прекращению или сокращению водоподачи в оросительную систему и т. п.

К *второстепенным* относятся сооружения и отдельные конструкции, прекращение работы которых не вызывает серьезных нарушений в работе объекта в целом.

Классы капитальности для гидротехнических сооружений ГЭС и мелиоративных систем, устанавливаемые в СНиП-II-И-1—62 и СНиП-II-И-3—62, приводятся в табл. 2.

Классы капитальности для сооружений, создающих подпор или работающих в условиях подпора, приведены в табл. 3. Если класс сооружения, устанавливаемый табл. 2, ниже класса, показанного в табл. 3, принимают последнее значение.

Строительные нормы и правила допускают возможность повышения или понижения класса проектируемых сооружений против значений, указанных в табл. 2. Класс сооружения (кроме первого) может повышаться на единицу, если авария его создает угрозу катастрофических последствий для населенных пунктов, предприятий, сооружений, транспортных магистралей или может причинить значительный ущерб народному хозяйству (длительное прекращение или значительное уменьшение подачи воды и т. п.), а также при особо неблагоприятных инженерно-геологических условиях. Класс сооружения может быть понижен против указанного в табл. 2, если оно работает с длительными перерывами, например, если а) годовая выработка ГЭС составляет для первой категории — менее 2 млрд. *квт-ч*, второй — менее 600 млн., третьей — менее 125 млн. *квт-ч*; б) по условиям эксплуатации ремонт можно производить без нарушения работы объ-

Таблица 2

Классы гидротехнических сооружений ГЭС и мелиоративных систем

Объекты гидротехнического строительства и показатели их народнохозяйственного значения	Класс капитальности постоянных сооружений	
	основных	второстепенных
Объекты I категории		
Гидроэлектростанции мощностью больше 1 000 000 *квт*	I	III
Объекты II категории		
Гидроэлектростанции мощностью 301 000—1 000 000 *квт*	II	III
Оросительные системы с площадью орошения 400 тыс. *га* и более	II	III
Объекты III категории		
Гидроэлектростанции мощностью 51 000—300 000 *квт* .	III	IV
Оросительные системы с площадью орошения 50 000—400 000 *га*	III	IV
Осушительные системы, обслуживающие площадь 50 000 *га* и больше	III	IV
Объекты IV категории		
Гидроэлектростанции мощностью 50 000 *квт* и менее .	IV	IV
Оросительные и осушительные системы с площадью орошения или осушения 50 000 *га* и менее	IV	IV

Таблица 3

Классы капитальности подпорных сооружений

Подпорные сооружения				
Плотины из местных материалов	плотины бетонные и железобетонные, подводные конструкции зданий гидроэлектростанций, судоходные шлюзы, подпорные стенки и другие бетонные и железобетонные сооружения, участвующие в создании подпорного фронта			Класс капитальности
Виды грунтов основания				
скальные	нескальные	скальные	нескальные	
Величина максимального напора на сооружении, *м*				
Более 100	Более 50	Более 100	Более 25	I
50—100	25—50	50—100	20—25	II
20—50	15—25	20—50	19—20	III
20 и менее	15 и менее	20 и менее	10 и менее	IV

екта в целом; в) срок службы сооружения не превышает 10 лет, и в процессе эксплуатации предусмотрена замена его другими. Для сооружений II, III и IV классов расчетная ежегодная вероятность превышения максимального расхода воды может уменьшаться до 0,01%, если разрушение сооружения из-за недостаточной пропускной способности водосбросных отверстий угрожает катастрофическим наводнением.

Временные гидротехнические сооружения, используемые в период строительства объекта или ремонта отдельных сооружений (строительные перемычки, водосбросы, оградительные стенки, дамбы и т. п.), относятся в основном к V классу. Однако если авария временного сооружения может вызвать последствия катастрофического характера для строительной площадки, населенных пунктов, сооружений и предприятий или вызвать значительную задержку возведения основных сооружений объектов первой и второй категории, то оно может быть отнесено к IV классу.

Установлены следующие значения ежегодной вероятности превышения максимальных расходов воды: для сооружений V класса — 10%, для земляных и каменнонабросных сооружений IV класса — 1—0,5, для прочих сооружений IV класса—5%. Расчетные максимальные расходы определяют с учетом режима стока того периода или сезона года, в течение которого временное сооружение эксплуатируется.

§ 4. ПОНЯТИЕ О ТЕОРИИ ВЕРОЯТНОСТЕЙ И ЕЕ ПРИМЕНИМОСТИ К ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ РАСЧЕТАМ

Теорией вероятностей называется отрасль математики, изучающая закономерности в случайных явлениях. *Случайным* называется явление, которое может быть или не быть и которое при неоднократном воспроизведении в природе или в процессе опыта каждый раз протекает несколько по-иному.

С этой точки зрения гидрологические явления можно рассматривать как случайные, так как, повторяясь, они различаются между собой количественными или качественными характеристиками или теми и другими вместе. Появление отдельно взятого случайного явления незакономерно, и нельзя за много лет вперед определить для каждого года величины максимальных и минимальных расходов воды, даты их прохождения, объемы годовых стоков воды, наносов и т. п. Однако при массовом возникновении случайных явлений наблюдаются некоторые закономерности. Анализ многочисленных гидрологических данных убедительно показывает, что чем больше величина характеристики стока отличается от нормы, тем реже она наблюдается. Точно также поздние и ранние или продолжительные и кратковременные паводки наблюдаются реже, чем паводки, проходящие в некоторые средние сроки и имеющие некоторую среднюю продолжительность. Сказанное относится и к срокам замерзания и вскрытия реки, продолжительности ледостава, толщине льда, срокам и продолжительности шугоходов и т. п.

Установление математических выражений указанных закономерностей составляет одну из основных задач теории вероятностей.

Теория вероятностей возникла в середине XVII в. в результате исследований Паскаля, Ферма и Гюйгенса в области теории азартных игр. Разработанные ими методы уже к концу XVII в. получили широкое распространение в страховании. Дальнейшее развитие теории вероятностей связано с именами Якова Бернулли, Моавра, Лапласа, Гаусса, Пуассона и других крупнейших математиков. Большое влияние на развитие теории вероятностей и ее практическое применение оказали выдающиеся русские (в частности советские) математики П. А. Чебышев, А. А. Марков, А. М. Ляпунов, А. Я. Хинчин,

В. И. Романовский (создатель среднеазиатской школы), А. Н. Колмогоров и др. Благодаря работам этих ученых методы теории вероятностей вошли почти во все теоретические и прикладные дисциплины естественных и инженерных знаний, и круг их приложения продолжает быстро увеличиваться. Большой вклад в применение методов теории вероятностей к гидрологии, в частности в гидрологических расчетах, внесли, как уже говорилось, Д. А. Соколовский, С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель и др.

Основными понятиями теории вероятностей являются: *событие, случай, вероятность, случайная величина* и *закон распределения случайной величины.*

Под событием подразумевается всякий факт, который может произойти или не произойти (например, прохождение годового максимума расхода по реке, шуги, замерзание или вскрытие реки в какой-то конкретный день года и т. п.).

События могут быть *достоверные*, которые должны происходить обязательно (например, половодье в теплый период года, замерзание северных рек зимой и. т. п.), *возможные*, но недостоверные (например, замерзание рек Средней Азии зимой) и *невозможные* (например, замерзание рек Средней Азии летом).

Кроме того, различают события *несовместные*, одновременное появление которых невозможно, и *равновозможные*, появление любого из которых объективно одинаково возможно.

Случаем называется событие, входящее в состав так называемой полной группы несовместных и равновозможных событий, различающихся по своим характеристикам, причем в процессе опыта появление одного из событий обязательно.

Вероятностью события называется количественное выражение степени возможности (достоверности) события, т. е. численная мера степени объективной его возможности, обозначаемая буквой p.

Достоверные события имеют вероятность, равную единице, невозможные — равную нулю, а все возможные, но недостоверные — в пределах $O < p < 1$.

Теория вероятностей различает *теоретическую вероятность события* (или просто *вероятность)* и *статистическую вероятность* (называемую также *частостью).*

Теоретическую вероятность события A определяют по формуле:

$$p_{(A)} = \frac{m}{n}, \tag{1.12}$$

где m — число случаев, благоприятных появлению события;

n — общее число случаев.

Статистическая вероятность (частость) события определяется в процессе опыта (испытаний) по формуле, аналогичной (1.12):

$$p^*_{(A)} = \frac{m}{n}, \tag{1.13}$$

где m — число случаев появлений события в процессе опыта;

n — общее число произведенных испытаний.

Статистическая вероятность может отличаться от теоретической, но с увеличением числа испытаний приближается к ней.

Это положение, именуемое *теоремой Бернулли* или *„Законом больших чисел"*, формулируется так: *„При неограниченном увеличении числа опытов n частота события A сходится по вероятности к теоретической вероятности этого события* $p_{(A)}$", т. е.

$$p^*_{(A)} \to p_{(A)}. \tag{1.14}$$

При этом выражение „сходится по вероятности" означает, что физически вполне возможно (вследствие неблагоприятного стечения обстоятельств) значительное отклонение частоты события A, полученной в результате большого числа испытаний от теоретической вероятности. Однако сама вероятность такого отклонения тем меньше, чем больше число испытаний.

Теорема Бернулли основана на установленном многочисленными опытами факте „устойчивости частоты" при большом числе испытаний: с увеличением числа испытаний частота появления события стабилизируется около среднего значения, так как случайные обстоятельства, свойственные каждому отдельному испытанию, взаимно погашаются.

Теорема Бернулли позволяет определять вероятность из опыта как предел частоты при большом числе испытаний. Это важно потому, что непосредственно определить теоретическую вероятность очень часто нельзя. В частности, нельзя определить теоретическую вероятность почти всех гидрологических и метеорологических явлений, поскольку неизвестно общее число случаев их появления.

В самом деле, для того, чтобы определить по формуле (1.12) теоретическую вероятность, например, замерзания какой-либо из рек Средней Азии, надо знать n — число лет существования этой реки на земном шаре, считая от момента ее возникновения до момента исчезновения, и m — число лет, когда река замерзала и будет замерзать в будущем. При этом сам подсчет по формуле (1.12) не будет правильно отображать закономерности явления замерзания, так как за период существования реки n можно ожидать существенных колебаний ее режима, связанных с изменением климата, геологическими процессами, хозяйственной деятельностью человека и т. п.

Определение же частоты замерзания реки по формуле (1.13) не представляет труда, если на ней n лет проводились гидрометрические наблюдения, причем в течение этих лет река замерзала m раз. В соответствии с теоремой Бернулли при достаточно большом числе лет наблюдений частота замерзания приближенно может быть принята равной вероятности. Теория вероятностей позволяет определить вероятную ошибку, которую дает принятие вероятности равной частоте и установить необходимое число испытаний (или продолжительность наблюдений), чтобы эта ошибка находилась в допустимых для рассматриваемой задачи пределах. Так, например, вероятность того, что при возрастании числа испытаний n частота события $\frac{m}{n}$ будет находиться в пределах

$$p - \frac{a \cdot \delta}{n} < \frac{m}{n} < p + \frac{a \cdot \delta}{n}, \text{ где } \delta = \sqrt{np(1-p)},$$

может определяться по теореме Лапласа, дающей выражение для предела этой вероятности:

$$\Phi_a = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_0^a e^{-\frac{x^2}{2}} dx. \qquad (1.15)$$

Правую часть выражения (1.15) часто называют *интегралом вероятностей Гаусса*, значения которого определяют по специальным таблицам в справочниках.

Теория вероятностей дает следующие теоремы сложения и умножения вероятностей.

Теорема сложения формулируется так: *вероятность суммы несовместных событий равна сумме вероятностей этих событий:*

$$p(A+B+C+\dots) = p(A)+p(B)+p(C)+\dots . \qquad (1.16)$$

При этом вероятность суммы несовместных событий выражает вероятность появления одного (безразлично какого) события из рассматриваемой группы событий. Для полной группы несовместных событий вероятность их суммы равна единице, так как появление одного из событий в процессе испытаний является достоверным. Следовательно, сумма вероятностей полной группы несовместных событий $\sum_{1}^{i} p(Ai) = 1$.

Для совместных событий выражение (1.16) не применимо. Вероятность суммы двух совместных событий определяется по выражению

$$p(A+B) = p(A)+p(B)-p(AB),$$

а трех совместных событий по выражению

$$p(A+B+C) = p(A)+p(B)+p(C)-p(AB)-p(BC)- \\ -p(AC)+p(ABC).$$

Теорема умножения формулируется следующим образом: *вероятность произведения независимых событий равна произведению вероятностей этих событий*

$$p(ABC\dots) = p(A)\cdot p(B)\cdot p(C). \qquad (1.17)$$

При этом под независимыми событиями подразумевают события, наступление одного из которых не изменяет вероятности появления другого.

В гидрологии примером вероятности произведения независимых событий может служить совпадение максимумов расходов воды в реке, вызванных таянием снега и выпадением дождя.

Для зависимых событий *вероятность произведения двух событий равна произведению вероятности одного из них на условную вероятность другого:*

$$p(AB) = p(A)\cdot p(B/A), \qquad (1.18)$$

где $p(B/A)$ — *условная вероятность события B*, под которой подразумевается *вероятность события B, вычисленная при условии, что событие A имело место.*

Из теорем сложения и умножения событий следует, что при n повторных испытаниях двух несовместных событий A и B, образующих полную группу и имеющих теоретические вероятности появления p и $q = 1-p$, вероятность появления события A m раз может определяться по выражению

$$p_n^m(A) = C_n^m \cdot p^m q^{n-m}, \qquad (1.19)$$

где

$$C_n^m = \frac{n!}{m!\,(n-m)!}.$$

Принимая значения $m = 0,1,2 \dots n$, получим ряд значений $P_n^m(A)$, располагающихся подобно расположению членов бинома $(q+p)^m$. Такой ряд значений $p_n^m(A)$ называется *биномиальным законом распределения вероятностей при повторных испытаниях.* При этом наибольшее значение вероятность $p_n^m(A)$ имеет при $np+p-1 < m < np+p$.

Случайными величинами называются переменные количественные характеристики, которыми различаются между собой события, одинаковые по форме или другим качественным признакам (например, величины расходов воды годовых максимумов и минимумов, величины объемов годовых стоков воды и наносов, толщины льда, продолжительности ледостава или шугохода отдельных лет и т. п.). Другими словами, случайные величины — это переменные величины, значения которых зависят от случая, т. е. которые в результате опыта могут принимать то или иное неизвестное заранее значение.

Теория вероятностей различает *прерывные* (дискретные) и *непрерывные* случайные величины (варианты).

Прерывными случайными величинами называются величины, принимающие отдельные конкретные значения, причем разница между двумя ближайшими значениями не может изменяться произвольно и быть сделана бесконечно малой. *Непрерывными же случайными величинами* называются величины, принимающие любые значения в некотором интервале, причем разница между двумя ближайшими их значениями в пределе стремится к нулю.

Примерами прерывных случайных величин являются число пиков дождевых паводков в течение года, число шугоходов, замерзаний и вскрытий среднеазиатских рек в течение одной зимы и т. п.

Примерами непрерывных случайных величин могут служить численные значения всех характеристик стока (расходы воды и наносов, годовые и месячные объемы жидкого и твердого стоков, уровни и т. д.), взятые в многолетнем разрезе при бесконечно большой длительности периода.

Однако значения характеристик стока, полученные в процессе наблюдений, могут рассматриваться как дискретные (прерывные) величины.

Все возможные значения данной прерывной или непрерывной случайной величины образуют полную группу несовместных событий, суммарная вероятность которой равна единице.

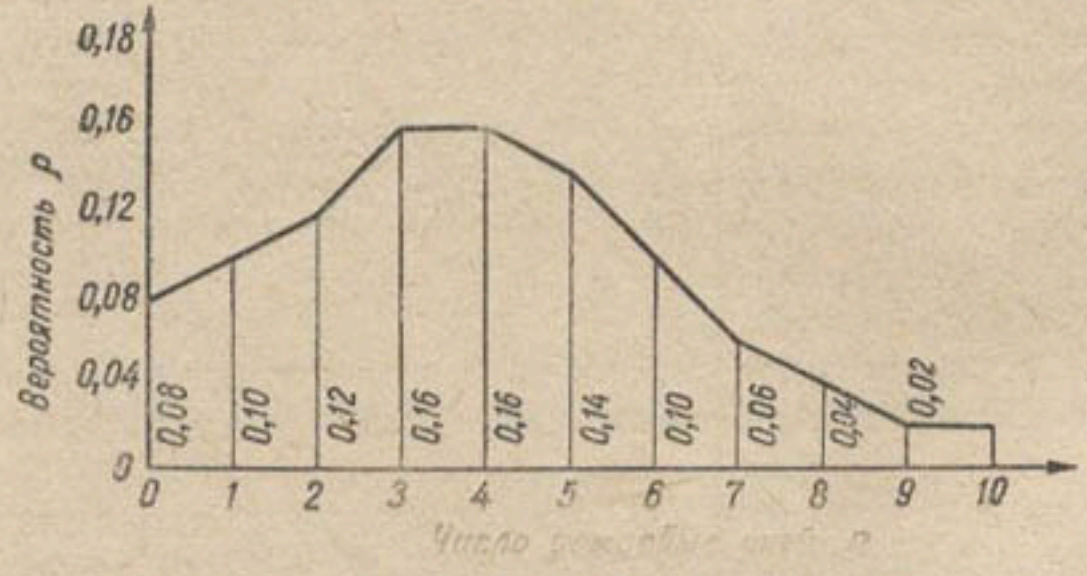


Рис. 3. Многоугольник распределения.

Для описания случайной величины с вероятностной точки зрения надо знать вероятность появления отдельных ее значений, что определяется распределением суммарной вероятности между ними.

Соотношение, устанавливающее связь между возможными значениями случайной величины и соответствующими им значениями вероятностей, называется *законом распределения случайной величины*. Простейшей формой закона распределения дискретной случайной величины является *ряд распределения*, представляющий собой таблицу, в которой выписывают значения случайной величины, расположенные в порядке возрастания или убывания их численных выражений, и соответствующие им вероятности.

Графически ряд распределения изображают многоугольником распределения (рис. 3), при построении которого значения случайных

величин откладывают по оси абсцисс, а их вероятности — по оси ординат.

Ряд распределения и многоугольник распределения могут быть охарактеризованы: а) *математическим ожиданием;* б) *модой* и в) *медианой.*

Математическим ожиданием случайной величины называется сумма произведений всех ее значений в данном ряде распределения на вероятности, соответствующие этим значениям, т. е.

$$M[x] = \sum_{i=1}^{n} x_i \cdot p_i, \tag{1.20}$$

где x_i — возможные значения случайной величины;
p_i — соответствующие им вероятности;
n — число членов ряда распределения.

При

$$p_i = \frac{1}{n}; M[x] = x_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n},$$

т. е. математическое ожидание представляет собой среднюю величину, около которой группируются возможные значения случайных величин. При определении вероятности из опыта его принимают равным средней арифметической величине наблюденных значений при большом числе испытаний.

Модой называется наиболее вероятное значение случайной величины, соответствующее максимальной ординате многоугольника распределения. Различают ряды распределения: *модальные* (многоугольник имеет один максимум), *полимодальные* (многоугольник имеет несколько максимумов), *антимодальные* (многоугольник имеет вместо максимума минимум) и *немодальные* (многоугольник не имеет ни максимумов, ни минимумов).

Медиана — значение случайной величины, суммарные вероятности появления всех величин больше и всех величин меньше которого равны 0,5. Если медиана совпадает с математическим ожиданием и модой, ряд называется *симметричным.*

Распространенным законом распределения прерывных случайных величин является биномиальное распределение, при котором вероятность $m+1$ члена ряда распределения определяется по формуле, получаемой из выражения (1.19) подстановкой $q = 1 - p$:

$$p(m) = \frac{n!}{m!(m-n)!} p^m (1-p)^{n-m}. \tag{1.21}$$

При этом в качестве переменной случайной величины рассматривается величина m, представляющая собой число случаев появления события ($m = 0, 1, 2 \ldots n$).

Биномиальное распределение образует модальный симметричный ряд. Его пределом при $n \to \infty$ и $p \to 0$ и условии $n \cdot p = a = \text{const}$ является распределение Пуассона, называемое также *законом редких событий* (выражает распределение при большом числе опытов и малой вероятности событий).

Вероятность $m+1$ члена ряда распределения Пуассона определяется по формуле:

$$p_m = \frac{a^m}{m!} e^{-a}, \tag{1.22}$$

где $m = 0; 1; 2 \ldots \infty$.

Распределение Пуассона применяется при определении расчетных значений максимальной скорости ветра.

При решении практических задач наибольший интерес представляет вероятность появления всех возможных значений случайной величины, больших некоторого выбранного значения, включая и это значение. Такая вероятность, как уже указывалось, называется вероятностью превышения или обеспеченностью.

Для ряда распределения обеспеченность какого-либо его члена представляет собой сумму вероятностей всех членов ряда, больших его по величине. При этом вероятность рассматриваемого члена должна входить одной половиной в сумму вероятностей членов, по величине больших рассматриваемого, а второй половиной — в сумму вероятностей членов, меньших рассматриваемого.

Если каждая отдельно взятая случайная величина, входящая в ряд распределения, появляется только один раз, то ее вероятность

$$P = \frac{1}{n},$$

где n — число членов ряда (число испытаний или лет наблюдений).

Тогда обеспеченность члена ряда с порядковым номером m (при расположении в порядке убывания численных значений) будет

$$p_m = \sum_{1}^{m-1} \frac{1}{n} + 0{,}5\frac{1}{n} = \frac{m-1}{n} + \frac{0{,}5}{n} = \frac{m-0{,}5}{n}. \qquad (1.23)$$

Выражение (1.23) дает статистическую обеспеченность, приближающуюся к теоретической при большом числе опытов.

При применении ряда распределения к обработке данных гидрологических наблюдений (расходов, уровней и т. п.), имеющих небольшое число случаев или лет наблюдений, обеспеченность того или иного численного значения характеристики стока определяют по эмпирическим формулам, содержащим поправки, приближающие результат к теоретической обеспеченности. Примером такой формулы является формула А. И. Чеботарева:

$$p_m = \frac{m-0{,}3}{n+0{,}4} \times 100, \qquad (1.24)$$

дающая величину обеспеченности в процентах.

Наряду с формулой (1.24) часто применяется более простая формула, рекомендуемая СНиП-II-И-7—65 для максимальных расходов:

$$p_{(m)} = \frac{m}{n+1} \times 100. \qquad (1.25)$$

Эмпирические формулы дают ошибку в определении обеспеченности тем меньше, чем больше число членов ряда. При этом для получения ошибки менее 1% необходимо иметь ряд с числом членов не менее 50—90.

Несмотря на простоту эмпирических формул, при гидрологических расчетах чаще применяют сложные теоретические выражения, основанные на так называемых *теоретических кривых распределения*. Это диктуется двумя обстоятельствами.

Во-первых, эмпирические формулы нельзя экстраполировать за пределы наблюденных величин, т. е. по ним нельзя определить обеспеченность расходов больше наблюденного максимума или меньше

наблюденного минимума, поскольку неизвестен порядковый номер таких (ненаблюденных) расходов в ряду распределения. Это исключает возможность применения эмпирических формул для определения расчетных максимальных и минимальных расходов.

Во-вторых, эмпирические формулы выражают статистическую закономерность значений гидрологических характеристик за имеющийся период гидрологических наблюдений, рассматриваемых как прерывные случайные величины, распространять которую на более длительный период нежелательно, поскольку значения гидрологических характеристик правильнее рассматривать как непрерывные случайные величины, подчиняющиеся законам распределения непрерывных случайных величин.

Для непрерывных случайных величин понятие ряда распределения теряет смысл, так как число членов ряда увеличивается до бесконечности, а вероятность отдельного члена ряда уменьшается до нуля. Однако своеобразный многоугольник распределения для непрерывных случайных величин может быть построен, если вместо вероятности отдельных значений случайной величины откладывать предел отношения вероятности появления случайной величины (варианты) x в пределах x и $x+\Delta x$, к приращению ее значения Δx, при $\Delta x \to 0$, называемый *плотностью вероятности*.

График, выражающий изменение плотности вероятности (y) в зависимости от изменения значений варианты x, называется *кривой распределения*.

Поясним упрощенно сущность этой кривой. Возьмем бесконечный ряд случайных величин, например, среднегодовых расходов воды за бесконечный промежуток времени, непрерывно меняющихся в пределах от x_{max} до x_{min}. Разобьем этот ряд по значениям x на ряд интервалов $\Delta x_i = x_i - x_{i-1}$ и отметим эти интервалы на шкале абсцисс (рис. 4). Подсчитаем количество значений x в пределах $x_i > x > x_{i-1}$ для какого-либо интервала, причем в процессе подсчета каждое обнаруженное в интервале значение x отметим на графике точкой, выставляемой в промежутке $\Delta x_i = x_i - x_{i-1}$. Условимся выставлять точки так, чтобы в одно и то же место не попадало более одной точки. При очень большом числе точки займут площадь, образуемую прямоугольником $y_i \Delta x$ (рис. 4), которая и выразит собой число случаев появления случайной величины в пределах принятого интервала.

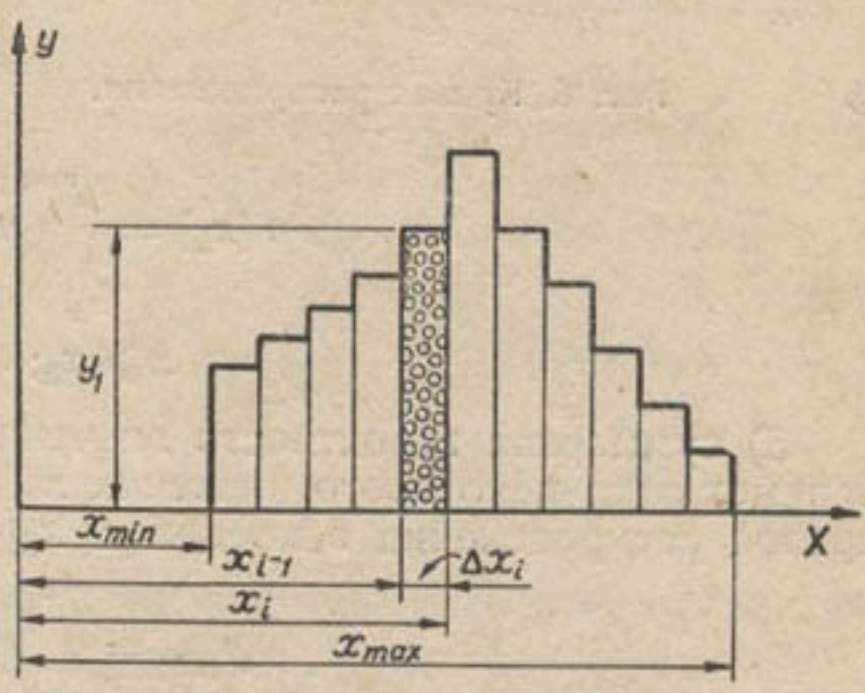


Рис. 4. Кривая изменения средних годовых расходов воды.

Произведя такие операции для всех интервалов, получим ступенчатый график, общая площадь которого выразит общее возможное число случаев появления случайной величины x в пределах $x_{max} > x > x_{min}$.

Отношение площади любого прямоугольника $y \cdot \Delta x$ к общей площади графика выразит вероятность появления переменной случайной величины в пределах значений x_i и x_{i-1}.

При бесконечном уменьшении величины интервалов Δx_i (т. е. при $\Delta x_i \to 0$; $x_{i-1} \to x_i$) ступенчатый график превращается в плавную кривую $y = f(x)$, представляющую собой *кривую распределения* (рис. 5). Переменная ордината этой кривой $y = \frac{p(x_i)}{\Delta x}$, выражающая плотность вероятности, является функцией аргумента x и располагается в области ее положительных значений. Кривая распределения обладает следующими свойствами:

1) ограниченная ею и осью абсцисс площадь равна единице (или 100%);

2) любой элемент этой площади, выделенный в направлении оси ординат (y), равен вероятности появления переменной случайной величины x в пределах от x до $x + \Delta x$;

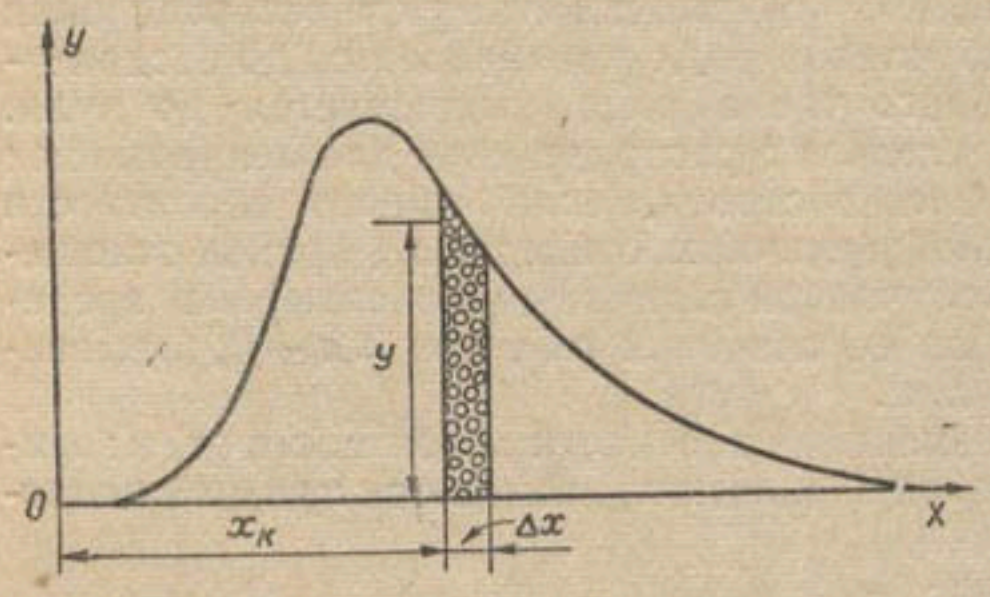


Рис. 5. Кривая распределения.

3) вероятность появления отдельных конкретных значений случайной величины x равна нулю;

4) суммарная вероятность значений случайной величины, равных или больше некоторого значения x_k, изображается частью площади кривой распределения в пределах $x_{\max}$ и x_k:

$$p(x_k) = \int_{x_k}^{x_{\max}} y \cdot dx; \qquad (1.26)$$

$$x \geqslant x_k;$$

5) суммарная вероятность значений случайной величины, равных или меньших некоторого значения x_k, изображается частью площади кривой распределения в пределах $x_{\min}$ и x_k:

$$p_{(xk)} = \int_{x_{\min}}^{x_k} y \cdot dx; \qquad (1.27)$$

$$x \leqslant x_k;$$

Если максимальные и минимальные значения случайной величины бесконечны (т. е. $x_{\max} = +\infty$; $x_{\min} = -\infty$), то кривая распределения называется неограниченной с двух сторон, а если конечны (т. е. $x_{\max} = +a$, $x_{\min} = +b$), то ограниченной с двух сторон. Промежуточное положение занимают кривые распределения, ограниченные с одной стороны (кривая ограничена слева, если конечно наименьшее значение аргумента, и ограничена справа, если конечно наибольшее значение).

Кривая распределения (как и ряд распределения) характеризуется математическим ожиданием, модой и медианой (рис. 6).

Математическое ожидание непрерывной случайной величины определяется как абсцисса центра тяжести площади кривой распределения, называемая *центром распределения:*

$$x_0 = \frac{\int\limits_{x_{min}}^{x_{max}} yx \cdot dx}{\int\limits_{x_{min}}^{x_{max}} y \cdot dx} = \int\limits_{x_{min}}^{x_{max}} yx \cdot dx, \qquad (1.28)$$

где $\int\limits_{x_{min}}^{x_{max}} yx \cdot dx$ — статический момент площади кривой распределения;

$\int\limits_{x_{min}}^{x_{max}} y \cdot dx = 1{,}0$ — величина площади кривой распределения.

Модой называется значение абсциссы, соответствующее максимальной плотности вероятности (ордината y_{max} называется *модальной*). Различают модальные, полимодальные, антимодальные и немодальные кривые распределения.

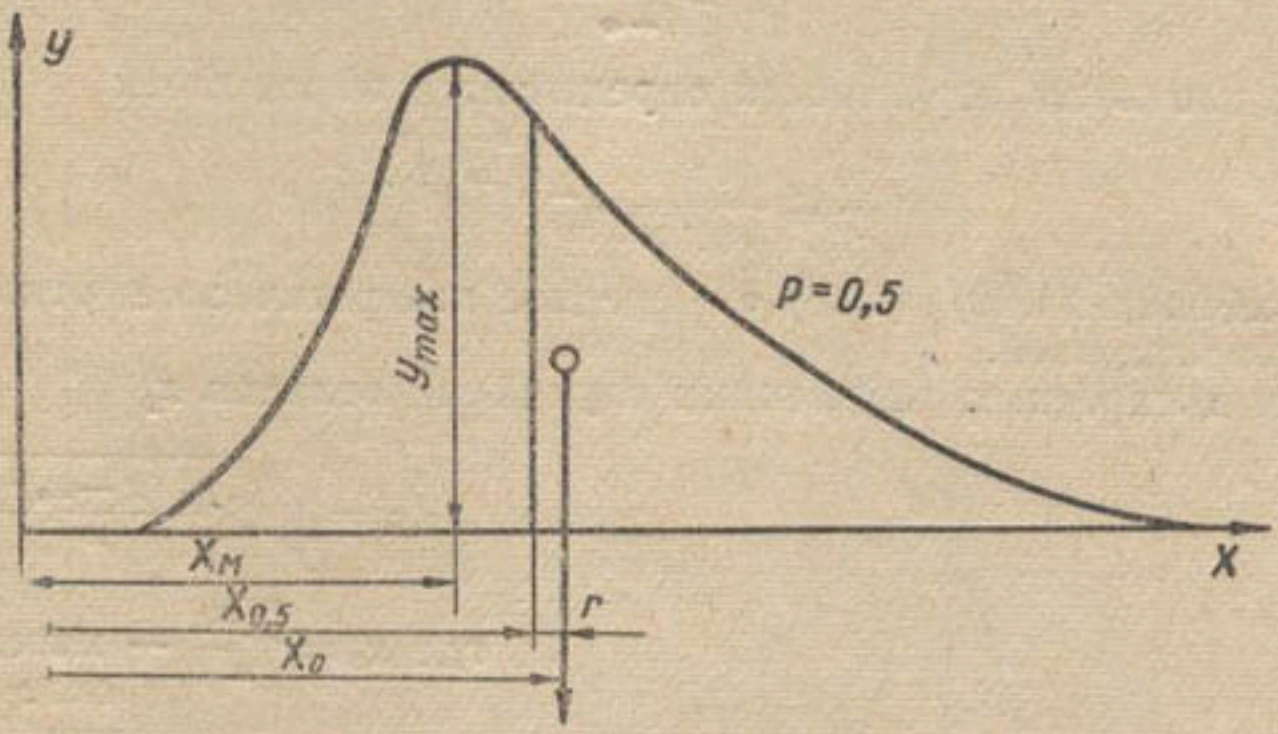


Рис. 6. Основные числовые характеристики распределения:

x_0 — абсцисса центра тяжести площади кривой распределения (математическое ожидание или центр распределения); $x_м$ — мода (соответствует y_{max}); $x_{0,5}$ — медиана (соответствует половине площади кривой распределения); r — радиус асимметрии (расстояние медианы от центра распределения).

Медианой называется значение абсциссы, при котором площадь кривой распределения делится на две равные части (суммарные вероятности величин, бóльших медианы или меньших ее, равны 0,5). Разница между математическим ожиданием и медианой называется *радиусом асимметрии r*. Для количественной характеристики распределения вероятностей непрерывных случайных величин используется *функция распределения (интегральный закон* или *интегральная функция распределения)*. Она выражает в математической форме зависимость суммарной вероятности значений случайной величины больше (или меньше) некоторого частного значения x от величины этого значения (т. е. интеграл кривой распределения, взятый в направлении от наибольших или наименьших значений случайных величин).

Теория вероятностей рассматривает функцию распределения как неубывающую, значения которой увеличиваются с увеличением аргумента $F(-\infty)=0$; $F(+\infty)=1$.

Рассматриваемая в гидрологии обеспеченность является убывающей функцией $p(x_{max})=0$; $p(x_{min})=1$, т. е. дополняет функцию распределения до единицы (это дополнение выражается в процентах):

$$p_{(x)}=[1-F_{(x)}]\cdot 100.$$

Наиболее простым видом функции распределения является функция, выражающая *нормальный закон распределения,* или *закон Гаусса,* который часто встречается на практике: ему подчиняется распределение ошибок измерений и к нему приближаются другие законы распределения при часто встречающихся типичных условиях. Этот закон выражает условие, что среднее арифметическое ряда значений непосредственных измерений, произведенных с одинаковой точностью, является наиболее вероятным значением измеряемой величины. Его функция распределения имеет вид:

$$F_{(x)}=\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{x_k} e^{-\frac{(x-m)^2}{2\sigma^2}}\cdot dx. \qquad (1.29)$$

Причем плотность вероятности определяется выражением

$$y=\frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}}e^{-\left(\frac{x-m}{2\sigma}\right)^2}. \qquad (1.30)$$

В выражениях (1.29) (1.30) σ — среднее квадратическое отклонение, а m — мода кривой.

Для дискретных переменных случайных величин x_i

$$\sigma=\sqrt{\frac{\sum(x_i-x_0)^2}{n}}, \qquad (1.31)$$

где $x_0=\frac{\sum x_i}{n}$ — математическое ожидание (средняя арифметическая величина) членов ряда;

n — число членов ряда.

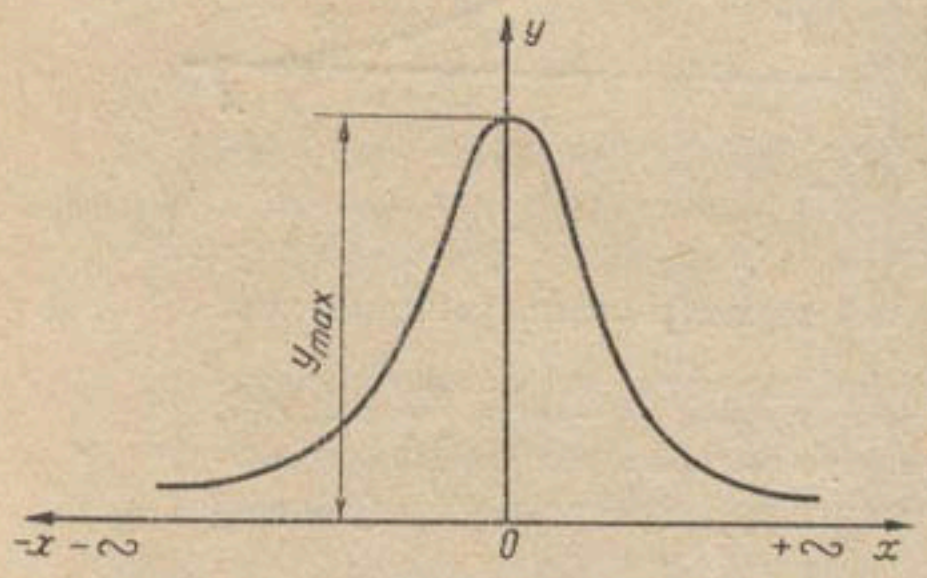


Рис. 7. Кривая нормального распределения.

Кривая нормального распределения (рис. 7) неограничена с обеих сторон ($-\infty<x<+\infty$) и симметрична ($m=x_0$).

В практике статистических расчетов часто применяется *клетчатка вероятностей,* горизонтальная шкала которой (шкала вероятностей) изменяется так, что построенная на клетчатке интегральная кривая нормального распределения превращается в прямую линию. Вертикальная шкала клетчатки вероятностей, на которой откладывают значения переменной случайной величины x, может быть линейной или логарифмической.

Строя на клетчатке вероятностей интегральную кривую ряда распределения наблюденных случайных величин [по абсциссам, вычисленным согласно выражению (1.23)], по степени приближения этой

кривой к прямой можно установить, насколько наблюденные величины удовлетворяют закону нормального распределения.

В гидрологии при помощи нормального закона распределения определяют вероятные ошибки, которые могут давать расчеты гидрологических величин статистическими методами.

Нормальный закон распределения является частным видом кривых распределения английского математика К. Пирсона, предложившего следующее дифференциальное уравнение плотности вероятностей:

$$\frac{1}{y}\cdot\frac{dy}{dx}=\frac{x+a}{b_0+b_1x+b_2x^2}, \tag{1.32}$$

где a, b_0, b_1 и b_2 — параметры.

Меняя число и характер сочетания этих параметров (т. е. принимая для некоторых из них значения равные нулю), можно получить 12 различных типов кривых распределения. Наиболее распространенные из них приведены в табл. 4.

Таблица 4

Основные типы кривых распределения Пирсона

Тип	Уравнение кривой распределения	Протяжение кривой	Симметрия	Положение моды
I	$y=y_0\left(1+\frac{x}{a_1}\right)^{\gamma a_1}\left(1-\frac{x}{a_1}\right)^{\gamma a_2}$	Ограничена с обеих сторон	Не симметрична	$x=0$
II	$y=y_0\left(1-\frac{x^2}{a^2}\right)^m$	То же	Симметрична	$x=0$
III	$y=y_0\left(1+\frac{x}{a}\right)^{\gamma a}e^{-\gamma x}$	Ограничена с одной стороны	Не симметрична	$x=0$
IV	$y=y_0\left(1+\frac{x^2}{a^2}\right)^{-m}e^{-\gamma\,\mathrm{arctg}\frac{x}{a}}$	Не ограничена	То же	$x=\frac{\gamma a}{2m}$
V	$y=y_0\,x^{-p}e^{-\frac{\gamma}{x}}$	Ограничена с одной стороны	"	$x=\frac{\gamma}{p}$
VI	$y=y_0\,x^{-q_1}(x-a)^{q_2}$	То же	"	$x=\frac{a\cdot q_1}{q_1\cdot q_2}$
VII	$y=y_0\cdot e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}}$	Не ограничена	Симметрична	$x=0$

Практическое применение кривых распределения Пирсона требует предварительного определения параметров, входящих в принятый частный вид выражения (1.32) и соответствующих заданному статистическому материалу. При этом сам тип кривой распределения (определяющий число и характер параметров) обычно выбирается на основе длительного и многократного сопоставления результатов расчетов с имеющимися статистическими материалами, выражающими то или иное явление. Такие сопоставления, произведенные гидрологами, показали, что распределение гидрологических величин (расходов, уровней) лучше всего описывается кривой распределения III типа. Метеорологические явления (например, распределение максимальных скоростей ветра) хорошо подчиняются распределению I типа.

Задаваясь значениями параметров для выбранного типа кривой распределения и сопоставляя получаемые кривые с рядом распределения, построенным по результатам опытов или натуральных наблюдений, можно выбрать в качестве расчетной ту, которая в наилучшей

степени соответствует заданному *ряду распределения*. Однако такой прием требует длительного и кропотливого подбора. Поэтому в теории вероятностей параметры кривой распределения определяют сопоставлением некоторых суммарных характеристик *кривой распределения* и ряда распределения. В качестве таких характеристик, по предложению П. Л. Чебышева, выбраны моменты площади кривой распределения и ряда распределения.

Теория вероятностей рассматривает два вида моментов:

1) *начальные моменты* (т. е. моменты относительно начала координат):

а) *для кривой распределения:*

$$M_m = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} x^m \cdot y \cdot dx; \tag{1.33}$$

б) *для ряда распределения:*

$$M_m = \sum_{i=1}^{n} x_i^m \cdot p_i; \tag{1.34}$$

2) *центральные моменты* (т. е. моменты относительно центра распределения; перенос начала координат в центр распределения называется *центрированием случайных величин*):

а) *для кривой распределения:*

$$M_m^0 = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} (x - x_0)^m \cdot y \cdot dx; \tag{1.35}$$

б) *для ряда распределения:*

$$M_m^0 = \sum_{i=1}^{n} (x_i - x_o)^m \cdot p_i. \tag{1.36}$$

В приведенных выражениях m — порядок (или номер) момента; x_i и p_i — значения дискретных переменных величин и их вероятностей, образующих ряд распределения; x_0 — математическое ожидание.

Начальный и центральный моменты нулевого порядка равны между собой и выражают площадь кривой распределения или суммарную вероятность ряда распределения $p = 1$:

$$M_0 = M_0^0 = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} y \cdot dx = \sum_{i=1}^{n} p_i = 1.$$

Начальный момент первого порядка дает математическое ожидание

$$M_1 = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} x \cdot y \cdot dx \text{ или } M_1 = \sum_{i=1}^{n} x_i \cdot p_i = x_0,$$

а центральный момент равен нулю:

$$M_1^0 = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} (x - x_0) \cdot y \cdot dx = \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} xy \cdot dx - \int_{x_{\min}}^{x_{\max}} x_0 y \cdot dx = x_0 - x_0 = 0.$$

Центральный момент второго порядка (второй центральный момент)

$$M_2^0 = \int_{x_{min}}^{x_{max}} (x - x_0)^2 \cdot y \cdot dx \text{ или } M_2^0 = \sum_{i=1}^{n} (x_i - x_0)^2 \cdot p_i$$

имеет наименьшую величину из всех моментов второго порядка, взятых относительно других точек, и характеризует степень разбросанности распределения случайной величины относительно ее математического ожидания. Он называется *дисперсией (рассеиванием):*

$$M_2^0 = D.$$

Дисперсия представляет собой квадрат среднего квадратического отклонения, т. е.

$$D = \sigma^2,$$

где $\sigma = \sqrt{\sum (x_i - x_0)^2 p_i}$.

Третий центральный момент (момент третьего порядка)

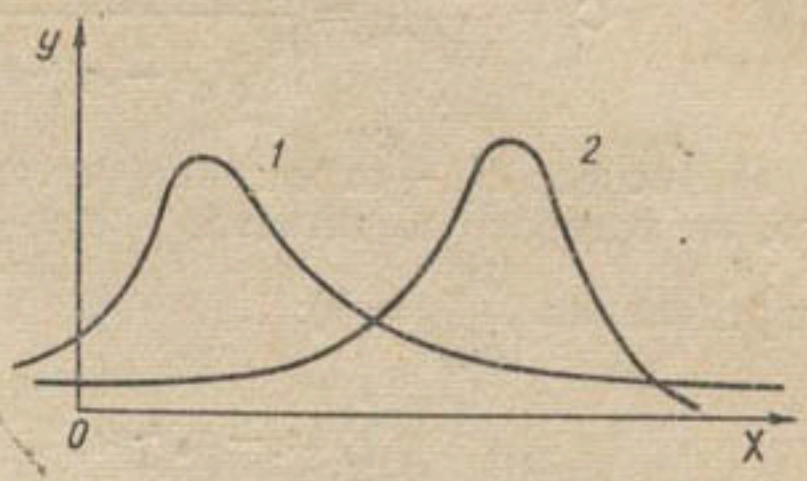


Рис. 8. Влияние третьего момента на характер кривой распределения:

1 — кривая с положительной асимметрией;
2 — кривая с отрицательной асимметрией.

$$M_3^0 = \int_{x_{min}}^{x_{max}} (x - x_0)^3 \cdot y \cdot dx \text{ или } M_3^0 = \sum_{i=1}^{n} (x_i - x_0)^3 \cdot p_i$$

характеризует асимметрию (или скошенность) распределения относительно центра распределения (рис. 8).

Четвертый центральный момент (момент четвертого порядка)

$$M_4^0 = \int_{x_{min}}^{x_{max}} (x - x_0)^4 y \cdot dx \text{ или } M_4^0 = \sum_{i=1}^{n} (x_i - x_0)^4 \cdot p_i$$

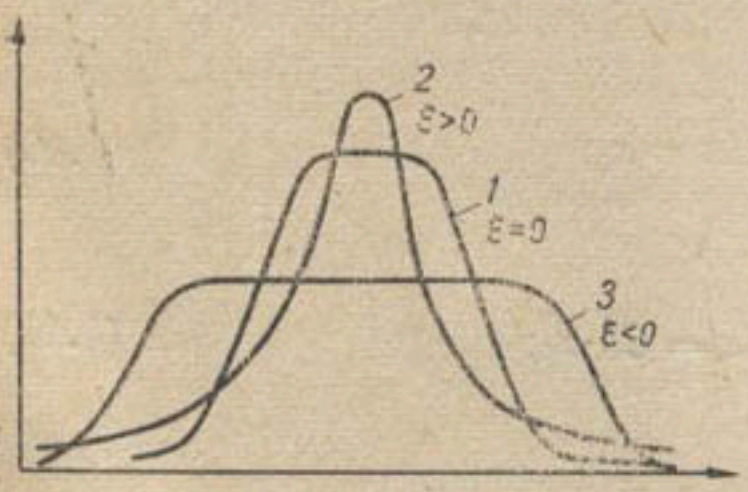


Рис. 9. Влияние четвертого момента на вид кривой распределения:

1 — кривая нормального распределения; *2* — кривая распределения при больших значениях четвертого момента; *3* — кривая распределения при малых значениях четвертого момента; *E* — величина эксцесса.

является характеристикой крутости, т. е. островершинности или плосковершинности кривой распределения (рис. 9).

При определении параметров теоретической кривой распределения, принятой для выражения распределения статистического материала методом моментов, выгодно использовать не сами моменты (имеющие размерность), а получаемые из них безразмерные величины.

а) Коэффициент вариации C_v — отношение корня квадратного из второго центрального момента, имеющего размерность квадрата к начальному моменту первого порядка:

$$C_v = \frac{\sqrt{M_2^0}}{M_1} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^2 \cdot p_i}}{x_0} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^2}{x_0^2 \cdot n}}. \quad (1.37)$$

б) Коэффициент асимметрии C_s — отношение третьего центрального момента, имеющего размерность куба, ко второму центральному моменту в степени $^3/_2$:

$$C_s = \frac{M_3^0}{(M_2^0)^{3/2}} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^3 p_i}{\left[\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^2 \cdot p_i\right]^{3/2}} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^3}{C_v^3 \cdot x_0^3 \cdot n}. \quad (1.38)$$

в) Эксцесс E_x — отношение четвертого момента к квадрату второго, из которого вычитается число три (так как для нормального распределения $\frac{M_4^0}{(M_2^0)^2} = 3$):

$$E_x = \frac{M_4^0}{(M_2^0)^2} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^4 \cdot p_i}{\left(\sum_{i=1}^{n}(x - x_0)^2 \cdot p_i\right)^2} - 3 = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^4}{C_v^4 \cdot x_0^4} - 3. \quad (1.39)$$

Во всех приведенных выражениях вероятность дискретных переменных случайных величин x_i принята $p_i = \frac{1}{n}$, что соответствует случаю, когда каждое значение x_i наблюдается один раз. При большом объеме статистического материала, чтобы упростить вычисления, ряд распределения разбивают на интервалы по величинам x_i и для каждого интервала определяют среднюю величину x_i с вероятностью $p_i = \frac{n_i}{n}$, где n_i число значений величины x_i в пределах интервала. При этом для определения C_v, C_s и E_x выражение

$\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^m$ заменяют на $\sum_{i=1}^{n}(x_i - x_0)^m \cdot n_i$.

Для определения параметров принятой кривой распределения имеем следующие уравнения:

$$\int_{x_{min}}^{x_{max}} x \cdot y \cdot dx = x_0; \quad (1.40)$$

$$\int_{x_{min}}^{x_{max}} (x - x_0)^2 \, y \cdot dx = C_v^2 \cdot x_0^2; \quad (1.41)$$

$$\int_{x_{min}}^{x_{max}} (x - x_0)^3 \, y \cdot dx = C_s \cdot C_v^3 \cdot x_0^3; \quad (1.42)$$

$$\int_{x_{min}}^{x_{max}} (x - x_0)^4 \, y \cdot dx = (E_x + 3) \cdot C_v^4 \cdot x_0^4, \quad (1.43)$$

которые после выполнения операций интегрирования дают возможность выразить их значения через x_0, C_v, C_s и E_x. Поэтому, вычислив значения x_0, C_v, C_s и E_x для ряда распределения статистического материала по выражениям (25, 26 и 27), легко построить его теоретическую кривую распределения.

В частности, для уравнения кривой распределения Пирсона III типа, получаемого интегрированием следующего частного вида уравнения (1.32) (при $b_0 = -\frac{d_1}{\gamma}$; $b_1 = -\frac{1}{\gamma}$; $b_2 = d = 0$):

$$\frac{1}{y} \cdot \frac{dy}{dx} = -\frac{\gamma x}{d_1 + x}. \tag{1.44}$$

Параметры γ и d_1 можно определить по выражениям

$$\gamma = \frac{2}{C_v \cdot C_s}, \tag{1.45}$$

$$d_1 = \frac{(4 - C_s^2) \cdot C_v}{2C_s}. \tag{1.46}$$

Модальная же ордината этой кривой

$$y_0 = \frac{n \cdot p^{p+1}}{d \cdot e^p \cdot \Gamma(p+1)}, \tag{1.47}$$

где

$$p = \frac{4}{C_s^2} - 1;$$

$\Gamma(p+1)$ — интеграл Эйлера второго рода.

Дифференциальное уравнение (1.44) можно получить, распространяя биномиальный закон распределения (1.19) на случай непрерывных случайных величин. Поэтому кривую распределения Пирсона III типа чаще называют *биномиальной кривой распределения* и считают теоретически наиболее обоснованной.

Биномиальная кривая распределения широко применяется в практике гидрологических расчетов. Она отличается от других типов кривых распределения наибольшей простотой и общедоступностью в расчетах, а построенные с ее помощью теоретические кривые обеспеченности хорошо совпадают с эмпирическим распределением натурных гидрологических величин.

Функция распределения этой кривой при расположении координат в начале кривой имеет выражение:

$$F(x) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \int_x^\infty x^{\alpha-1} e^{-\beta x}\, dx, \tag{1.48}$$

где $\alpha = \frac{4M_2^3}{M_3^2}$, $\beta = \frac{2M_2}{M_3}$; $\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty z^{\alpha-1} e^{-z}\, dz$ — гамма-функция или интеграл Эйлера второго рода (причем $z = \beta \cdot x$).

Поскольку в выражение (1.48) входит гамма-функция, биномиальное распределение называют также *гамма-распределением.*

Фостер, выражая обеспеченность в процентах, а параметры функции распределения через безразмерные коэффициенты C_v и C_s, привел ее к виду:

$$p = \varphi\left(C_s; \frac{x - x_0}{x_0 C_v}\right),$$

откуда:

$$\frac{x - x_0}{x_0 \cdot c_v} = \Phi\,(p; c_s)$$

или

$$x = x_0\,(1 + c_v \cdot \Phi_p). \qquad (1.49)$$

Для определения значений функции $\Phi_p = \Phi\,(p;\ C_s)$ Фостер составил специальную таблицу, уточненную и дополненную С. И. Рыбкиным (табл. 5).

Кроме кривых распределения Пирсона, имеются кривые распределения шведского математика Шарлье, выдающихся советских гидрологов Крицкого и Менкеля и др.

Все эти кривые содержат то или иное число параметров, для определения значения которых используется метод моментов и вытекающие из него коэффициенты C_v, C_S и E_x, которые можно рассматривать как универсальные характеристики кривых распределения.

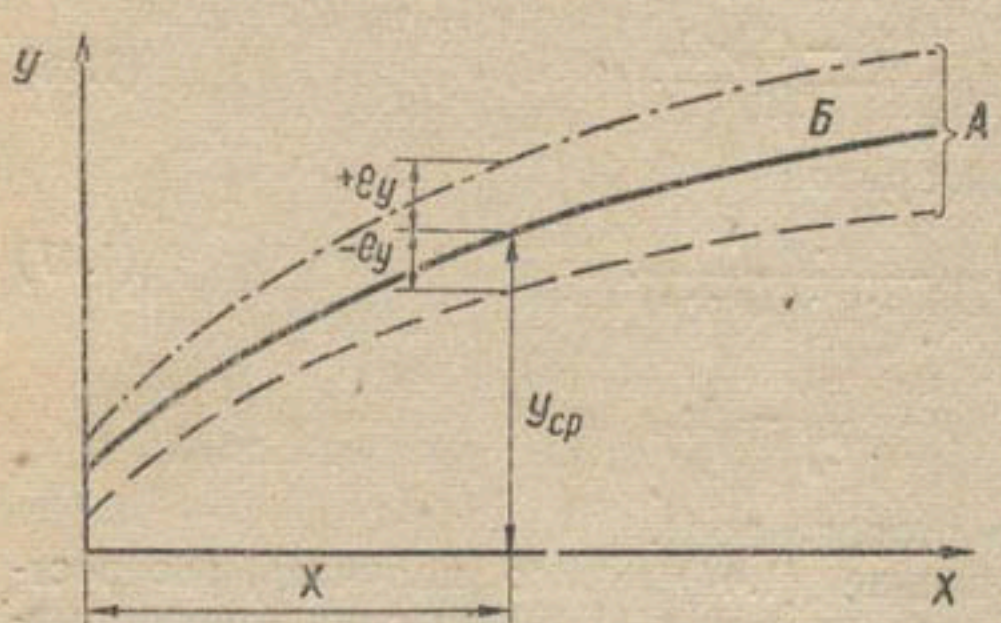


Рис. 10. Зависимость между случайными переменными величинами:
А — полоса возможных значений *y*; *Б* — линия средних значений.

При выполнении гидрологических расчетов, кроме законов распределения случайных величин, большой практический интерес представляют зависимости между системами случайных величин, изучаемые специальным разделом теории вероятностей — *теорией корреляции.*

Эти зависимости отличаются от обычных *функциональных зависимостей,* подразумевающих жесткую связь между зависимыми величинами. Они являются более общим типом зависимостей (вероятностной зависимостью, позволяющей, зная значения x, указать только закон распределения зависящей от нее величины y и вероятные пределы изменения последней при данном конкретном значении x). Поэтому вероятностная зависимость между двумя переменными представляет собой некоторую полосу (область точек), причем каждому значению абсциссы x соответствует бесконечное число значений y в пределах $y_{ср} \pm e_y$, где $y_{ср}$ — некоторые средние значения: e_y — предельные отклонения y от среднего значения (рис. 10). Чем меньше величина e_y, тем у́же полоса и больше „теснота" связи.

Функциональные зависимости являются предельным случаем вероятностных.

Теория корреляции, изучающая вероятностные зависимости между системами случайных величин (называемые *корреляционными связями)*, занимается:

а) отысканием математической зависимости:

$$y = f\,(x_1;\ x_2 \ldots\ x_n),$$

наиболее близко соответствующей данному фактическому материалу;

б) определением вероятности предполагаемой корреляционной связи;

Таблица 5

Отклонение ординат биномиальной кривой обеспеченности (по Фостеру — Рыбкину) Φ_p от середины при $x_{ср} = 1$ и $C_v = 1$

C_s	Обеспеченность в процентах																					C_s
	0,01	0,1	0,5	1	2	3	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99	99,9	
0,0	3,72	3,09	2,58	2,38	2,06	1,88	1,64	1,28	0,84	0,67	0,52	0,25	—0,00	—0,25	—0,52	—0,67	—0,84	—1,28	—1,64	—1,88	—2,33	—3,09	0,0
0,1	3,94	3,23	2,67	2,40	2,11	1,92	1,67	1,29	0,84	0,66	0,51	0,24	—0,02	—0,27	—0,53	—0,68	—0,85	—1,27	—1,61	—1,84	—2,25	—2,95	0,1
0,2	4,16	3,38	2,76	2,47	2,16	1,96	1,70	1,30	0,83	0,65	0,50	0,22	—0,03	—0,28	—0,55	—0,69	—0,85	—1,26	—1,58	—1,79	—2,18	—2,81	0,2
0,3	4,38	3,52	2,86	2,54	2,21	2,00	1,72	1,31	0,82	0,64	0,48	0,20	—0,05	—0,30	—0,56	—0,70	—0,85	—1,24	—1,55	—1,74	—2,10	—2,67	0,3
0,4	4,61	3,66	2,95	2,61	2,26	2,04	1,75	1,32	0,82	0,63	0,47	0,19	—0,07	—0,31	—0,57	—0,71	—0,85	—1,23	—1,52	—1,70	—2,03	—2,54	0,4
0,5	4,83	3,81	3,04	2,68	2,31	2,08	1,77	1,32	0,81	0,62	0,46	0,17	—0,08	—0,33	—0,58	—0,71	—0,85	—1,22	—1,49	—1,66	—1,96	—2,40	0,5
0,6	5,05	3,96	3,13	2,75	2,35	2,12	1,80	1,33	0,80	0,61	0,44	0,16	—0,10	—0,34	—0,59	—0,72	—0,85	—1,20	—1,45	—1,61	—1,88	—2,27	0,6
0,7	5,28	4,10	3,22	2,82	2,40	2,15	1,82	1,33	0,79	0,59	0,43	0,14	—0,12	—0,36	—0,60	—0,72	—0,85	—1,18	—1,42	—1,57	—1,81	—2,14	0,7
0,8	5,50	4,24	3,31	2,89	2,45	2,18	1,84	1,34	0,78	0,58	0,41	0,12	—0,13	—0,37	—0,60	—0,73	—0,86	—1,17	—1,38	—1,52	—1,74	—2,02	0,8
0,9	5,73	4,38	3,40	2,96	2,50	2,22	1,86	1,34	0,77	0,57	0,40	0,11	—0,15	—0,38	—0,61	—0,73	—0,85	—1,15	—1,35	—1,47	—1,66	—1,90	0,9
1,0	5,96	4,53	3,49	3,02	2,54	2,25	1,88	1,34	0,76	0,55	0,38	0,09	—0,16	—0,39	—0,62	—0,73	—0,85	—1,13	—1,32	—1,42	—1,59	—1,79	1,0
1,1	6,18	4,67	3,58	3,09	2,58	2,28	1,89	1,34	0,74	0,54	0,36	0,07	—0,18	—0,41	—0,62	—0,74	—0,85	—1,10	—1,28	—1,38	—1,52	—1,68	1,1
1,2	6,41	4,81	3,66	3,15	2,62	2,31	1,91	1,34	0,73	0,52	0,35	0,05	—0,19	—0,42	—0,63	—0,74	—0,84	—1,08	—1,24	—1,33	—1,45	—1,58	1,2
1,3	6,64	4,95	3,74	3,21	2,67	2,34	1,92	1,34	0,72	0,51	0,33	0,04	—0,21	—0,43	—0,63	—0,74	—0,84	—1,06	—1,20	—1,28	—1,38	—1,48	1,3
1,4	6,87	5,09	3,83	3,27	2,71	2,37	1,94	1,34	0,71	0,49	0,31	0,02	—0,22	—0,44	—0,64	—0,73	—0,83	—1,04	—1,17	—1,23	—1,32	—1,39	1,4
1,5	7,09	5,23	3,91	3,33	2,74	2,39	1,95	1,33	0,69	0,47	0,30	0,00	—0,24	—0,45	—0,64	—0,73	—0,82	—1,02	—1,13	—1,19	—1,26	—1,31	1,5
1,6	7,31	5,37	3,99	3,39	2,78	2,42	1,96	1,33	0,68	0,46	0,28	—0,02	—0,25	—0,46	—0,64	—0,73	—0,81	—0,99	—1,10	—1,14	—1,20	—1,24	1,6
1,7	7,54	5,50	4,07	3,44	2,82	2,44	1,97	1,32	0,66	0,44	0,26	—0,03	—0,27	—0,47	—0,64	—0,72	—0,81	—0,97	—1,06	—1,10	—1,14	—1,17	1,7
1,8	7,76	5,64	4,15	3,50	2,85	2,46	1,98	1,32	0,64	0,42	0,24	—0,05	—0,28	—0,48	—0,64	—0,72	—0,80	—0,94	—1,02	—1,06	—1,09	—1,11	1,8
1,9	7,98	5,77	4,23	3,55	2,88	2,49	1,99	1,31	0,63	0,40	0,22	—0,07	—0,29	—0,48	—0,64	—0,72	—0,79	—0,92	—0,98	—1,01	—1,04	—1,05	1,9
2,0	8,21	5,91	4,30	3,60	2,91	2,51	2,00	1,30	0,61	0,39	0,20	—0,08	—0,31	—0,49	—0,64	—0,71	—0,78	—0,90	—0,95	—0,97	—0,99	—1,00	2,0
2,1	—	6,06	4,38	3,65	2,94	2,53	2,00	1,29	0,60	0,38	0,19	—0,10	—0,32	—0,49	—0,64	—0,70	—0,77	—0,87	—0,92	—0,94	—0,95	—0,95	2,1
2,2	—	2,20	4,45	3,70	2,97	2,55	2,01	1,28	0,58	0,37	0,17	—0,11	—0,33	—0,49	—0,63	—0,69	—0,75	—0,85	—0,89	—0,90	—0,90	—0,91	2,2
2,3	—	6,34	4,53	3,75	3,00	2,56	2,01	1,27	0,56	0,35	0,15	—0,12	—0,34	—0,49	—0,62	—0,68	—0,73	—0,82	—0 85	—0,86	—0,87	—0,87	2,3
2,4	—	6,47	4,60	3,79	3,03	2,57	2,01	1,25	0,54	0,33	0,13	—0,14	—0,35	—0,50	—0,62	—0,66	—0,72	—0,79	—0,82	—0,83	—0,83	—0,83	2,4
2,5	—	6,60	4,66	3,83	3,06	2,58	2,01	1,24	0,53	0,32	0,12	—0,15	—0,36	—0,50	—0,61	—0,65	—0,70	—0,77	—0,79	—0,80	—0,80	—0,80	2,5
2,6	—	6,73	4,73	3,87	3,09	2,59	2,01	1,23	0,51	0,20	0,10	—0,17	—0,37	—0,50	—0,60	—0,64	—0,68	—0,74	—0,76	—0,76	—0,77	—0,77	2,6
2,7	—	6,86	4,80	3,91	3,12	2,60	2,01	1,21	0,49	0,28	0,08	—0,18	—0,38	—0,50	—0,60	—0,63	—0,67	—0,72	—0,73	—0,74	—0,74	—0,74	2,7
2,8	—	6,99	4,87	3,95	3,15	2,61	2,02	1,20	0,47	0,27	0,06	—0,20	—0,38	—0,50	—0,59	—0,62	—0,65	—0,70	—0,71	—0,71	—0,71	—0,71	2,8
2,9	—	7,12	4,94	3,99	3,18	2,62	2,02	1,19	0,45	0,26	0,04	—0,21	—0,39	—0,50	—0,58	—0,61	—0,64	—0,67	—0,68	—0,69	—0,69	—0,69	2,9
3,0	—	7,25	5,00	4,02	3,20	2,63	2,02	1,18	0,42	0,25	0,03	—0,23	—0,40	—0,50	—0,57	—0,60	—0,62	—0,65	—0,66	—0,67	—0,67	—0,67	3,0

в) определением вероятной ошибки в вычислениях y по найденному уравнению.

Математическая зависимость $y = f(x_1;\ x_2\ \ldots\ \ldots\ x_n)$ называется уравнением регрессии переменной y на переменные $x_1;\ x_2\ \ldots\ \ldots\ x_n$. Функциональное выражение для этого уравнения обычно выбирают в каждом конкретном случае на основании исследования задачи или явления по существу. Так, например, в случае корреляции между двумя переменными, накладывая на график точки соответствующих значений y и x, можно наметить кривую, наиболее удачно проходящую между этими точками, и подобрать для нее уравнение. Для выбора уравнения регрессии может быть использована также физическая закономерность явления или соображения размерности.

Теория корреляции в основном дает методы определения параметров выбранного уравнения регрессии, основой которых является *метод наименьших квадратов.* По числу связуемых величин различают корреляционную связь между двумя переменными и связь между несколькими (тремя и больше) переменными. По характеру же функции, выражающей уравнения регрессии, корреляционную связь разделяют на линейную (прямая линия при двух переменных, плоскость в случае трех переменных) и криволинейную.

Простейший вид линейной связи — уравнение прямой регрессии между двумя переменными:

$$y = ax + b. \tag{1.50}$$

В теории корреляции доказывается, что эта прямая должна проходить через точку с координатами $x_0 = \frac{\sum_1^n x_i}{n}$ и $y_0 = \frac{\sum_1^n y_i}{n}$, представляющими математическое ожидание (среднеарифметическое) связуемых n величин x_i и y_i. Поэтому уравнение прямой регрессии можно написать в виде:

$$y - y_0 = \rho_{yx}(x - x_0), \tag{1.51}$$

где $\rho_{yx} = a$ — угловой коэффициент прямой (тангенс угла ее наклона к оси x), называемый *коэффициентом регрессии* y на x.

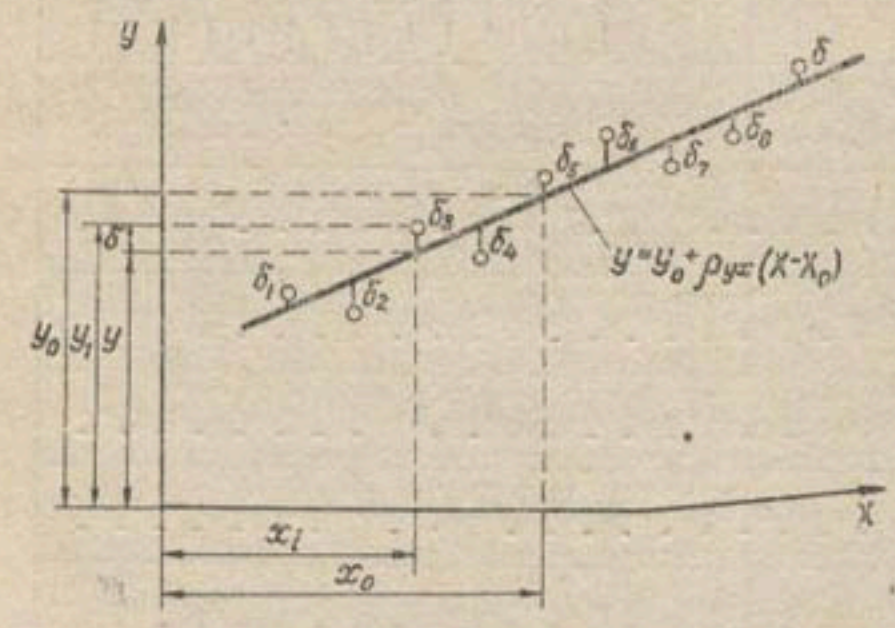


Рис. 11. Расчетная схема к определению коэффициента регрессии ρ_{yx}: $\delta = y_i - y$

Нанесем на график связуемые точки с координатами x_i, y_i и, определив значения x_0 и y_0, будем поворачивать прямую регрессии вокруг точки x_0, y_0 до положения, при котором сумма квадратов расстояний прямой от натурных точек по направлению оси ординат будет наименьшей (рис. 11).

Математически это выразится условием:

$$\frac{d\sum(y_i - y)^2}{d\rho_{yx}} = 0, \tag{1.52}$$

где y — ординаты прямой регрессии, соответствующие значениям абсциссы $x = x_i$, т. е.

$$y = y_0 + \rho_{yx}(x_i - x_0).$$

Следовательно:

$$\sum_1^n (y_i - y)^2 = \sum_1^n [y_i - y_0 - \rho_{yx}(x_i - x_0)]^2 =$$

$$= \sum_1^n [(y_i - y_0)^2 - 2\rho_{yx}(y_i - y_0)(x_i - x_0) + \rho_{yx}^2 (x_i - x_0)^2] =$$

$$= \sum_1^n (y_i - y_0)^2 - 2\rho_{yx} \sum_1^n (y_i - y_0)(x_i - x_0) + \rho_{yx}^2 \sum_1^n (x_i - x_0)^2.$$

Тогда:

$$\frac{d\sum_1^n (y_i - y)^2}{d\rho_{yx}} = -2\sum_1^n (y_i - y_0)(x_i - x_0) + 2\rho_{yx}\sum_1^n (x_i - x_0)^2 = 0.$$

Откуда:

$$\rho_{yx} = \frac{\sum_1^n (y_i - y_0)(x_i - x_0)}{\sum_1^n (x_i - x_0)^2}. \qquad (1.53)$$

Уравнение регрессии можно написать также в виде:

$$x - x_0 = \rho_{xy}(y - y_0), \qquad (1.54)$$

где ρ_{xy} — угловой коэффициент (тангенс угла наклона прямой регрессии к оси ординат), называемый *коэффициентом регрессии x на y*.

Чтобы определить значение ρ_{xy}, повернем прямую регрессии вокруг точек x_0, y_0 до такого положения, при котором сумма квадратов расстояний прямой от натурных точек в направлении оси абсцисс будет наименьшей (рис. 12).

Тогда из условия:

$$\frac{d\sum_1^n (x_i - x)^2}{d\rho_{yx}} = 0,$$

так как

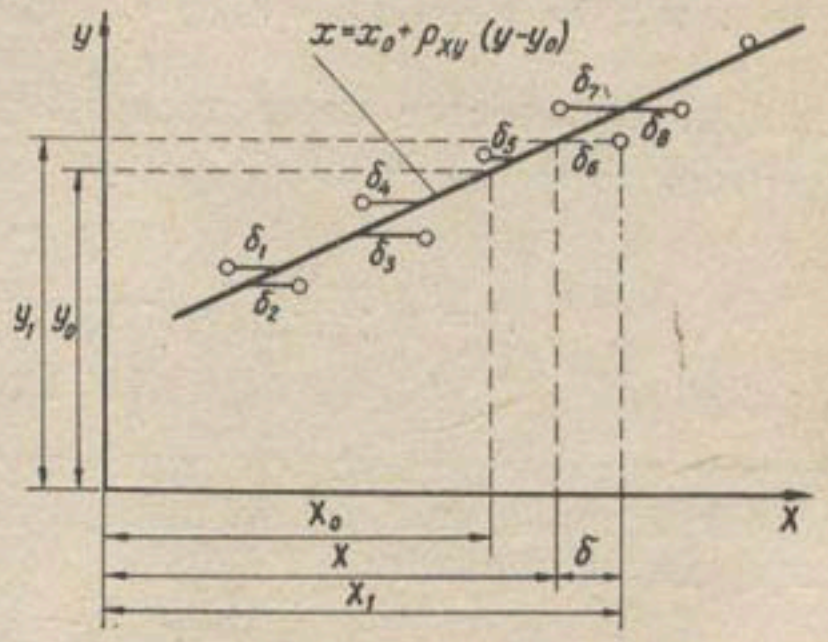


Рис. 12. Расчетная схема к определению коэффициента регрессии ρ_{yx}; $\delta = x_i - x_1$

$$\sum_1^n (x_i - x)^2 = \sum_1^n (x_i - x_0)^2 - 2\rho_{xy}\sum_1^n (x_i - x_0)(y_i - y_0) + \rho_{xy}^2 \sum_1^n (y_i - y_0)^2,$$

получим:

$$\rho_{xy} = \frac{\sum_1^n (x_i - x_0)(y_i - y_0)}{\sum_1^n (y_i - y_0)^2} \qquad (1.55)$$

Произведение полученных значений коэффициентов регрессий будет:

$$\rho_{xy}\cdot\rho_{yx}=\frac{\left[\sum_1^n (y_i-y_0)(x_i-x_0)\right]^2}{\sum_1^n (x_1-x_0)^2\cdot\sum_1^n (y_i-y_0)^2}\neq 1.$$

Как известно, в случае функциональной зависимости

$$y-y_0=a(x-x_0),$$

$$x-x_0=\frac{1}{a}(y-y_0),$$

т. е. произведение угловых коэффициентов равно 1.

Так как произведение коэффициентов регрессии не равно единице, то прямые регрессии, выражаемые уравнениями:

$$y-y_0=\rho_{yx}(x-x_0);$$
$$x-x_0=\rho_{xy}(y-y_0),$$

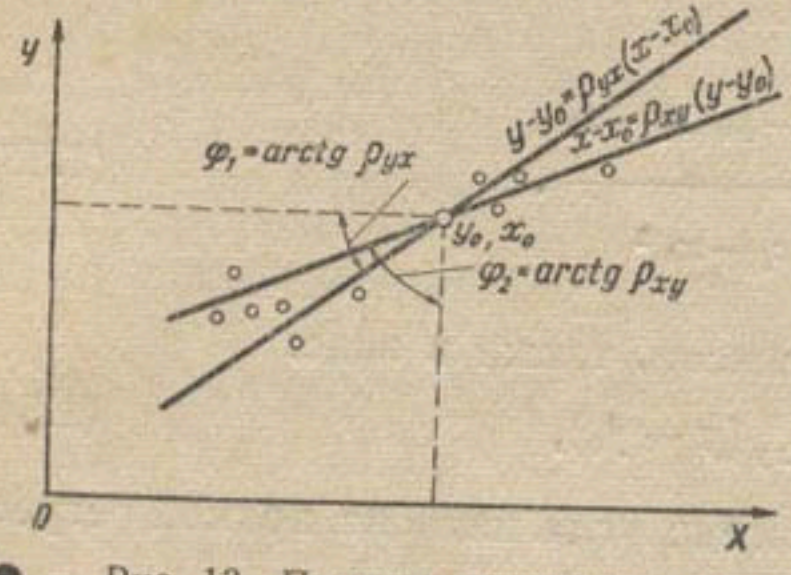


Рис. 13. Прямые регрессии y на x и x на y при $\rho_{yx}=\rho_{xy}\neq 1$.

не совпадают и, проходя через одну и ту же точку $(x_0; y_0)$, образуют между собой некоторый угол (рис. 13), величина которого тем больше, чем значительнее произведение $\rho_{yx}\cdot\rho_{xy}$ отличается от единицы (при $\rho_{yx}\cdot\rho_{xy}\leftarrow=1$ обе прямые сливаются в одну и связь превращается в функциональную).

Следовательно, величина произведения $\rho_{yx}\cdot\rho_{xy}$ определяет тесноту связи. Однако в теории корреляции в качестве меры тесноты связи принимается так называемый *коэффициент корреляции:*

$$r=\sqrt{\rho_{yx}\cdot\rho_{xy}}=\frac{\sum_1^n (y_i-y_0)(x_i-x_0)}{\sqrt{\sum_1^n (x_i-x_0)^2\sum (y_i-y_0)^2}},\qquad (1.56)$$

причем связь считается достаточно тесной, если $r\geqslant 0{,}5$. Коэффициенты регрессии могут быть выражены через коэффициент корреляции следующим образом:

$$\rho_{xy}=r\frac{\sigma_y}{\sigma_x};\quad \rho_{xy}=r\frac{\sigma_x}{\sigma_y},\qquad (1.57)$$

где $\sigma_y=\sqrt{\sum (y_i-y_0)^2}$; $\sigma_x=\sqrt{\sum (x_i-x_0)^2}$ — средние квадратические отклонения связуемых величин y_i и x_i от средних значений.

В теории корреляции доказывается, что вероятные ошибки коэффициента корреляции и коэффициента регрессии, считая распределение случайных величин близким к нормальному закону распределения, могут определяться по формулам:

$$E_0(r)=0{,}674\frac{1-r^2}{\sqrt{n}},\qquad (1.58)$$

$$E_0(\rho_{yx})=0{,}674\frac{\sigma_y}{\sigma_x}\sqrt{\frac{1-r^2}{n-1}},\qquad (1.59)$$

где n — число связуемых величин x или y.

Уравнение прямой регрессии с учетом ошибки будет:

$$y = y_0 + \rho_{yx}(x - x_0) \pm 0{,}674\,\sigma_y\sqrt{1 - r^2}. \qquad (1.60)$$

Условием надежности связи принимается условие одинаковых знаков предельных значений коэффициентов корреляции r_{max} и r_{min}, определяемых, исходя из предельной ошибки, равной четырехкратной вероятной.

В случае $r > 0$ это условие дает

$$r_{max} = r + 4E_0(r) > 0;$$
$$r_{min} = r - 4E_0(r) > 0,$$

откуда:

$$r > 0{,}74\left(\sqrt{n + 1{,}82} - \sqrt{n}\right). \qquad (1.61)$$

Линейная корреляция между тремя переменными y_1, x_1 и x_2 выражается уравнением

$$y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2, \qquad (1.62)$$

коэффициенты которого определяются по методу наименьших квадратов из условия

$$\sum [y_i - (a_0 + a_1x_{1i} + a_2 \cdot x_{2i})]^2 = \min.$$

При этом мерой тесноты связи является *коэффициент двойной корреляции*

$$R = \sqrt{\frac{r_{01}^2 + r_{02}^2 - 2r_{01} \cdot r_{02} \cdot r_{12}}{1 - r_{12}^2}}, \qquad (1.63)$$

где r_{01}; r_{02} и r_{12} — коэффициенты корреляции между y и x_1; y и x_2; x_1 и x_2, вычисляемые по выражению (1.36) для линейной связи между указанными парами переменных.

Линейная корреляция при большом числе переменных носит еще более сложный характер.

Решение задачи при помощи криволинейной корреляции включает: а) подбор наиболее подходящего уравнения регрессии и б) вычисление параметров этого уравнения методом наименьших квадратов (иногда применяется и метод моментов).

Вид уравнения регрессии должен вытекать из самой сущности зависимости между переменными, причем тип уравнения часто легко установить по расположению точек, нанесенных на прямоугольную сетку координат. Во многих случаях кривую уравнения $y = f(x)$ можно преобразовать в прямую, если откладывать по осям координат вместо x и y некоторые функции (например, $\lg x$ и $\lg y$); при этом удобно пользоваться логарифмической бумагой.

Большое распространение получило выражение уравнения регрессии в форме параболы:

$$y = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \ldots\ \ldots\ a_px_p^n. \qquad (1.64)$$

Значение параметров определяют из условия

$$\sum (y_i - a_0 - a_1x_i - a_2x_i^2 \ldots\ \ldots\ \ldots - a_px_i^p)^2 = \min,$$

беря производные левой части по отдельным параметрам и приравнивая их к нулю.

Наличие криволинейной связи проверяют при помощи *корреляционного отношения,* выражающего меру тесноты связи между двумя переменными при нелинейной зависимости между ними.

Корреляционное отношение определяют по выражению

$$\rho_y = \sqrt{1 - \left(\frac{\sigma'_y}{\sigma_y}\right)^2}, \qquad (1.65)$$

где σ'_y — среднее квадратическое отклонение эмпирических точек от принятой функциональной кривой связи;

σ_y — среднее квадратическое отклонение членов ряда от среднеарифметической величины.

Корреляционное отношение отличается от коэффициента корреляции тем, что для данной совокупности значений x и y его значение зависит от вида принятой корреляционной кривой, а также от того, какая из рассматриваемых переменных принята за независимую. Поэтому его обычно отличают индексами [ρ_y — корреляционное отношение в случае $y = f(x)$; ρ_x — в случае $x = f(y)$].

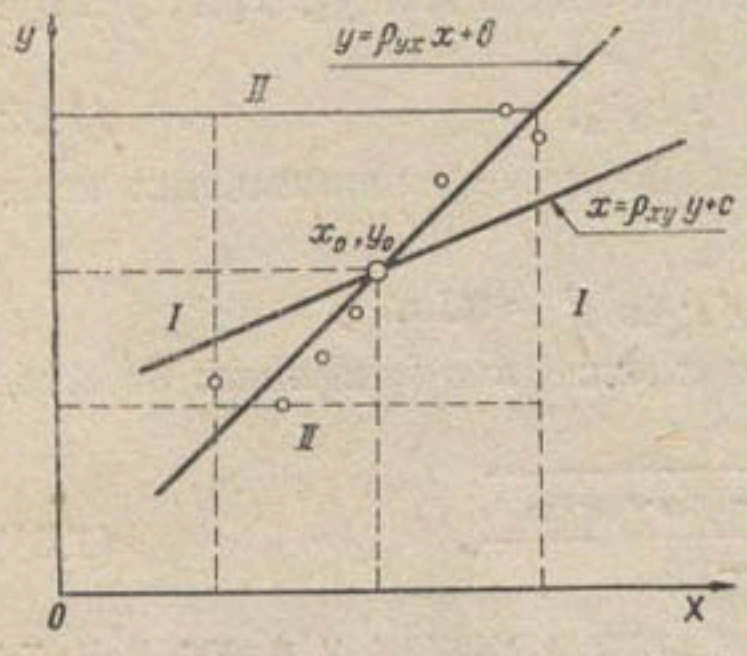


Рис. 14. Границы надежной связи уравнений регрессии:
I—I— для уравнения $y=\rho_{yx} \cdot x+в$; $в=y_0-\rho_{yx} \cdot x_0$);
II—II— для уравнения $x=\rho_{xy} \cdot y+c$; $c=x_0-\rho_{xy} \cdot y_0$.

Связь считается доказанной, если $\rho > 0$.

Вообще $\rho > (r)$, причем величина $\varsigma = \rho^2 - r^2$ называется *критерием линейности*.

В инженерных гидрологических расчетах наиболее распространены линейные корреляционные связи (главным образом линейная корреляция между двумя переменными). Эти связи используются для прогнозных расчетов (например, для определения вероятных расходов воды в реке летом, зная запасы снега в горах), а также для продления рядов наблюденных среднегодовых расходов по данным более длинного ряда метеорологических наблюдений за осадками в бассейне рассматриваемой реки.

Корреляционные связи применяют для установления зависимости только между величинами, имеющими определенную причинную связь (например, расходы реки и осадки в бассейне этой реки, расходы двух рек, бассейны которых находятся в одинаковых климатических условиях). При этом полученные уравнения регрессии считаются достаточно надежными только в пределах границ тех натурных точек, на основе которых эти уравнения составлены (рис. 14). Экстраполяция уравнений регрессии за границы этих точек может давать существенные погрешности.

ГЛАВА II.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ СТОКА

§ 5. КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ И ЗНАЧЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ОБРАЗОВАНИИ СТОКА

Жидкий речной сток—одна из составляющих круговорота непрерывной замкнутой циркуляции воды на земном шаре. Испаряясь с поверхности Мирового океана, водных объектов суши и почвы, пары воды поступают в атмосферу и, охлаждаясь в верхних слоях, выпадают на поверхность океана и суши в виде осадков. Так совершается влагообмен между гидросферой и атмосферой. Общее количество воды, испаряющейся с поверхности океана и суши за год, составляет около 472 тыс. $км^3$, в том числе с поверхности океана 407 тыс. $км^3$ (86%) и суши—65 тыс. $км^3$ (14%). Осадков на поверхность океана выпадает 370 тыс. $км^3$ (на 37 тыс. $км^3$ меньше), а на поверхность суши—102 тыс. $км^3$ (на 37 тыс. $км^3$ больше) испаряющегося с них количества воды. Эта разница представляет собой объем годового стока рек, посредством которого избыток влаги, выпадающей на суше, возвращается в Мировой океан.

Замкнутый циркуляционный процесс, состоящий из циклов: 1) испарение с поверхности океанов; 2) перенос влаги на сушу (материк); 3) выпадение осадков на поверхность суши и 4) стекание выпавших осадков по руслам рек обратно в океан—получил название *большого, или внешнего круговорота воды на земном шаре*. Кроме того, совершаются малый океанический и внутриматериковый круговороты, состоящие из двух циклов: испарение и осадки. Наряду с переносом влаги воздушными течениями с океана на сушу частично наблюдается обратный перенос ее с суши на океан. Поэтому избыток осадков над испарением на суше, образующий речной сток, является результатом взаимного обмена атмосферной влагой между океанами и континентами. Таким образом, круговорот воды на земном шаре — очень сложный процесс (рис. 15), в котором участвует 472 тыс. $км^3$ воды в год, или около 0,02% ее запасов. Так как в атмосфере содержится 12,3 тыс. $км^3$ воды, то в течение года круговорот повторяется 38 раз, средняя продолжительность одного круга 9,6 суток.

Круговорот воды на земном шаре выражают уравнениями водного баланса:

$$\begin{aligned} Z_0 &= X_0 + Y; \\ Z_c &= X_c - Y; \\ Z_0 + Z_c &= X_0 + X_c, \end{aligned} \qquad (2.1)$$

где Z_0 и Z_c — объемы воды, испаряющейся за год с поверхности океана и суши;

X_0 и X_c — объемы воды, выпадающей за год на поверхность океана и суши;

Y — объем жидкого стока рек за год.

Речной сток образуется из осадков, принесенных извне (так называемых *адвективных),* а также из местных осадков, выпадающих за счет местного испарения.

Отношение общей суммы осадков к количеству осадков внешнего (адвективного) происхождения называется *коэффициентом влагооборота.* Для Европейской территории СССР он составляет 1,13, а для Средней Азии—около 1,10.



Рис. 15. Схема круговорота воды в природе:

1 — испарение с поверхности океана; *2* — осадки на поверхности океана; *3* — осадки на поверхности суши; *4* — испарение с поверхности суши; *5* — поверхностный и подземный сток в реку; *6* — речной сток в океан (бессточное море); *7* — подземный сток в океан (бессточное море); *8* — влагообмен между сушей и океаном через атмосферу.

Избыток влаги, принесенной с океана, возвращается обратно в океан в виде речного стока только с периферической части суши. Эта часть занимает 78,5% площади суши (116,8 млн. $км^2$) и образует два склона—Тихоокеанский (67,4 млн. $км^2$) и Атлантический (49,4 млн. $км^2$), разделяемые так называемым *главным водоразделом земли.* Реки, стекающие с Тихоокеанского склона (Амур, Янцзы, Ганг и др.), впадают в Тихий и Индийский океаны и сообщающиеся с ними моря, а стекающие с Атлантического склона (Амазонка, Миссисипи, Конго, Нил, Обь, Енисей, Лена и др.) — в Атлантический и Северный Ледовитый океаны, Средиземное, Балтийское, арктические и другие моря.

Часть суши, расположенная внутри материков (около 32 млн. $км^2$) образует *бессточные области.* Стекающая по их поверхности вода поступает в водоемы, не сообщающиеся с океаном. К бессточным областям относятся: Арало-Каспийская низменность (бассейн Каспийского и Аральского морей и оз. Балхаш), Сахара, Аравийская и Центрально-Австралийская пустыни.

Объем стока рек Атлантического склона, занимающего 45% площади суши, составляет 57% всего объема речного стока; Тихоокеанского склона (33% площади)—более 40%; бессточных областей (22% площади)—около 2%. При этом объем стока Арало-Каспийской бессточной области составляет более половины (425 $км^3$ в год) общего объема стока бессточных областей, хотя она занимает лишь 15% их общей площади.

Круговорот в бессточных областях отличается тем, что влага, поступающая на их территорию в виде адвективных осадков, возвращается обратно в океан путем переноса ее после испарения с поверхности воздушными течениями. Часть этой влаги по пути к океану может выпасть в виде осадков над территорией периферической части суши и вернуться в виде стока рек этой территории.

В качестве примера рассмотрим круговорот в Средней Азии. Средняя Азия занимает южную часть Арало-Каспийской бессточной области и расположена в центре Азиатского материка, примерно на равном (около 4000 *км*) расстоянии от Атлантического и Тихого океанов и на расстоянии около 2000 *км* от арктических морей.

Высокие горные хребты Гиндукуша преграждают доступ в Среднюю Азию воздушным течениям с более близкого Индийского океана. Основную массу влаги на ее территорию приносят воздушные течения, поступающие с запада, с Атлантического океана и Средиземного моря (западный перенос влаги—закон для северного полушария). По В. Л. Шульцу, воздушные течения проносят над территорией Средней Азии за год в среднем 2717 $км^3$ влаги, из которой осадков выпадает всего 448 $км^3$ (18%). Осадки, выпадающие за счет местного испарения, составляют 41—43 $км^3$ в год (8—9% общего количества осадков), а суммарный годовой сток рек Средней Азии—в среднем 155 $км^3$ (31,5%).

Этот сток образуется в юго-восточной горной части Средней Азии площадью 489 тыс. $км^2$ (рис. 16), с которой в направлении равнины стекают многочисленные ручьи, речки и крупные реки (Пяндж, Вахш, Нарын, Карадарья, Чирчик, Зарафшан и др.).

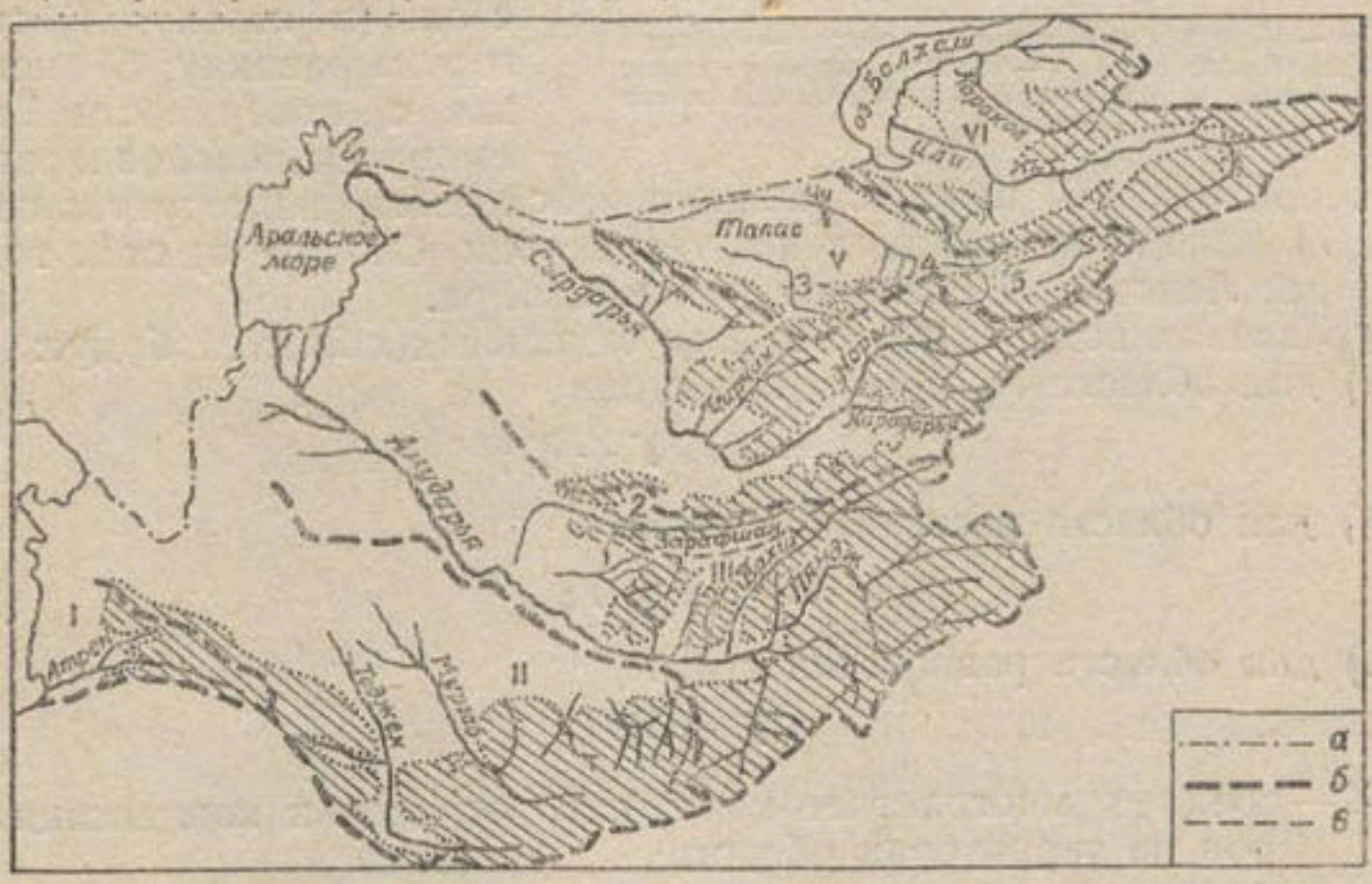


Рис. 16. Гидрографическая схема Средней Азии:

а — северная граница рассматриваемой территории;
б — главные водоразделы; *в* — водоразделы;

I — бассейн Каспийского моря;

II — бессточные бассейны Туркмении; *III* — бассейн Амударьи; *IV* — бассейн Сырдарьи; *V* — бассейны рек Чу, Талас и оз. Иссык-Куль; *VI* — бассейн оз. Балхаш; *1* — бассейн Кашкадарьи; *2* — бассейн Зарафшана; *3* — бассейн Таласа; *4* — бассейн Чу; *5* — бассейн оз. Иссык-Куль. Горные области заштрихованы.

На северо-западной равнинной части Средней Азии (площадью 1936 тыс. $км^2$) сток не образуется (хотя на ее поверхность за год выпадает 53% общего количества осадков), что объясняется ее высокой испаряющей способностью, связанной с сухостью воздуха и высокими температурами.

Из поступающего с гор речного стока свыше 50 $км^3$ воды (33%) разбирается в предгорьях и долинах ирригационными каналами и с поверхности орошаемых территорий испаряется в атмосферу. Остальная часть объема годового стока (100 $км^3$) расходуется на испарение

с поверхности Аральского моря (60 $км^3$), дельт рек Амударьи, Сырдарьи и Или (15 $км^3$), озер и разливов. Поэтому В. Л. Шульц разделяет Среднюю Азию на три гидрологические области (рис. 17): 1) область образования (формирования) стока—горные поднятия; 2) область рассеивания стока—часть равнины, где испаряется поступающий с гор сток (это в основном орошаемые территории, занимающие 23% площади равнины), и 3) область равновесия стока—часть равнины, лишенная стока и ирригационных каналов (пустыни и полупустыни Средней Азии, занимающие около 77% площади равнины).



Рис. 17. Расчленение бассейна реки Средней Азии на гидрологические области

а — область формирования стока; *б* — область рассеивания стока; *в* — область равновесия стока; *г* — граница бассейна; *д* — пересыхающий конец реки.

Согласно этому делению, можно наметить следующие циклы круговорота воды для Средней Азии: 1) испарение (с поверхности Атлантического океана или Средиземного моря); 2) перенос влаги на территорию Средней Азии; 3) выпадение осадков на поверхность области формирования стока (в горах); 4) сток с гор на равнину; 5) испарение с поверхности водоемов, рек, каналов и равнинных территорий; 6) перенос испарившейся влаги на территорию Сибири; 7) выпадение осадков на территории Сибири; 8) сток воды в Северный Ледовитый океан по рекам Сибири.

Уравнения водного баланса для отдельных областей будут:

а) для области формирования стока

$$X = Z + Y + \Phi; \qquad (2.2а)$$

б) для области рассеивания стока

$$Z = X + Y; \qquad (2.2б)$$

в) для области равновесия стока

$$Z = X, \qquad (2.2в)$$

где X — среднее многолетнее количество осадков и конденсация паров на территории области;
Z — среднее многолетнее испарение;
Y — средний многолетний поверхностный сток;
Φ — подземный сток воды (на границе горной области с равниной он составляет не более 10—15% от поверхностного, а в пределах равнины еще меньше).

Человек в процессе хозяйственной деятельности, отводя воду из рек на орошаемые массивы, строя на реках плотинные гидроузлы и водохранилища, сильно влияет на составляющие круговорота. При этом испарение с поверхности суши увеличивается, а речной сток в океаны и замкнутые водоемы суши уменьшается, т. е. сокращается количество влаги в большом круговороте и увеличивается во внутриматериковом. Так, например, намечаемое перспективным планом развитие орошения в бассейнах Амударьи и Сырдарьи вызовет резкое сокращение стока этих рек в Аральское море, что, как ожидается, приведет к понижению уровня в нем на 15—20 *м* и уменьшит площадь его зеркала примерно в четыре раза.

Рассмотренный круговорот воды отвечает полному годовому периоду с годовыми количествами осадков, испарения и стока, равными среднемноголетним значениям. В отдельно взятые конкретные годы и особенно для отдельных периодов и небольших территорий (например бассейна какой-либо реки) разница между осадками и испарением не равняется стоку. Часть влаги может временно задерживаться (аккумулироваться) на рассматриваемой территории или, наоборот, сток может увеличиваться за счет имевшихся запасов влаги. Так, в годы с обильными осадками в горной области Средней Азии не все их количество превращается в сток, часть задерживается в горах в виде снежного покрова на больших высотах, не успевающего полностью стаять к концу лета. Наоборот, в годы с малым количеством осадков сток превышает разницу между выпавшими за год осадками и испарением за счет дополнительного стаивания запасов снега, накопившегося в предшествовавшие годы.

Точно так же в холодный зимний период происходит накопление осадков, выпадающих в виде снега, стаивание которого с началом теплого периода приводит к резкому увеличению стока.

В процессе выпадения дождя, таяния снега и при стекании воды по руслам ручьев и рек значительное количество ее просачивается в грунт, что уменьшает поверхностный сток. Образующийся при этом подземный сток выклинивается в русло реки ниже по течению, причем из-за малых скоростей фильтрации выклинивание продолжается значительно дольше периода интенсивных осадков или таяния снега.

Наконец, часть воды в процессе стока может аккумулироваться в руслах рек и пересекаемых ими водоемах (озерах), создавая временный запас, который расходуется на естественное увеличение стока при резком сокращении осадков или интенсивности снеготаяния.

Исходя из всего сказанного для конкретной территории с площадью F и отдельного периода t, можно написать следующее уравнение водного баланса:

$$X = Y + Z \pm W \pm U, \tag{2.3}$$

где X — количество осадков, выпадающих на площадь за время t;

Y — поверхностный сток с площади F за время t (если на территорию поступает поверхностный сток $Y_п$, а отток с нее Y_0, то $Y = Y_0 - Y_п$);

Z — испарение с площади F за время t (испарение с поверхности воды, снега, почвы, растительного покрова и транспирация за вычетом возможной конденсации влаги на этих поверхностях);

W — подземный сток с площади F за время t, равный разнице между оттоком фильтрационных вод с рассматриваемой территории W_0 и притоком их извне $W_п$ (знак принимается в зависимости от знака разницы $W = W_0 - W_п$);

U — изменение запасов влаги на площади F за время t [знак (+) берется при аккумуляции влаги, знак (—) — при расходовании запасов, накопленных ранее].

Рассмотренные ранее уравнения (2.1) и (2.2) представляют собой частные выражения уравнения (2.3).

Анализ круговорота воды в природе и составляющих уравнения водного баланса показывает, что жидкий сток формируется в основном из осадков и испарения. Так как основная масса осадков, выпадающая на поверхности суши, — это влага, испарившаяся с поверхно-

сти океана, то важным косвенным фактором формирования стока является циркуляция атмосферы — движение воздушных масс, переносящих влагу с океана на сушу. Осадки, испарение и движение воздушных масс, в свою очередь, зависят от температуры, влажности и давления воздуха. Таким образом, на формирование стока существенное влияние оказывает целый комплекс явлений, происходящих в земной атмосфере и получивших название *метеорологических явлений*.

Сочетание метеорологических явлений за короткий промежуток, определяющее физическое состояние атмосферы на конкретный момент времени, называется *погодой*.

Погоду часто характеризуют отдельными признаками: осадками (сухая и дождливая), температурой (теплая и холодная) и. т. п.

Погода подвержена большим изменениям во времени и зависит от географического положения местности. По изменениям во времени различают внутригодовой и многолетний режим погоды.

Многолетний режим погоды, выражающий закономерную последовательность метеорологических явлений за многолетний период, характерную для данной местности в силу ее географического положения, называют *климатом*. Климат относительно неизменен (устойчив) за различные периоды, но подвержен коренным изменениям на протяжении геологических эпох и более или менее существенным колебаниям в историческое время. Он зависит от количества и интенсивности солнечного тепла, получаемого в течение года рассматриваемой территорией и определяемого ее широтным положением, а также от физико-географических условий: близости моря, высоты местности, расположения континентов, горных цепей, морских течений, направления ветров и т. п.

Различают аридный (континентальный) климат — климат засушливых территорий, расположенных в глубине континентов; гумидный (морской) климат — климат влажных территорий поблизости от берегов морей; горный климат — климат горных областей и т. п.

Выделяют также, по С. А. Сапожниковой, макроклимат, местный климат и микроклимат.

Макроклимат — это климат больших территорий, определяемый географическим положением (широтой местности, удаленностью от океана и т. п.), макрорельефом (наличием горных цепей) и ходом циркуляционных процессов в атмосфере.

Местный климат — климат отдельных районов, имеющих при данном географическом положении свои особенности, определяемые рельефом, влиянием растительности и др.

Микроклимат — вариации местного климата в слое воздуха 1,5—2 *м* над поверхностью почвы, создаваемые мелкими различиями ландшафта. Большое влияние на микроклимат оказывают рельеф, растительный покров, водные объекты (реки, озера, болота), промышленные предприятия, заселенность территории (в городах температура выше, а влажность воздуха меньше, осадки более интенсивны, чем в сельской местности).

Макроклимат Средней Азии аридный, резко континентальный, характеризующийся засушливостью и резкими колебаниями в ходе метеорологических элементов. Он определяется глубоким внутриконтинентальным положением Средней Азии, расположением ее в самых южных широтах умеренного пояса, а на юге—даже в полосе субтропиков. Доступ теплым и влажным воздушным течениям с юга на ее территорию прегражден горами, для холодных же течений с севера

и северо-запада она открыта. Средняя Азия может быть разбита на ряд районов (зон), имеющих следующие виды местного климата:

а) климат пустынь (малое количество осадков, очень сухое и жаркое лето);

б) климат сухих степей (осадки выпадают главным образом в теплую половину года, жаркое лето и холодная зима);

в) климат предгорий (максимум осадков весной и минимум летом, лето менее жаркое, чем в пустынях);

г) горный климат (наибольшее количество осадков, выпадающих в течение всего года; нежаркое короткое лето);

д) климат высокогорных пустынь (малое количество осадков, суровая зима, короткое и умеренно теплое лето).

Указанные виды климата определяются высотой местности над уровнем моря (разница в климате пустынь и предгорий), наличием гор, способствующих выпадению осадков, и расположением хребтов по отношению к влажным воздушным течениям (горный климат), доступностью района для влагоносных воздушных течений (климат высокогорных пустынь Восточного Памира и участков Центрального Тянь-Шаня, расположенных в глубине горной области).

Количественными характеристиками климата являются средние, максимальные и минимальные температуры воздуха и почвы, среднее количество осадков и колебания его в различные годы и периоды, влажность воздуха, направление и скорость ветра и т. п. Все эти характеристики сильно влияют на величину и режим речного стока, что очень хорошо выразил крупнейший русский климатолог А. Воейков словами: „Реки—продукт климата". В гидрологии эти характеристики рассматриваются как климатические факторы стока.

В понятие факторы стока входят все элементы физико-географической среды, определяющие величину и особенности формировния стока в данном бассейне, к которым, кроме климатических факторов, относятся и так называемые физико-географические (площадь и рельеф водосбора, густота речной сети, почвенно-геологические условия, растительность, наличие озер, болот и вечной мерзлоты и т. п.). Однако решающую роль в величине и режиме стока играют климатические факторы, так как сток возможен только при наличии осадков или тех или иных запасов влаги, образовавшихся в результате выпадения осадков (скоплений снега, запасов грунтовых вод и т. п.).

§ 6.
ЗАДАЧИ МЕТЕОРОЛОГИИ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

Метеорологией называется наука, изучающая строение и свойства земной атмосферы и происходящие в ней физические процессы и явления. Она тесно связана с физикой и особенно с геофизикой и часто называется *физикой атмосферы*. Так как процессы и явления в атмосфере тесно взаимодействуют с процессами, происходящими на земной поверхности (в верхних слоях литосферы и в гидросфере), т. е. зависят от физико-географических условий, метеорология также связана и с географическими науками.

Важнейшей практической задачей метеорологии является прогноз (предсказание) погоды, представляющий интерес для самого широкого круга отраслей народного хозяйства (сельского хозяйства, авиации, морского, речного и других видов транспорта, связи, линий электропередач и т. п.).

Не меньшее значение имеют изучаемые метеорологией общие закономерности географического распределения метеорологических элементов и многолетнего режима погоды отдельных географических районов, характеризующих их климат. Климатические условия существенно влияют на выбор сельскохозяйственных культур, необходимость орошения или осушения, методы производства строительных работ, конструкцию жилищ и т. п.

Наконец, метеорология имеет большое практическое значение для целого ряда дисциплин, в частности гидрологии и инженерной гидрологии, значительная часть расчетов которых базируется на метеорологических данных.

Раздел метеорологии, изучающий процессы, определяющие круговорот воды в природе и ряд компонентов водного баланса водосборов (осадки, снежный покров, влажность воздуха, испарение и т. п.), называется *гидрометеорологией*.

Атмосферу и атмосферные явления изучают на метеорологических станциях. Помимо стационарных, проводятся периодические наблюдения на больших высотах при помощи специальных устройств: радиозондов, метеорологических ракет, искусственных спутников Земли.

По современным воззрениям, атмосфера как газовая оболочка Земли распространяется до высот 2000—2500 *км*, где ее плотность уменьшается до плотности межпланетного газа. За метеорологическую же высоту атмосферы принимают 1000—1200 *км*, в пределах которых ее существование подтверждается полярными сияниями и другими физическими явлениями.

По высоте атмосферу разделяют на отдельные слои. Так, по характеру изменения температуры воздуха выделяют пять мощных слоев,

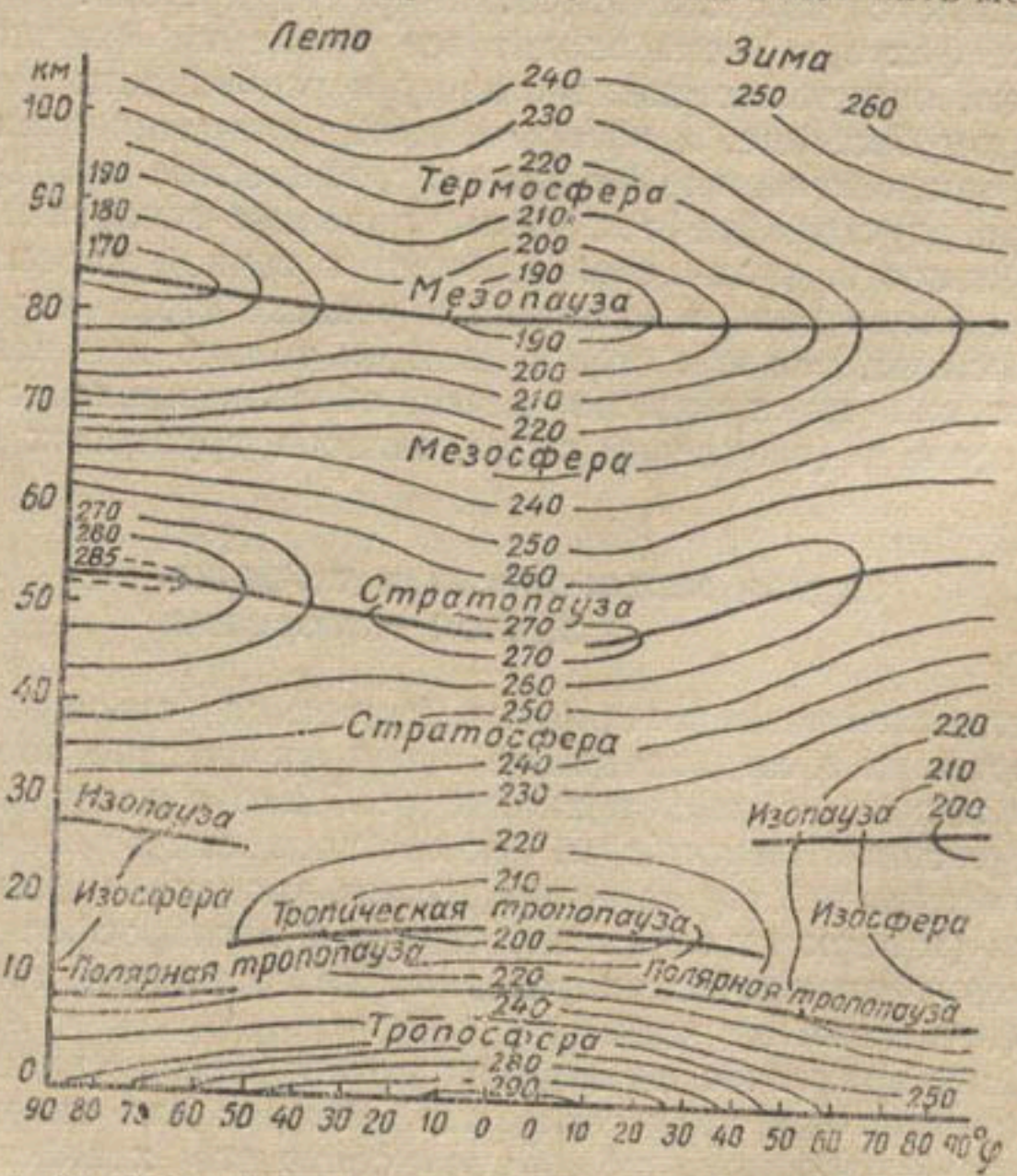


Рис. 18. Средний меридиональный разрез атмосферы (по *В. Р. Дубенцову*).

называемых сферами. Разделяющие их слои меньшей толщины называются *паузами* (рис. 18). Характеристика этих слоев приведена в табл. 6.

Таблица 6

Основные слои атмосферы (по *П. Н. Тверскому*)

Слой		Пределы высот, *км*		Характер изменения температуры с высотой
основной	промежуточный	от	до	
Тропосфера	—	0	10	Температура уменьшается в среднем на 6° на 1 *км* высоты.
—	Тропопауза	10	11	Минимум температуры, равный —55, —60°С (по экватору —70, —80°С).
Стратосфера	—	11	50	До высот 35 *км* имеет температуру, равную температуре тропопаузы, выше поднимается до 0° в связи с поглощением солнечной радиации озоном.
—	Стратопауза	50	55	0°, +20°С
Мезосфера	—	55	80	Температура уменьшается.
	Мезопауза	80	85	—70°, —110°С
Термосфера	—	85	500	Температура увеличивается с высотой до +1200°С.
—	Термопауза	500	800*	Температура постоянная
Экзосфера (внешняя сфера)	—	800*	2000—2500	Температура постоянная или увеличивается до 1500°.

* Средняя высота критического уровня диссоциации (ускользания) молекул водорода и гелия.

Кроме того, различают нижнюю атмосферу (тропосфера, тропопауза и часть стратосферы до высот 30—40 *км*) и верхнюю атмосферу (все слои выше 30—40 *км*).

По признаку электрической проводимости слои воздуха выше 60—80 *км*, содержащие много положительно заряженных ионов и электронов, выделяют в ионосферу.

Наконец, по составу атмосферного воздуха различают гемосферу (до высот 80 *км*) с постоянным в отношении основных газов составом и гетеросферу (в результате диссоциации кислорода и азота состав с высотой изменяется).

С метеорологической точки зрения наибольший интерес представляет тропосфера, где сосредоточено около 75% всей массы атмосферного воздуха, происходит резко выраженное перемешивание его по вертикали, осуществляется теплообмен и влагообмен между атмосферой и земной поверхностью. Воздух тропосферы представляет смесь сухого атмосферного воздуха (78% азота, 21% кислорода и около 1% других газов) и водяных паров, которые в высоких слоях практически отсутствуют. Поэтому все обычно наблюдаемые облака образуются в тропосфере. Там же протекают основные процессы погоды. В воздухе тропосферы содержатся атмосферные аэрозоли—взвешенные твердые и жидкие частицы естественного и индустриального

происхождения (пыль, дым и т. п.), играющие важную роль в образовании облаков.

Мощность тропосферы определяется высотой тропопаузы, которая в зависимости от географической широты местности, времени года и свойств земной поверхности изменяется от 18 до 7 *км*. Более высокой (14—15 *км*) и холодной (—60,—70°) является тропическая тропопауза; более низкой (10—11 *км*) и теплой (—45,—50°)—полярная. Сопряжение тропопауз происходит на широтах 30—40° с разрывом по высоте в несколько километров. Тропическая тропопауза иногда распространяется до широт 45°, располагаясь над полярной на высоте 2,5—5 *км*. Это явление, называемое *двойной тропопаузой*, наблюдается над Средней Азией, главным образом весной и осенью. Летний прогрев тропосферы повышает, а охлаждение зимой понижает тропопаузу. Наиболее высокое положение тропопауза занимает в конце лета — начале осени, а наиболее низкое — в конце зимы — начале весны. Годовые колебания высоты тропопаузы в средних широтах достигают 2—3, иногда 6—7 *км*.

Почти все явления и процессы, происходящие в тропосфере (и атмосфере в целом), возникают под прямым или косвенным воздействием энергии электромагнитного излучения Солнца (солнечной радиации) с длиной волн от долей микрона до нескольких десятков метров. Небольшое количество энергии дает корпускулярное излучение Солнца.

Общее количество солнечной энергии, поступающей на Землю, составляет около $2{,}5 \cdot 10^{18}$ *кал/мин* ($^1/_2 \cdot 10^{-6}$ часть всей энергии, излучаемой Солнцем), что, по М. И. Будыко, дает на границе атмосферы в среднем 250 *ккал/см*^{2} в год.

Атмосфера и земная поверхность отражают 40% поступающей солнечной радиации (100 *ккал*), а остальные 60% (150 *ккал*) поглощают атмосфера (39 *ккал*,) земная поверхность (111 *ккал*).

Поглощение радиации сопровождается нагревом поглощающей среды, в результате чего энергия коротковолновой ультрафиолетовой и видимой частей спектра переходит в энергию более длинноволнового теплового излучения (радиацию Земли и атмосферы), которая излучается в мировое пространство. Поэтому в мировом пространстве Земля играет роль преобразователя коротковолновой солнечной радиации в длинноволновое тепловое излучение. Процесс отражения и поглощения солнечной радиации Землей и атмосферой осложняется явлением рассеивания (вызываемым оптической неоднородностью атмосферы и не изменяющим длины волн). Рассеянная солнечная радиация, достигая земной поверхности, образует с прямой солнечной радиацией суммарную радиацию, которая, собственно, и отражается или поглощается земной поверхностью. Длинноволновая радиация Земли и атмосферы, подобно коротковолновой солнечной радиации, отражается, поглощается и рассеивается. Земная поверхность из поглощаемой ею энергии коротковолновой суммарной радиации 111 *ккал/см*^{2} в год непосредственно излучает в мировое пространство только 43 *ккал/см*^{2} в год. Остальные 68 *ккал/см*^{2} в год излучает атмосфера, которая получает эту энергию в процессе влагообмена и теплообмена с земной поверхностью.

Метеорологические явления и процессы распространяются на большие территории и сильно изменяются по времени. Поэтому за их возникновением и развитием наблюдает густая сеть метеорологических станций, ведущих систематические наблюдения по единой системе и методике. В СССР эти станции находятся в основном в веде-

нии Единой гидрометеорологической службы СССР и в зависимости от состава проводимых ими наблюдений и измерений разделяются на три разряда (станции третьего разряда наблюдают только за осадками и температурой воздуха).

Количественные и качественные характеристики состояния атмосферы, измеряемые в процессе наблюдений на метеорологических станциях, называются *метеорологическими элементами*. Ниже рассматриваются только элементы, используемые в гидрологических расчетах или определяющие ход гидрометеорологических процессов.

§ 7.
ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ПОЧВЫ

Температура воздуха и почвы обычно выражается по стоградусной шкале Цельсия ($t°C$), при теоретических расчетах применяют абсолютную шкалу температур ($T°K$):

$$T°K = (273{,}16 + t)\,°C. \qquad (2.4)$$

Систематические наблюдения за температурой воздуха на метеорологических станциях проводят на стандартной высоте—2 *м* над поверхностью почвы — в определенные сроки: в 7, 13 и 19 часов. Термометры помещают в специальную будку со стенками в виде жалюзи для свободной циркуляции воздуха (рис. 19). В процессе измерений отмечают максимальные и минимальные суточные температуры при помощи специальных термометров. Иногда применяют самописцы температуры — термографы.

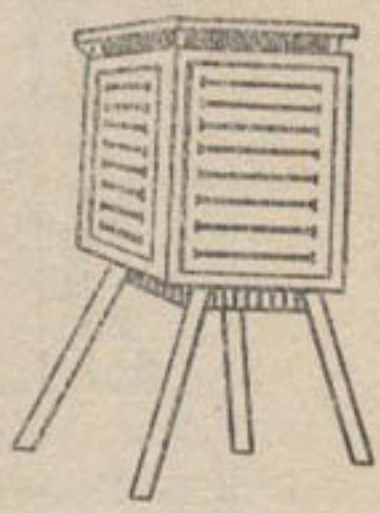


Рис. 19. Будка с термометрами.

Температуру поверхности почвы систематически измеряют на глубине 20 и 40 *см* почвенными термометрами в деревянных или эбонитовых трубках.

Температура воздуха и почвы определяется притоком тепла в результате поглощения солнечной радиации и его оттоком при излучении длинноволновой радиации. Поглощение солнечной радиации земной поверхностью сосредоточивается в некотором тонком слое, называемом *деятельной поверхностью*, и зависит от угла падения прямой солнечной радиации (определяемого высотой стояния солнца над горизонтом h_0 в градусах), отражательной способности земной поверхности (альбедо), а также свойств и состояния поверхности и других факторов. Альбедо, выражающее отношение потока отраженной радиации к потоку падающей радиации, для различных почв колеблется от 10 до 30%. У темных почв оно меньше, чем у светлых; растительный покров его увеличивает, а увлажнение почв уменьшает. Альбедо снежного покрова равняется в среднем 60% (для сухого снега 90%, для загрязненного и влажного 30—40%). Альбедо водной поверхности моря при $h_0=50°$—2%, при $h_0=10°$—33%, при $h_0=4°$—65%. Так как высота стояния солнца над горизонтом изменяется в течение суток, то нагрев земной поверхности, а следовательно, и ее температура, испытывают суточные колебания.

Максимальная суточная температура земной поверхности наблюдается в момент наибольшей суточной высоты стояния солнца (в 13 час.), определяемой широтой местности и временем года.

Минимальная суточная температура земной поверхности наблюдается в конце ночи и определяется степенью ночного выхолаживания, зависящего от излучательной способности и продолжительности ночи.

В летний период, когда высота стояния солнца больше, а продолжительность ночи меньше, максимальные и минимальные суточные температуры земной поверхности выше, чем зимой.

Растительный покров уменьшает нагревание почвы в дневные часы (затеняя почву и увеличивая альбедо и затраты тепла на испарение) и охлаждение ее ночью (задерживая излучаемое почвой тепло). Поэтому температура почвы, покрытой растительностью, днем ниже, а ночью выше, чем у оголенной. Снежная поверхность, имея высокое значение альбедо, днем нагревается слабо (солнечная радиация может проникать в глубь снежного покрова, прогревая его); ночью же из-за высокой излучательной способности снега, близкой к абсолютно черному телу, сильно охлаждается. Так как теплопроводность снега небольшая, то снежный покров предохраняет подстилающую почву от сильного промерзания и резких изменений температур.

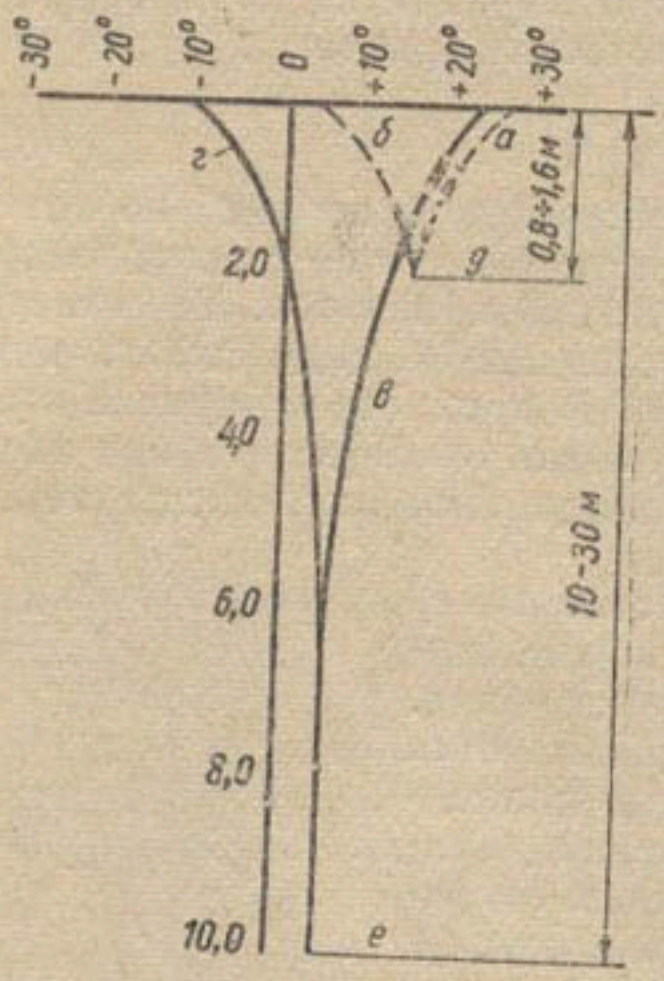


Рис. 20. Колебания температур в почве в связи с глубиной:

а — в полдень; *б* — на рассвете; *в* — летом; *г* — зимой; *д* — положение слоя постоянных суточных температур; *е* — положение слоя постоянных годовых температур.

Существенное влияние на температуру почвы оказывает рельеф местности, определяющий различие в приходе тепла на склоны разной ориентации (разность в температурах поверхности южных и северных склонов может достигать нескольких градусов).

Тепло, поглощаемое земной поверхностью, передается ею прилегающим слоям тропосферы и нижним слоям почвы или воды, что уменьшает температурный эффект нагрева.

Передача тепла нижним слоям почвы или воды приводит к аккумуляции, создающей запас тепла, который после прекращения нагрева несколько компенсирует потери тепла на излучение. При этом аккумулирующая способность определяется температурой поверхности, глубиной проникновения тепла и теплоемкостью почвы или воды.

Распространение тепла в нижние слои почвы осуществляется за счет молекулярной теплопроводности и характеризуется уменьшением амплитуды суточных и годовых колебаний температуры и запаздыванием сроков наступления максимумов и минимумов с глубиной (рис. 20).

В зависимости от свойств почвы (прежде всего от теплопроводности) и географических условий глубина проникновения суточных колебаний температуры (глубина постоянной суточной температуры) составляет 0,35 — 1 *м*, а запаздывание максимальных и минимальных суточных температур — 2—3 часа на каждые 10 *см* глубины. Глубина проникновения годовых колебаний температуры (глубина постоянной годовой температуры) составляет в низких широтах — 5—10 *м*, в средних и высоких — 8—30 *м*, а запаздывание годовых максимумов — в среднем 20—30 суток на каждый метр глубины.

В морях и океанах основную роль в распространении тепла в нижние слои играет конвекционный перенос и перемешивание теплых

и холодных масс воды. Это увеличивает глубины распространения суточных колебаний температуры до 15—20 *м*, а годовых — до 200—300 *м* и уменьшает температурный эффект нагрева поверхности. Амплитуда суточных колебаний температуры водной поверхности морей и океанов составляет десятые доли градусов, а годовых — несколько градусов, тогда как амплитуда и суточных и годовых колебаний температуры поверхности суши выражается десятками градусов.

Механизм передачи тепла от земной поверхности атмосфере довольно сложен. Основное количество тепла 56 *ккал/см²* в год атмосфера получает в процессе влагообмена (в виде скрытой теплоты парообразования паров воды). Кроме того, 12 *ккал/см²* в год она получает в процессе теплообмена, большая роль в котором принадлежит тепловой конвекции — переносу тепла вместе с движущимися частицами воздуха. Различают *свободную*, или *термическую*, *конвекцию* (когда движение воздуха вызывается подъемной архимедовой силой, возникающей в результате разницы температур по высоте) и *вынужденную конвекцию*, обусловливаемую большими скоростями воздуха при относительно небольшой разнице температуры.

Термическая конвекция наблюдается над сильно нагретыми участками поверхности почвы, где легкий теплый воздух поднимается небольшими струйками вверх, а на его место со стороны менее на-

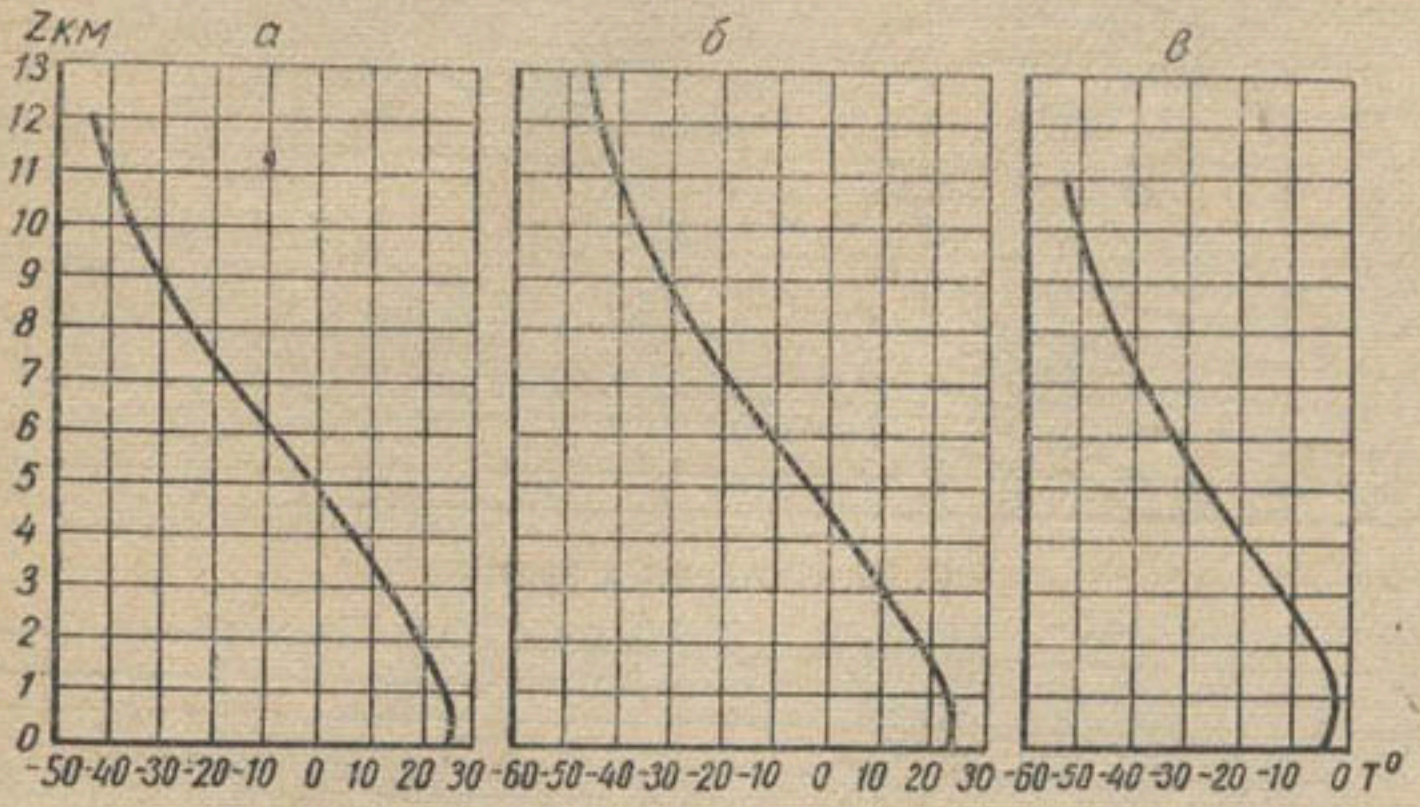


Рис. 21. Распределение температуры по высоте:
А — у экватора; *Б* — для 30° с. ш.; *В* — для 60° с. ш.

гретых участков притекает более тяжелый холодный воздух, непрерывно опускающийся над ними. Теплый воздух поднимается вверх (со скоростями до 10—20 *м/сек*) до тех пор, пока его температура, понижающаяся за счет адиабатического расширения, не сравняется с температурой окружающей среды.

Вынужденная конвекция наблюдается при горизонтальном перемещении воздушных масс, причем значительное влияние на передачу тепла оказывает турбулентность движения воздуха, зависящая от скорости этого движения и шероховатости земной поверхности.

Поскольку основное количество тепла воздух тропосферы получает от земной поверхности, температура его понижается с увеличением высоты (рис. 21).

Значения вертикального градиента температур подвержены суточным колебаниям (с максимумом в приземном слое), распространяющимся зимой до 0,5 *км*, а летом—до 1,5—2 *км* высоты.

Распределение температуры воздуха по поверхности земного шара изображается картами изотерм, т. е. географическими картами, на которые нанесены линии одинаковых температур (изотермы), построенные по данным наблюдений на метеорологических станциях. Такие карты составляются для среднегодовых, среднесезонных, среднемесячных (рис. 22—23) и среднесуточных температур. Исходные температуры метеорологических станций приводятся к высоте 2 *м* над уровнем моря. При составлении синоптических прогнозов карты изотерм строятся и для бо́льших высот на основе данных специальных аэрологических наблюдений.

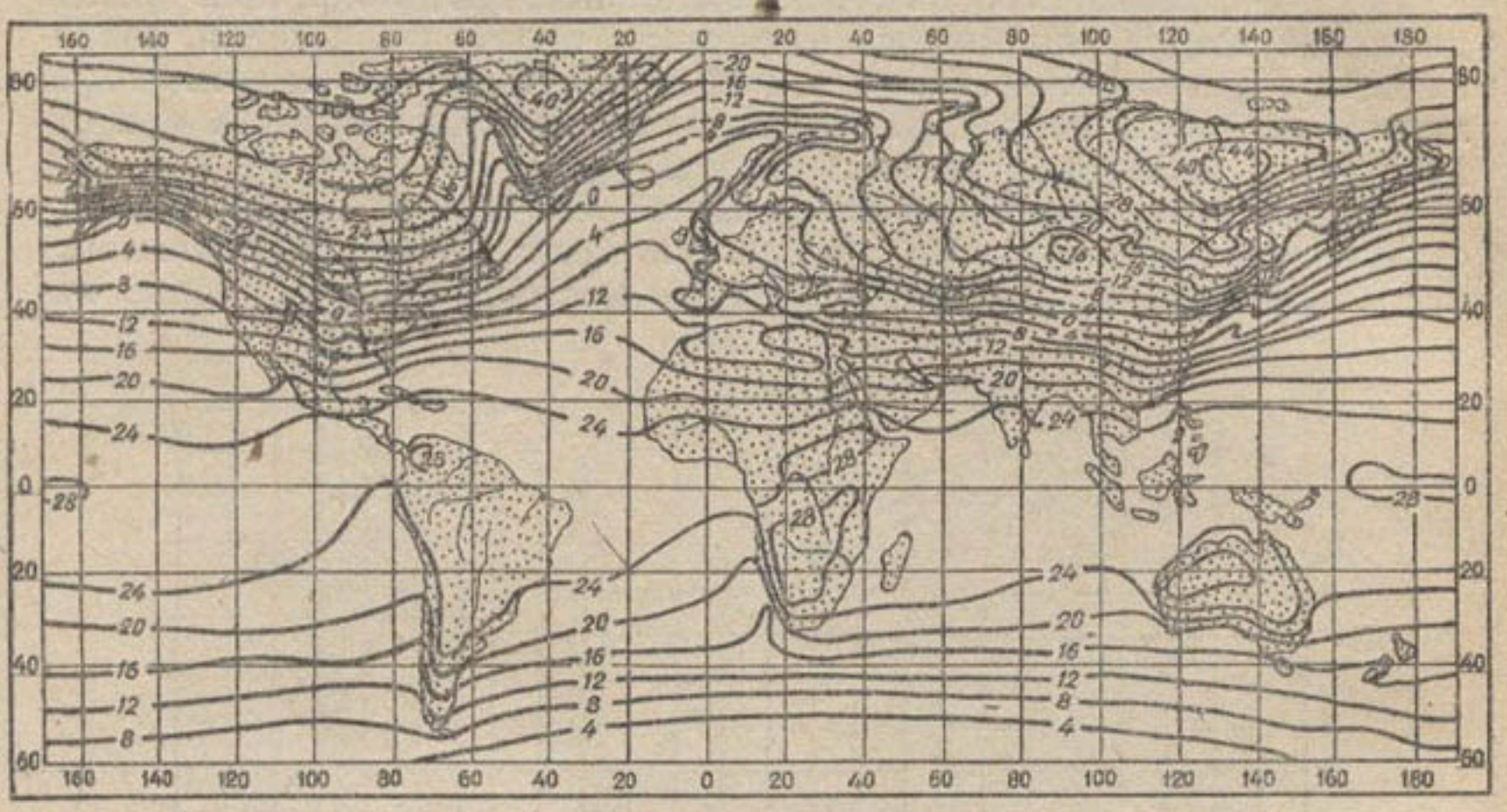


Рис. 22. Изотермы в январе.

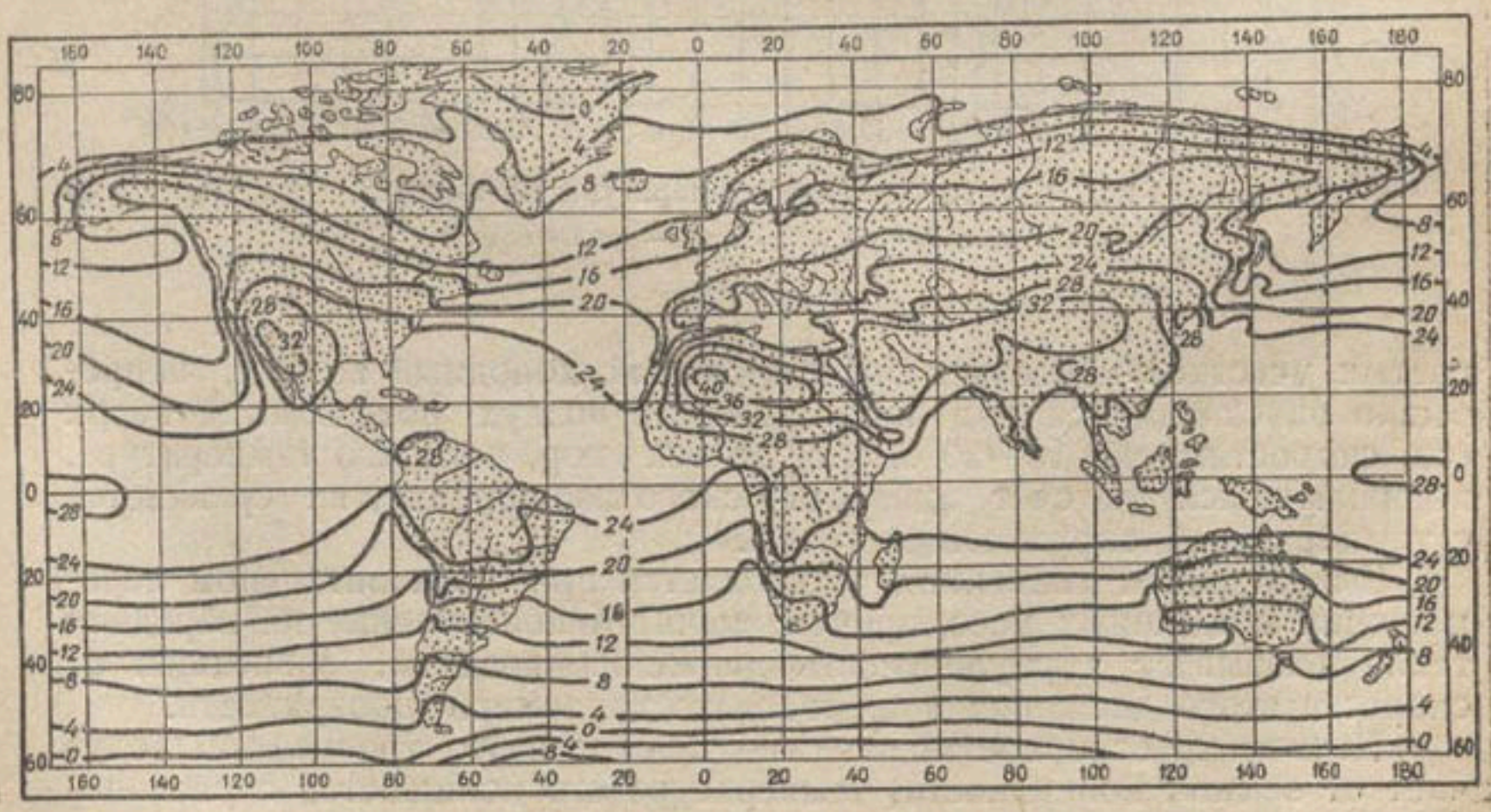


Рис. 23. Изотермы в июле.

В Средней Азии распределение температуры по поверхности земли в наибольшей степени определяется рельефом местности. В северо-западной равнинной части летние температуры сравнительно однородны: различие между югом и севером в июле составляет всего 5—6°. Так, средние температуры июля в городах Мары и Казалинске, расположенных примерно на одном меридиане, при расстоянии между ними в 900 *км* различаются на 4°, а в Муйнаке и Аральске, лежащих значительно севернее Термеза и Ашхабада,—на 5,1—4,7°. Наибольшего значения (+32) средняя температура июля достигает в Восточных Каракумах (абсолютный максимум на земном шаре зарегистрирован в Триполи и Южном Иране—58°).

В зимний период (особенно в январе) температурные различия между югом и севером Средней Азии проявляются достаточно резко. Разница средних температур января составляет: между Мары и Казалинском — 15°, Термезом и Муйнаком — 10.2°, Ашхабадом и Аральском — 14,2° (табл. 7).

Таблица 7

Средние температуры отдельных пунктов равнины Средней Азии

Город	Широта местности	Средние температуры, °С		
		за год	июль	январь
Термез	37°12′	—	31,4	—
Ашхабад	37°57′	16,0	31,0	— 0,9
Чарджоу	39°06′	15,5	29,5	— 0.6
Турткуль	41°28′	12,6	28,5	— 4,6
Кзыл-Орда	44°51′	9,1	26,3	— 9,8
Аральск	46°47′	7,1	26,7	—12,0

В юго-восточной горной части Средней Азии температура воздуха понижается с высотой местности, и на высотах более 4500—5000 *м* даже летние температуры воздуха часто не достигают 0° (табл. 8).

Таблица 8

Средние годовые температуры отдельных пунктов предгорной и горной областей Средней Азии

Пункт	Абсолютная высота, *м*	Средняя температура за год
г. Ташкент	478	13,6
ст. Аккавак	567	13,4
сел. Чарвак	842	11,8
сел. Аран (р. Чаткал)	1400	8,4
ст. Чимган	1432	8,2

Суточные и годовые колебания температуры воздуха наиболее отчетливо выражены в пограничном и особенно приземном слоях. На стандартной высоте 2 *м* температура воздуха достигает максимума в 14—15 час. дня, после чего начинает снижаться. Минимум температуры наблюдается перед восходом солнца. Максимальные суточные значения температуры воздуха (дневные максимумы) меньше тех же значений для земной поверхности (особенно над поверхностью суши), а минимальные—выше.

На суточные колебания температуры воздуха сильно влияют подстилающая поверхность, облачность и перемещение воздушных масс различной температуры. Над морями и океанами амплитуда суточных колебаний 2—3°, над материками 20—22°; снежный покров ее увеличивает, растительность — уменьшает. Эти колебания увеличиваются также в условиях вогнутого рельефа (долины и котловины нагреваются днем и выхолаживаются ночью больше, чем равнины) и уменьшаются при выпуклом рельефе. В Средней Азии амплитуда суточных колебаний для пустынного юга составляет 15—17° летом и 9—9,5° зимой (в бассейне р. Атрек летом 5—6°, зимой — до 9°). В горных районах с временным снежным покровом, создающим большое ночное выхолаживание, амплитуда суточных колебаний зимой больше, а летом меньше, чем на равнине.

В равнинной части Средней Азии наиболее теплый месяц — июль, а холодный— январь. Годовая амплитуда по абсолютным температурам изменяется от 70° на юге до 80—85° на севере (в Казахстане), а по средним температурам — в Термезе 29,8°, в Кзыл-Орде 35,4°. В горной части Средней Азии годовые максимумы сдвигаются к концу лета, а минимумы — к концу зимы и тем больше, чем выше местность. Причиной этого служит общее понижение температур с высотой, вследствие чего высокие среднесуточные температуры в горах появляются позже (весна и лето запаздывают примерно на 2—3 дня на каждые 100 *м* высоты), а низкие, наоборот, раньше, чем на равнине (осенние явления также наступают раньше на 3—2 дня на каждые 100 *м* высоты).

Температуры воздуха и почвы играют при анализе гидрологических процессов и явлений важную роль. Положительные (выше 0°) температуры воздуха вызывают таяние снега и льда — один из основных факторов образования речного стока (особенно в Средней Азии). При этом интенсивность снеготаяния определяется суточным и годовым ходом температур воздуха, а *граница* (или так называемый *фронт снеготаяния*) — положением нулевой изотермы.

Высокие температуры воздуха, почвы и водной поверхности усиливают испарение воды, которое создает потери стока как в процессе его образования, так и при дальнейшем движении.

Отрицательные (ниже 0°) температуры воздуха определяют возможность аккумуляции осадков (для последующего образования стока в теплый период); промерзание же почвы существенно понижает фильтрационные потери при образовании стока. Кроме того, отрицательные температуры вызывают в реках и стоячих водоемах ледовые явления, существенно изменяющие их гидрологический режим.

§ 8.
ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА И ДВИЖЕНИЕ ВОЗДУШНЫХ МАСС

Атмосферное давление воздуха — это сила гидростатического давления (в неподвижном воздухе равная его упругости), уравновешиваемая весом вертикального столба сечением 1 $см^2$, расположенного выше рассматриваемого уровня. Выражается оно в миллибарах (метеорологический бар равен 10^3 физических баров) или в миллиметрах ртутного столба в барометре (1 *мб*=0,75 *мм*), иногда называемых *тор*. Показания ртутного барометра приводятся к температуре 0°, уровню моря и широте 45° (где g_0=980,6 $см/сек^2$). За нормальное давление принимается давление, равное 760 *мм* высоты ртутного столба, или 1013 *мб*.

На метеорологических станциях давление воздуха измеряют на высоте 2 *м* над поверхностью земли, а также на больших высотах. Давление воздуха изменяется с изменением высоты, географических координат и по времени. Уменьшение давления на единицу высоты называется *вертикальным барическим градиентом* (выражается в *мб*/100 *м*). При решении практических задач величину изменения давления воздуха с высотой определяют, исходя из величины барической ступени, обратной барическому градиенту и выражающей высоту (в *м*), на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление воздуха изменилось на 1 *мб*. Величину барической ступени определяют по формуле:

$$\Delta z = \frac{8000\ (1 + \alpha t)}{p}, \qquad (2.5)$$

где $\alpha = \frac{1}{273}$;

t — температура воздуха, °С;

p — давление воздуха, *мб*.

Значения барической ступени приведены в табл. 9.

Таблица 9

Значения барической ступени, *м*/*мб*

Давление, *мб*	Температура, °С				
	—40	—20	0	+20	+40
1000	6,7	7,4	8,0	8,6	9.3
500	13,4	14,7	16,0	17,3	18,6
100	67,2	73,6	80,0	86,4	92,8

Распределение давления по поверхности земного шара изображается картами изобар, т. е. географическими картами, на которые нанесены линии одинакового давления. Такие карты строятся для давлений, приведенных к уровню моря или другим стандартным уровням как для конкретных моментов времени (синоптические карты), так и по средним значениям давления за месяц, сезон, год (климатические карты). Обычно изобары проводятся с интервалом 5 *мб*. Изменение давления на картах изобар в горизонтальном направлении характеризуется величиной горизонтального барического градиента $G_n = \frac{\partial p}{\partial n}$, направленного по нормали к изобарам и выражающего изменение давления (в *мб*) на 1° меридиана (111 *км*). Карты изобар, составленные для достаточно обширной территории, обрисовывают *барический рельеф* (рис. 24), основными формами которого являются:

а) циклоны — области, очерченные замкнутыми изобарами пониженного (менее 1013 *мб*) давления, в которых горизонтальный барический градиент направлен от периферии к центру (обозначается *Н*);

б) антициклоны — области, очерченные замкнутыми изобарами повышенного (более 1013 *мб*) давления, в которых горизонтальный барический градиент направлен от центра к периферии (обозначаются В).

Циклоны и антициклоны представляют собой важнейшие формы атмосферных движений большого масштаба и являются звеньями общей циркуляции атмосферы. Развитие и перемещение их приводит к перераспределению значительных масс воздуха, в результате которого холодный воздух может проникать в тропики, а теплый — в высокие широты.

Различают следующие четыре географических типа воздушных масс: 1) арктический воздух (АВ) —формируется в Арктике и прилегающих частях материков за полярным кругом; 2) воздух умеренных широт (УВ) или полярный воздух (ПВ); 3) тропический воздух (ТВ) — образуется в тропических и субтропических областях, а летом час-

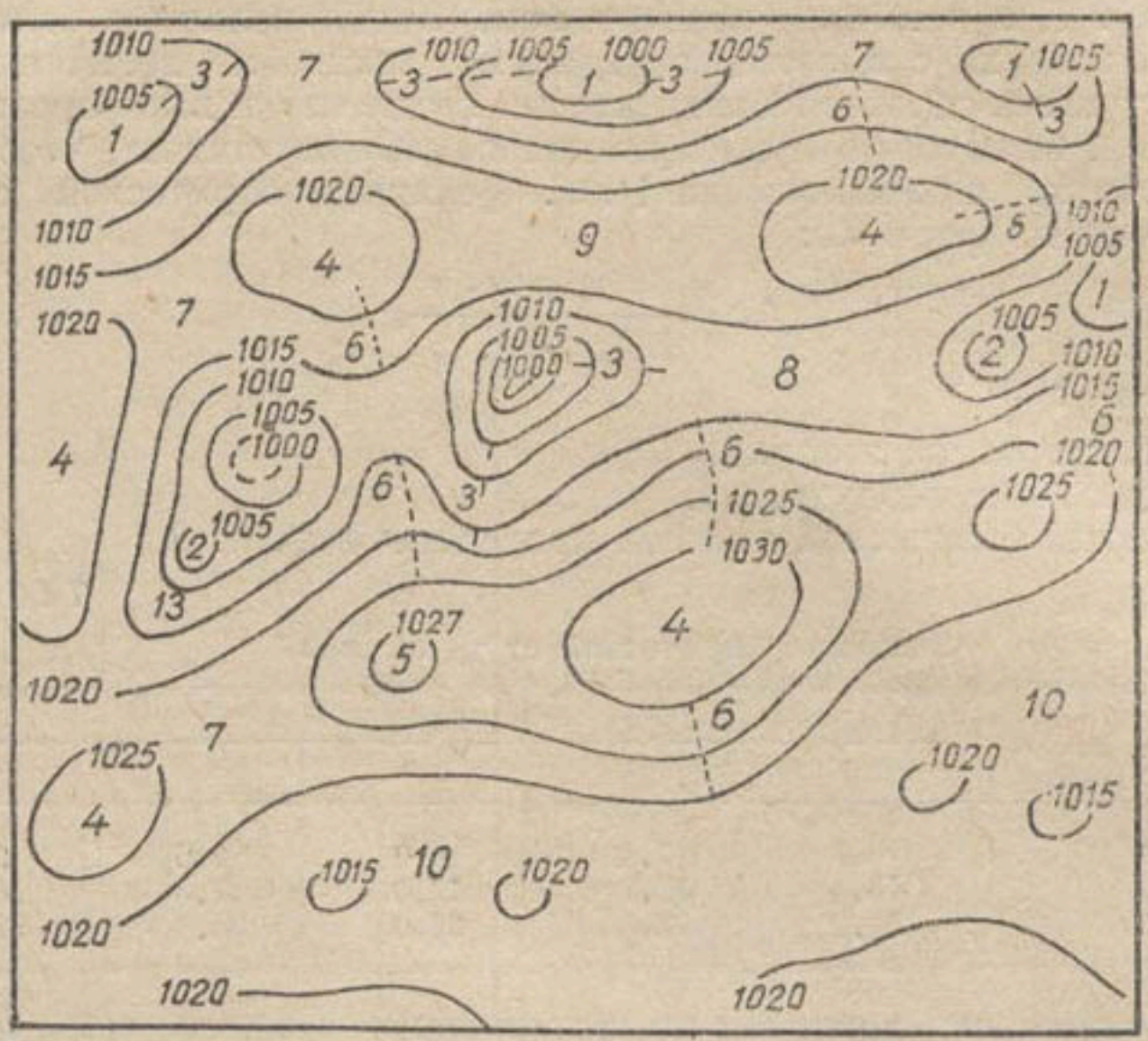


Рис. 24. Формы барического поля.

тично и в южных частях умеренной зоны над континентом (например, в пустынях и полупустынях Средней Азии); 4) экваториальный воздух (ЭВ), переходящий из одного полушария в другое.

Каждый из этих типов разделяется на морской воздух (формируется над морями и океанами) и континентальный (формируется над континентом).

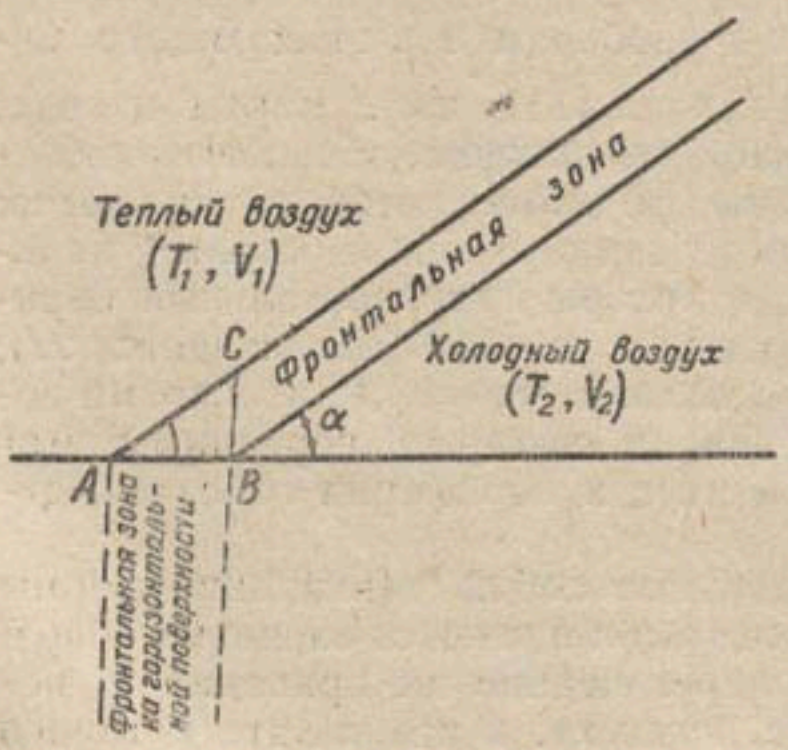


Рис. 25. Схемы фронтальной зоны.

В местах соприкосновения воздушных масс с различными свойствами возникают сравнительно узкие (шириной в сотни километров) переходные зоны, называемые *фронтальными,* где метеорологические элементы (температура, плотность, влажность, ветер) сильно изменяются (рис. 25).

Фронтальная зона малой ширины с резким изменением метеорологических элементов называется *фронтальной поверхностью,* или фронтом, а линия ее пересечения с поверхностью земли — *линией фронта.*

Атмосферные фронты, образующиеся между основными географическими типами воздушных масс, называются *главными*. Различают: 1) арктический фронт (между АВ и ПВ); 2) полярный (между ПВ и ТВ) и 3) тропический (между ТВ и ЭВ). Кроме главных фронтов, наблюдаются более короткие, второстепенные фронты, возникающие внутри основной воздушной массы и разделяющие ее на более или менее разнородные части.

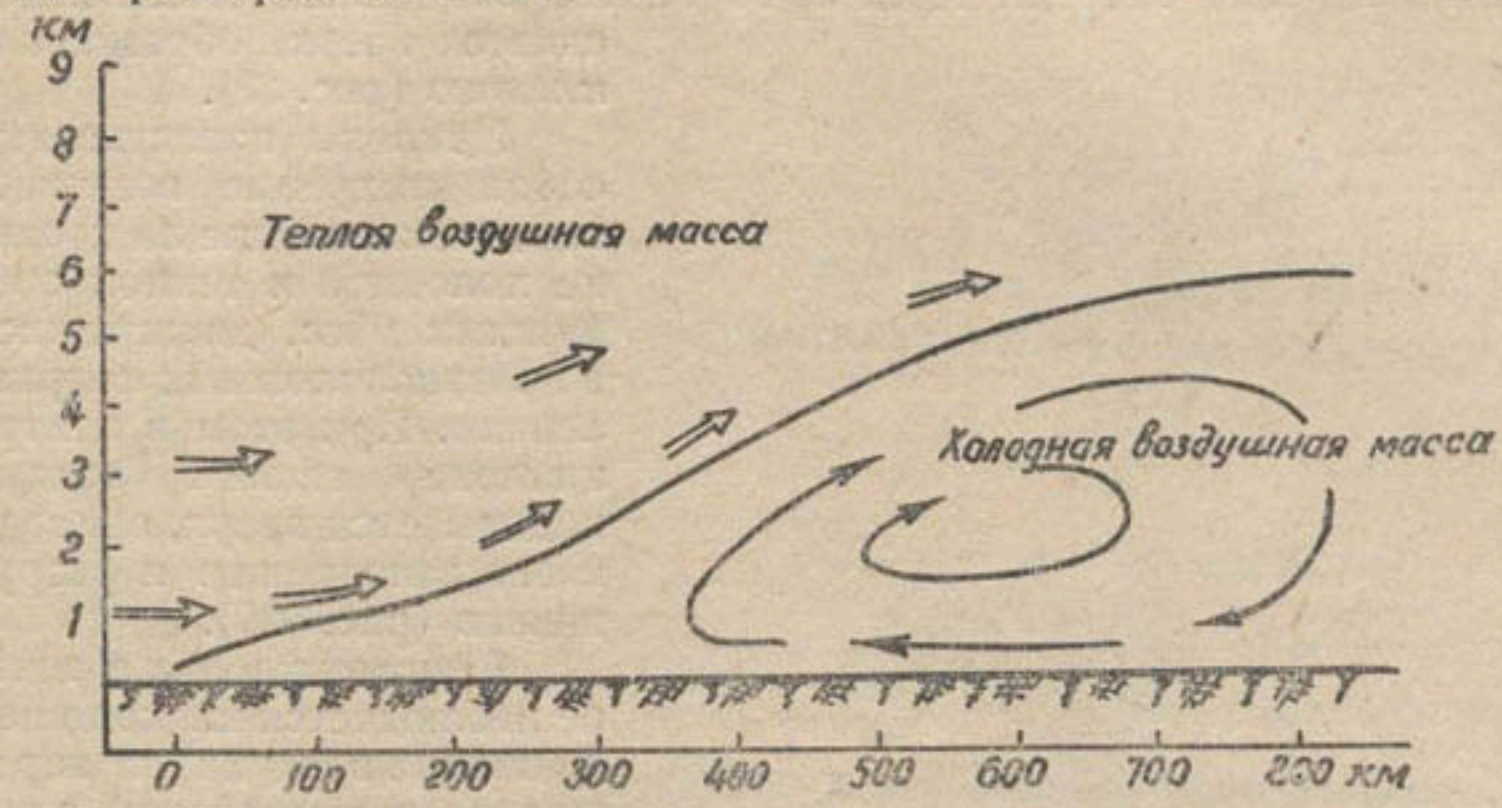


Рис. 26. Теплый фронт (схема движения воздушных масс).

Атмосферные фронты движутся вместе с перемещающимися воздушными массами и в зависимости от характера их трансформации могут находиться в процессе образования и обострения или в процессе ослабления и размывания.

Различают теплые и холодные фронты. Теплый фронт возникает при наползании теплого воздуха, медленно и спокойно поднимающего-

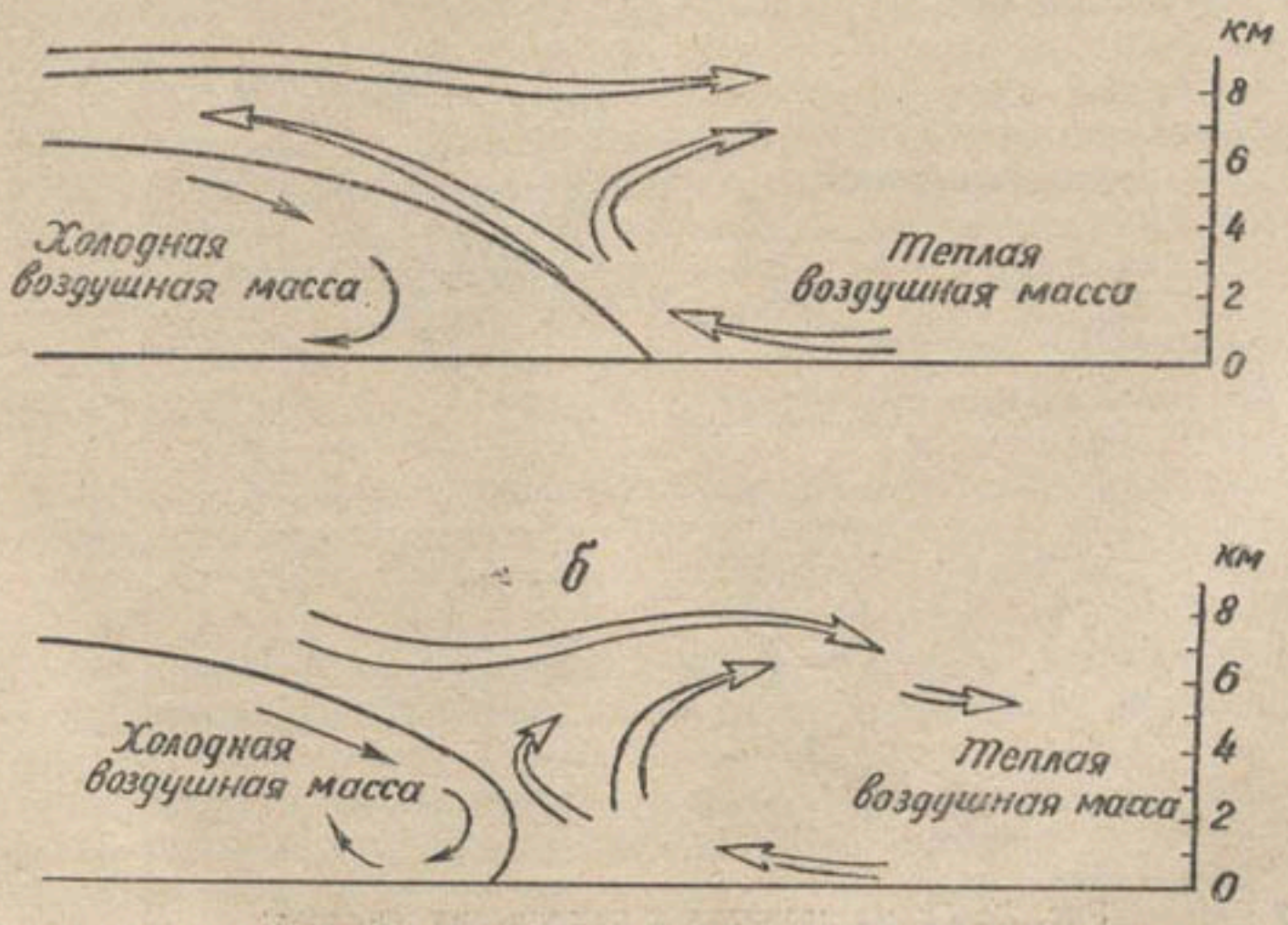
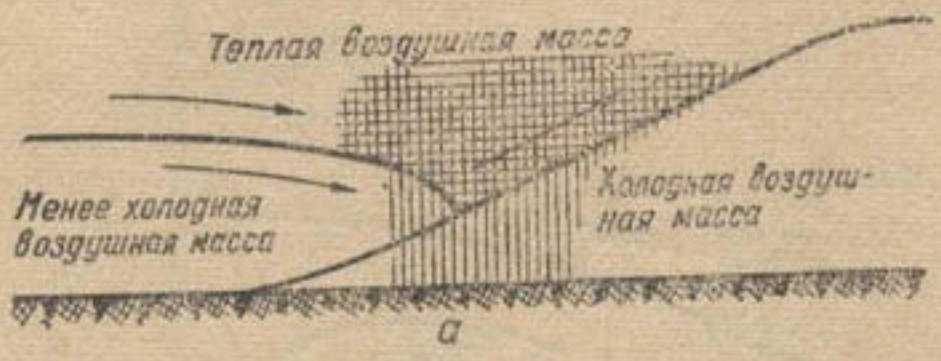


Рис. 27. Схема холодных фронтов первого рода (*а*) и второго рода (*б*).

ся вдоль клина отступающего холодного (рис. 26). Холодный фронт появляется, когда холодный воздух как бы подтекает в виде клина под отступающий перед ним теплый воздух. Он может быть I или II рода (рис. 27).

Фронты хорошо выражены в нижней половине тропосферы и легко обнаруживаются на синоптических картах. Если холодный фронт догоняет идущий впереди теплый, то теплая воздушная масса вытесняется вверх, образуя *окклюзию* (рис. 28).

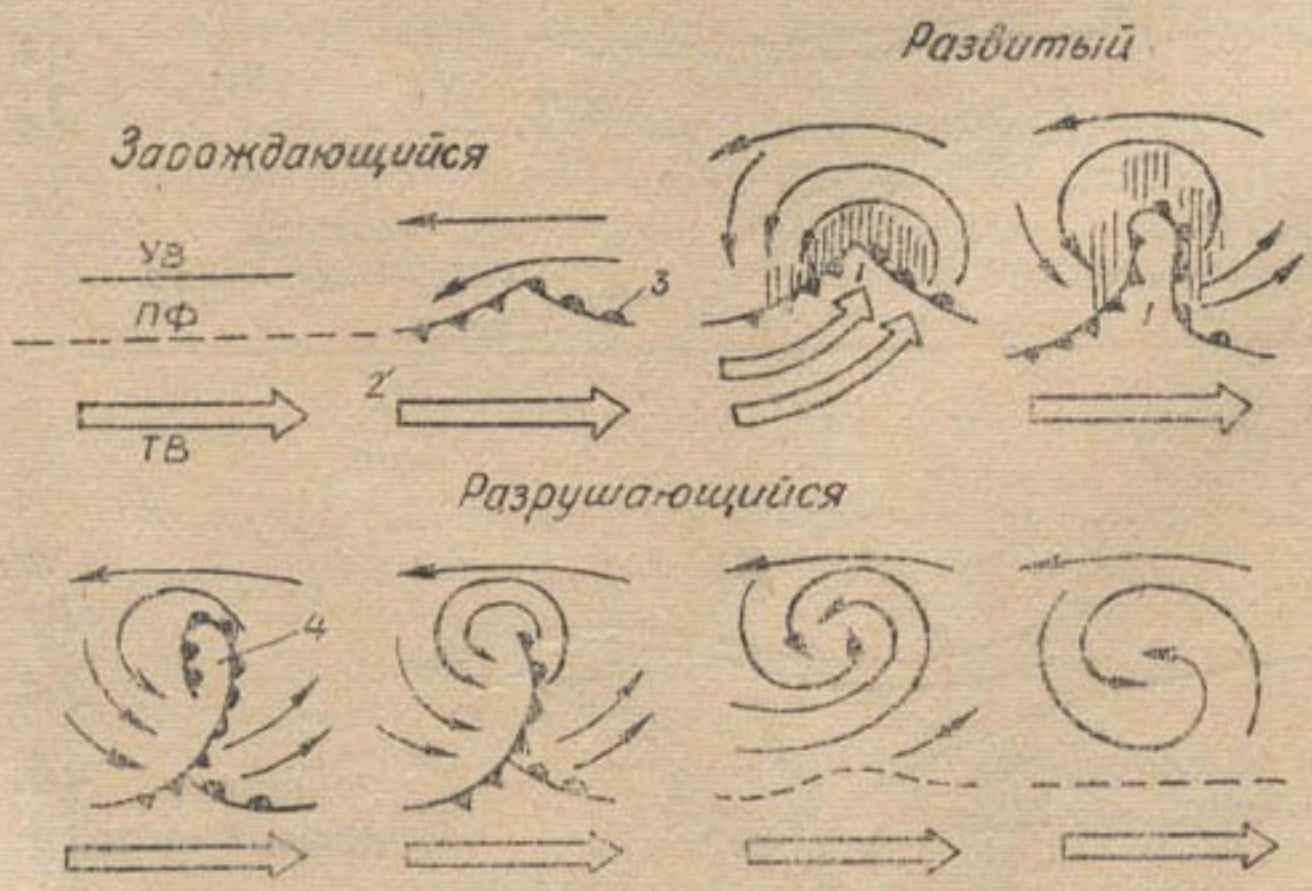


● Рис. 28. Схема образования окклюзий:
а — теплый фронт окклюзии; *б* — холодный фронт окклюзии.

Циклоны представляют собой вихревые возмущения, возникающие на границе холодной и теплой воздушных масс, движущихся в противоположных направлениях. При этом в центре циклона теплый воздух поднимается вверх, приводя к его заполнению и разрушению (рис. 29).

В антициклонах в центре наблюдается нисходящее движение воздуха (из верхних слоев атмосферы) с последующим растеканием его к периферии в приземном слое.

Циклоны перемещаются с запада на восток (редко с севера на юг или с юга на север) со средней скоростью 30—50 *км/час* и как максимум до 100 *км/час* (зимой быстрее, чем летом). Они обычно распространяются сериями или семействами. В течение



● Рис. 29. Схема развития и разрушения циклона:
УВ — умеренный воздух; *ПФ* — полярный фронт; *ТВ* — теплый воздух; *1* — теплый сектор; *2* — холодный фронт; *3* — теплый фронт; *4* — окклюзия.

года в Европе наблюдается до 65 серий циклонов продолжительностью в пять-шесть дней.

Антициклоны перемещаются в основном с северо-запада на юго-восток (наиболее часто с севера на юг) со средней скоростью 27 *км/час* и как максимум 80 *км/час*.

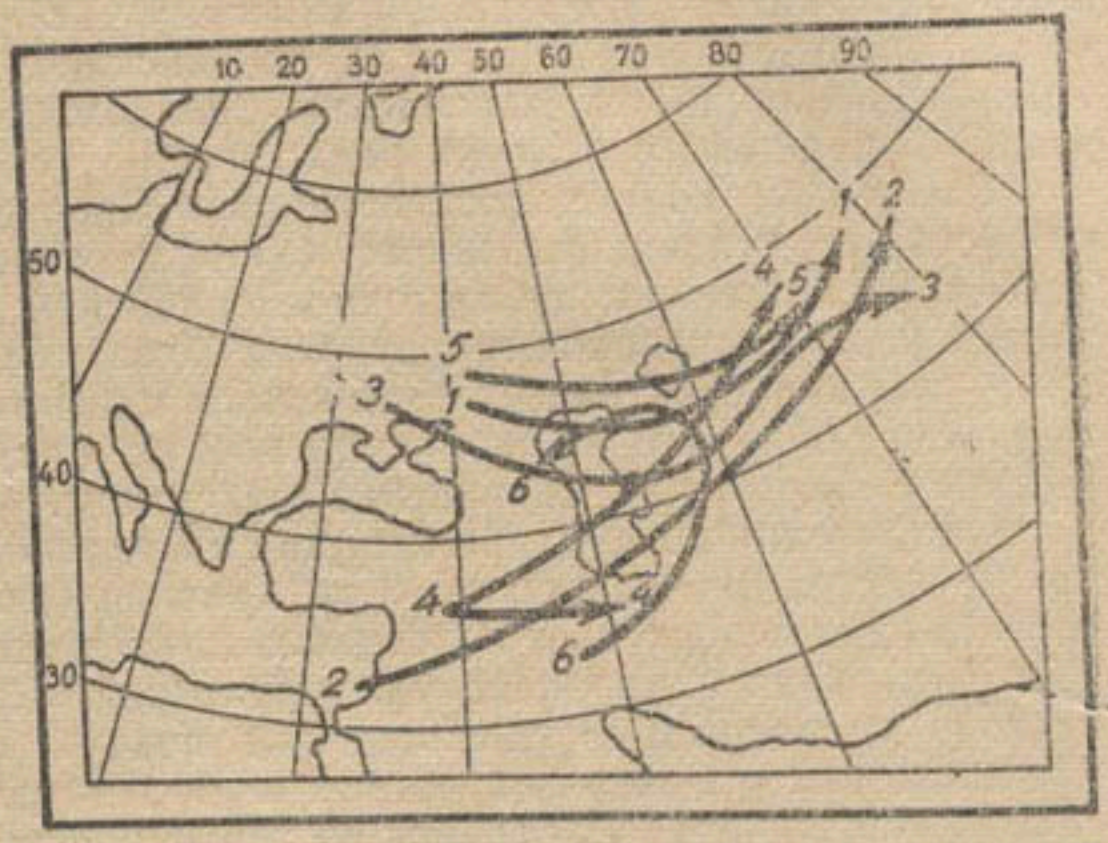


Рис. 30. Типовые траектории циклонов.

В Средней Азии число циклонов в году колеблется от 20 до 40 и в среднем составляет 32 циклона в год. 57% всех циклонов Средней Азии зарождается за ее пределами (на юге или юго-западе), 37% — непосредственно над ней, а 6% над ней разрушается. Средняя скорость движения циклонов 30 *км/час*, наибольшая—85 *км/час* (в феврале). При переваливании через горы скорость движения циклонов уменьшается. Траектории циклонов (рис. 30) направлены в основном с юго-запада на северо-восток или с северо-запада на юго-восток с последующим поворотом на северо-восток. Широтно циклоны движутся очень редко. Около половины циклонов в Средней Азии не достигает высоты 2 *км*, а более 5 *км* имеет лишь 10%.

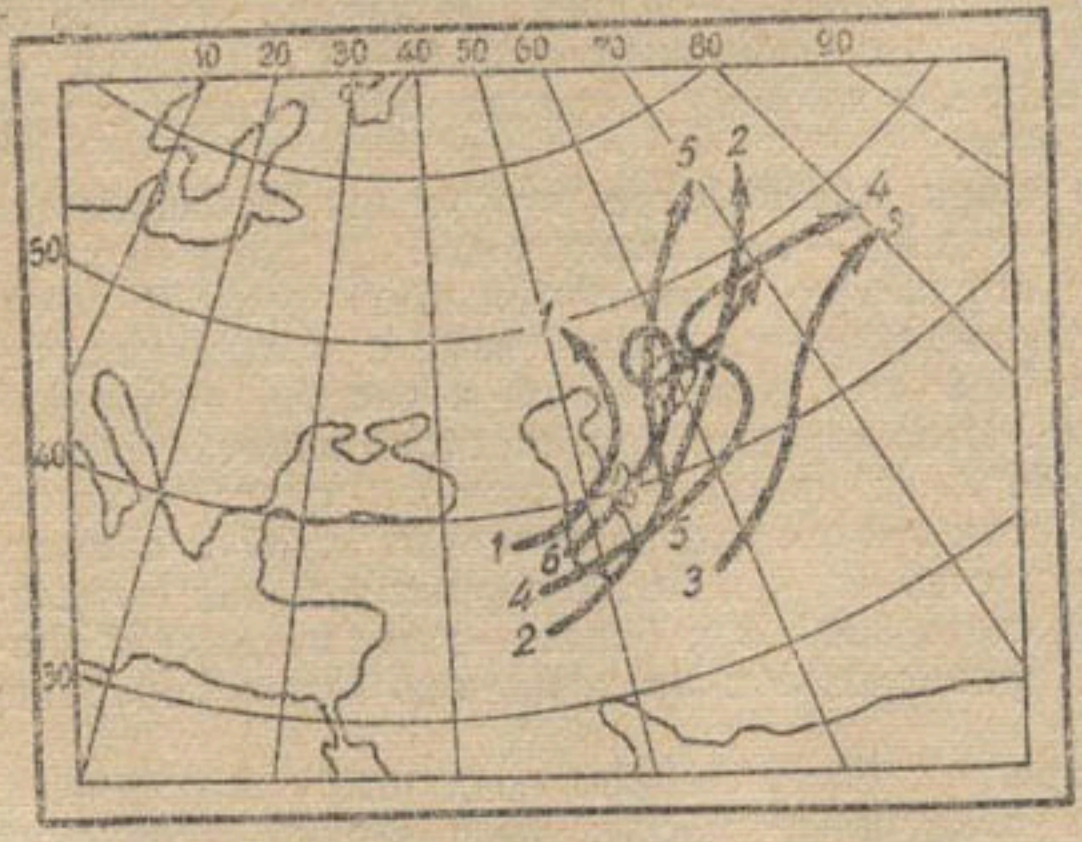


Рис. 31. Типовые траектории антициклонов.

Число антициклонов над Средней Азией изменяется от 10 до 42 в год. 70% их пересекает Среднюю Азию, сформировавшись за ее пределами, 22%—зарождается и 8% разрушается над ней. Средняя скорость их движения 50 *км/час*, максимальная 165 *км/час* (в январе). Чем южнее траектория антициклона, тем быстрее он движется. Поэтому антициклоны, идущие через северные и центральные районы Средней Азии, покидают ее с повышенной скоростью. Траектории движения антициклонов показаны на рис. 31.

Благодаря особенностям географического положения и ландшафта Средней Азии воздушные массы на ее территорию могут поступать с северо-запада, запада и юго-запада, а также с севера. Они разделяются на тропический (Т), умеренный (У) и арктический (А) воздух,

в каждом из которых, в зависимости от происхождения, выделяется ряд разновидностей.

Тропический воздух, поступающий в Среднюю Азию, подразделяется на: 1) иранский (Ти) — формируется над Ираном, Афганистаном и Месопотамией; 2) средиземноморский (Тс) — формируется над районами Средиземного моря и 3) аравийский (Та) — формируется над Аравийским морем и Персидским заливом. Наиболее часто наблюдается Ти, реже Тс и очень редко Та.

Умеренный воздух, поступающий в Среднюю Азию, подразделяется на: 1) воздух южных широт (Ую) морского и полуконтинентального происхождения; 2) восточноевропейский воздух (Уе) — формируется над Европейской территорией Союза; 3) атлантический воздух (Уа) — формируется над Атлантическим океаном, но сильно трансформируется по пути и 4) сибирский воздух (Ус) — образуется над Западной Сибирью или Северным Казахстаном.

Арктический воздух, приходящий в Среднюю Азию, подразделяется на: 1) воздух сибирского сектора Арктики (Ас) — формируется на севере Сибири и поступает в Среднюю Азию чаще с северо-запада через Северный Урал и Европейскую территорию Союза, реже непосредственно с севера и 2) гренландский воздух (Аг) — образуется над Гренландией и Северным морем и проникает в Среднюю Азию с северо-запада через Европейскую территорию Союза или еще более сложным путем через Новую Землю или низовья Оби и Енисея с последующим меридиональным направлением через Сибирь и Казахстан. В зимнее полугодие сильно трансформируется и по своим свойствам приближается к арктическому.

Вторжения арктического холодного воздуха могут охватывать большие территории Средней Азии, проникая до южных границ Ирана и Индии. Период вторжения длится 3—5 дней. В начале вторжения температура воздуха за 1—2 часа понижается на 6—10°, дальнейшее понижение идет медленнее, а к концу периода она в связи с прогревом воздуха повышается.

Южнее Аральского моря арктические вторжения наблюдаются один-два раза в месяц, севернее — несколько чаще. В режиме погоды Средней Азии эти вторжения играют большую роль: в годы, когда они слабо развиты, наблюдается теплая зима с малым количеством осадков (1944 и 1966 гг.). Интенсивные и частые вторжения приводят к суровой зиме. Вторжениями арктического воздуха объясняются „урючные холода", вызывающие „урючный снег" в конце марта — начале апреля. Летом эти вторжения смягчают жару и сухость воздуха в степях и полупустынях, а в высокогорных районах вызывают сильные ветры (на высотах 3000 *м* и более — даже метели) и значительные похолодания, приводящие к прекращению или ослаблению таяния снега.

В Средней Азии, наряду с поступлением воздушных масс извне, формируются и местные воздушные массы: тропический туранский воздух (Тт) и умеренный туранский воздух (Ут).

Тропический туранский воздух (Тт) формируется над пустынями и полупустынями Средней Азии со второй половины мая и до середины сентября, особенно в условиях временной ее изоляций, препятствующей проникновению холодных масс с запада и северо-запада. Это благоприятствует сильному прогреву малоподвижных воздушных масс над пустынями, являющимися в этот период мощными поставщиками тепла в атмосферу.

Тропический туранский воздух близок к тропическому конти-

нентальному воздуху стран южнее и юго-западнее Средней Азии: он имеет высокую температуру и беден влагой.

Умеренный туранский воздух (Ут) формируется над равнинной частью Средней Азии с конца сентября и до первой половины мая из воздушных масс, вторгающихся с севера, запада и северо-востока (главным образом из Уе), причем период формирования продолжается около двух суток, в течение которых температуры за сутки увеличиваются на 2—5 и даже 8°. При длительных вторжениях арктического воздуха период формирования увеличивается до 4—5 суток.

Поступление на территорию Средней Азии воздушных масс извне, а также формирование над ней местных воздушных масс происходит в ходе развития различных синоптических процессов, которые разделяются на следующие 11 типов: 1) южнокаспийский циклон; 2) мургабский циклон; 3) верхнеамударьинский циклон; 4) широкий вынос теплого воздуха; 5) северо-западное холодное вторжение; 6) северное холодное вторжение; 7) волновая деятельность на юге и юго-востоке; 8) малоподвижный циклон над Средней Азией; 9) юго-западная или юго-восточная (9 а) периферия антициклона над Средней Азией; 10) западное вторжение; 11) летняя термическая депрессия.

Тропический воздух в Среднюю Азию поступает чаще всего в теплых секторах южнокаспийских (содержат Тс или Та) и мургабских (содержат Ти и Та) циклонов. Вследствие небольшой высоты пересекаемых горных хребтов он прослеживается от поверхности земли. При верхнеамударьинских циклонах, пересекающих высокие горные хребты Гиндукуша, тропический воздух наблюдается на высотах более 2000 *м*, т. е. эти циклоны захватывают только высокогорные районы, не опускаясь до дна долин.

Указанные циклоны пересекают Среднюю Азию в северо-восточном направлении (южноамударьинские иногда движутся на север).

Наиболее часты южнокаспийские и мургабские циклоны, причем последние, огибая горные массивы, достигают Северной Киргизии, но иногда направляются в Таджикистан. Эти циклоны наблюдаются преимущественно с октября по май, летом они редки.

Тропический воздух (Тс, Та и Ти) поступает также при четвертом типе синоптического процесса — „широкий вынос теплого воздуха", при котором в Среднюю Азию проникает теплый воздух широким потоком у земли и в свободной атмосфере с юго-запада и юга.

Умеренный и арктический воздух в Среднюю Азию попадает при северо-западных, северных и западных вторжениях.

При северо-западных холодных вторжениях холодные умеренные (Уа и Уе) или арктические (Аг и Ас) массы, ограниченные холодным фронтом, проникают на территорию Средней Азии с северо-запада через юго-восточную часть Европейской территории Союза, Западный Казахстан и Устюрт. Скорость движения холодного фронта при северо-западных вторжениях 25—30 *км/час*, иногда до 55—65 *км/час*. Вторжения наблюдаются во все сезоны года, но летом мало интенсивны, так как движущийся воздух быстро прогревается.

В весенний и осенний периоды северо-западные холодные вторжения служат причиной половины всех наблюдаемых в Средней Азии заморозков. При северных холодных вторжениях в Среднюю Азию проникают холодные массы умеренного (Ус) или арктического (преимущественно Ас, редко Аг) воздуха, поступающего с севера через Урал, Западную Сибирь и Казахстан. Умеренный сибирский воздух (Ус) почти всегда участвует в арктических вторжениях в качестве холодной воздушной массы, идущей впереди арктического воздуха, но может

проникать в Среднюю Азию и самостоятельно, вне связи с арктическими вторжениями.

Скорость продвижения северных вторжений 25—30 *км/час* (максимум до 50, минимум 5 *км/час*). Как правило, северные вторжения распространяются не на всю Среднюю Азию и наблюдаются в среднем в два раза реже северо-западных, являясь причиной 25% весенних и осенних заморозков. Летом (в июле) они чаще, чем зимой, но менее продолжительны. Зимние ультраполярные вторжения, приходящие в Среднюю Азию с северо-запада через южную половину Урала, вызывают затяжные (до недели) похолодания.

При западных вторжениях на территорию Средней Азии через Кавказ и Черное море попадает воздух умеренных широт (главным образом Ую, реже Уа или Уе), а иногда сильно трансформированный арктический воздух (преимущественно Ас). Различают четыре разновидности западных вторжений: 1) влажные; 2) влажные, но холодные; 3) холодные и 4) менее холодные.

При влажных западных вторжениях в Среднюю Азию проникает умеренный южный воздух повышенной влажности, двигавшийся по Южной Европе. Влажные, но холодные западные представляют вторжения воздуха умеренных широт (Уа и Ус) тоже влажного, но более холодного, поступающего из Западной Европы, Атлантики и более высоких широт.

При третьей разновидности, называемой холодными западными вторжениями, происходит поступление холодных воздушных масс (Ас) через юг Европейской территории Союза и Кавказа.

Четвертую разновидность западных вторжений, являющуюся тоже холодной, но более теплой, чем третья, образуют вторжения по очень южной траектории через Черное море, Турцию, Закавказье и Северный Иран. Наиболее распространены западные вторжения первой и третьей разновидностей, проявляющиеся в виде одного или двух параллельных, обычно быстро движущихся холодных фронтов второго рода, которые при подходе к горам замедляются, вызывая образование окклюзии.

Западные вторжения вызывают в Средней Азии равномерные, кратковременные похолодания, величина которых незначительна.

Тропический туранский воздух (Тт) появляется на территории Средней Азии главным образом в период термической депрессии, когда в нее временно преграждается доступ холодных воздушных масс. Умеренный же туранский воздух (Ут) формируется над Средней Азией в период юго-западной периферии антициклона.

С точки зрения выпадения осадков большой интерес вызывает ряд циклонических волн, которые развиваются в предгорных районах Средней Азии на фронте вторжения холодных воздушных масс небольшой (1,5—2 *км*) вертикальной мощности и смещаются над Туркменией на восток, а над восточной частью Средней Азии — на северо-восток. Процесс весьма устойчив и вызывает длительный период ухудшения погоды с обильными осадками в южной предгорной и горной частях, но его повторяемость сравнительно невелика.

Некоторую роль в образовании осадков играет также малоподвижный циклон на севере Средней Азии, являющийся результатом проникновения холодных масс. При этом наступает длительный период пасмурной, обычно холодной погоды с частыми осадками в восточной части. Зимой циклон характеризуется сравнительно медленным и плавным захолаживанием, а летом — резким и сильным понижением температуры.

§ 9.
ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА И ИСПАРЕНИЕ

Атмосферный воздух—это смесь сухого воздуха и водяных паров, содержание которых определяет его влажность. Влажность характеризуется рядом понятий, из которых главные:

а) *абсолютная влажность* a — количество (масса) водяного пара, содержащегося в единице объема влажного воздуха ($г/м^3$);

б) *удельная влажность* q — количество (масса) водяного пара, содержащегося в массе влажного воздуха ($г/кг$);

в) *упругость* (парциальное давление) e водяного пара, содержащегося в воздухе (*мб* или *мм* рт. ст.).

Упругость связана с абсолютной влажностью выражением:

$$a = \frac{0{,}81\, e\ мб}{1+\alpha t} = \frac{1{,}06\, e\ мм}{1+\alpha t}, \qquad (2.6)$$

где $\alpha = 0{,}00366$ — коэффициент расширения воздуха при постоянной температуре;

t — температура воздуха.

С удельной влажностью упругость связана выражением:

$$q = 622\frac{e}{p}\ г/кг, \qquad (2.7)$$

где p — давление воздуха (при $p = 760$ *мм* $q = 0{,}82\, e\ г/кг$).

Содержание паров в воздухе при данной температуре ограничивается упругостью насыщенного пара $E_в$, которая над плоской поверхностью чистой воды определяется по эмпирической формуле Магнуса:

$$E_в = E_0 10^{\frac{7{,}45t}{235+t}}, \qquad (2.8)$$

где $E_0 = 6{,}1$ *мб* или 4,6 *мм*;

t — температура воздуха, °С.

Упругость насыщенного пара над поверхностью льда $E_л$ меньше, чем над поверхностью чистой воды $E_в$ и может определяться по формуле:

$$E_л = E_в e^{0{,}01t} \qquad (2.9)$$

или

$$\frac{E_л}{E_в} = \left(100 + t + \frac{t^2}{200}\right)\%. \qquad (2.10)$$

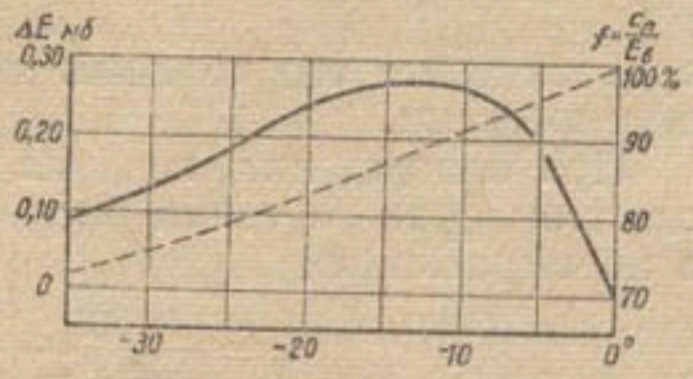


Рис. 32. Разность упругостей насыщенного пара ΔE над водой $E_в$ и надо льдом (сплошная кривая) и относительная влажность воздуха при насыщении над льдом (пунктирная кривая).

Изменение разницы $\Delta E = E_в - E_л$ и отношения $\frac{E_л}{E_в}$ в зависимости от температуры показано на рис. 32. Величина ΔE достигает максимума при $t \approx -12°$, а отношение $\frac{E_л}{E_в}$ уменьшается с понижением температуры почти линейно;

г) *относительная влажность* f — процентное отношение упругости водяного пара, содержащегося в воздухе, к упругости насыщенного пара, соответствующей температуре этого воздуха.

$$f = \frac{e}{E}\,100\%. \qquad (2.11)$$

С повышением температуры воздуха относительная влажность уменьшается;

д) *дефицит влажности* D — разница между упругостью насыщенного пара, соответствующей температуре рассматриваемого воздуха, и упругостью фактически содержащегося в нем пара e:

$$D = E - e = E\frac{100 - f}{100} \text{ мб (или мм)}. \qquad (2.12)$$

Так как при нагревании или охлаждении (до некоторого предела) изолированного объема воздуха содержание в нем водяных паров не меняется, то их упругость остается постоянной. Упругость же насыщенного пара изменяется по кривой (рис. 33). Поэтому при нагревании воздуха дефицит влажности увеличивается, при охлаждении — уменьшается, достигая нуля при температуре $t_0 = \tau_к$, называемой *температурой точки росы;*

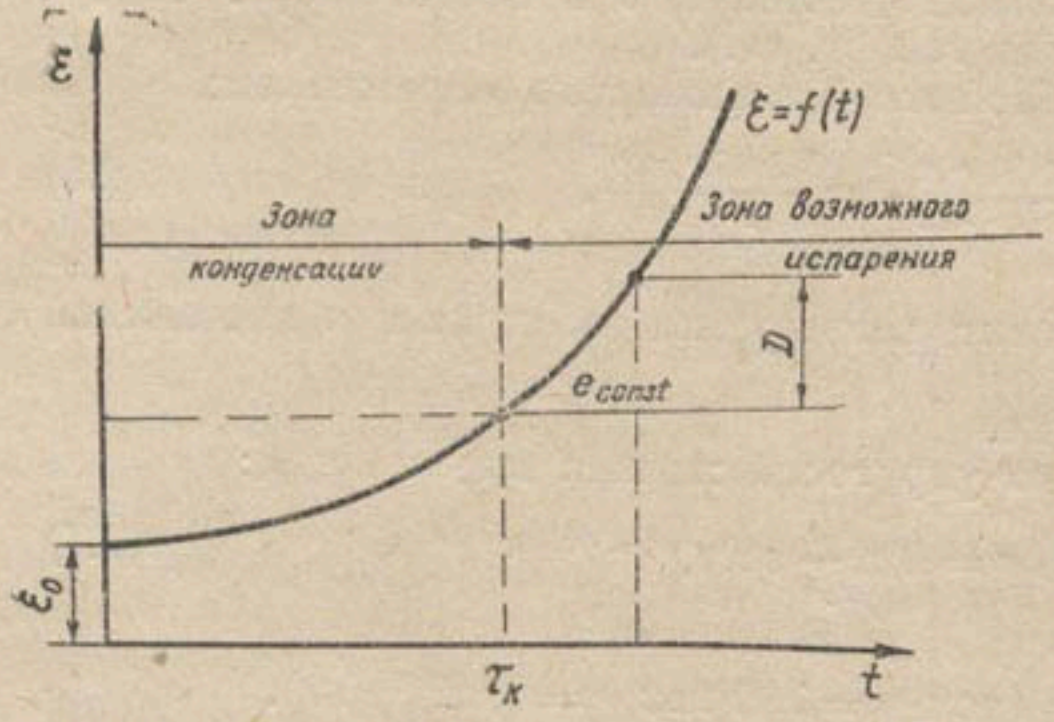


Рис. 33 Кривая упругости насыщенного пара.

е) *температура точки росы* $\tau_к$ — температура воздуха, при которой упругость насыщенного пара E становится равной упругости фактически содержащегося в нем пара e. Дальнейшее охлаждение воздуха вызывает перенасыщение его водяным паром и конденсацию пара (переход в жидкую фазу).

При охлаждении воздуха над поверхностью воды температура точки росы может определяться по выражению:

$$\tau_в = \frac{235}{7{,}45K - 1}, \qquad (2.13)$$

где $K = \frac{1}{\lg e - \lg E_0}$.

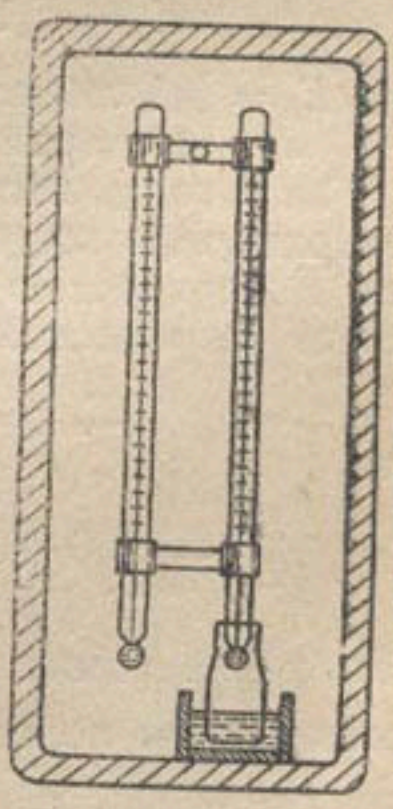


Рис. 34. Психрометр.

На метеорологических станциях влажность воздуха измеряют на стандартной высоте 2 *м* над поверхностью воды в те же сроки, что температуру и давление. Измерения влажности воздуха на других высотах носят менее систематический характер. Влажность измеряют психрометрами и гигрометрами. Психрометр состоит из двух совершенно одинаковых термометров, резервуар одного из которых обернут батистом, непрерывно смачиваемым водой (рис. 34). Влажность воздуха вычисляется по специальной формуле с учетом разности показаний сухого и смоченного термометров (психрометрическая разность). Принцип действия гигрометров основан на свойстве человеческого волоса изменять длину в зависимости от влажности. Волосяные гигрометры типа МВ-1 дают величину относительной влажности в процентах. Правильность их показаний

систематически проверяют, сопоставляя с показаниями стационарного психрометра и определяя величину поправки (особенно необходимо в зимнее время). Так же как и температура и давление, влажность воздуха зависит от географических координат, высоты рассматриваемой точки и подвержена колебаниям во времени.

Упругость водяного пара *e* в своем распределении следует за распределением температуры. Наибольшие ее значения наблюдаются вблизи экватора, наименьшие — ближе к полюсам. Средняя упругость паров в экваториальной зоне 25 *мб*; к 65—70° с. ш. она уменьшается до 4—5 *мб* летом и 1 *мб* зимой. Относительная влажность имеет минимум при 20° широты зимой и 30—40° летом, на экваторе и у полюсов она больше (рис. 35).

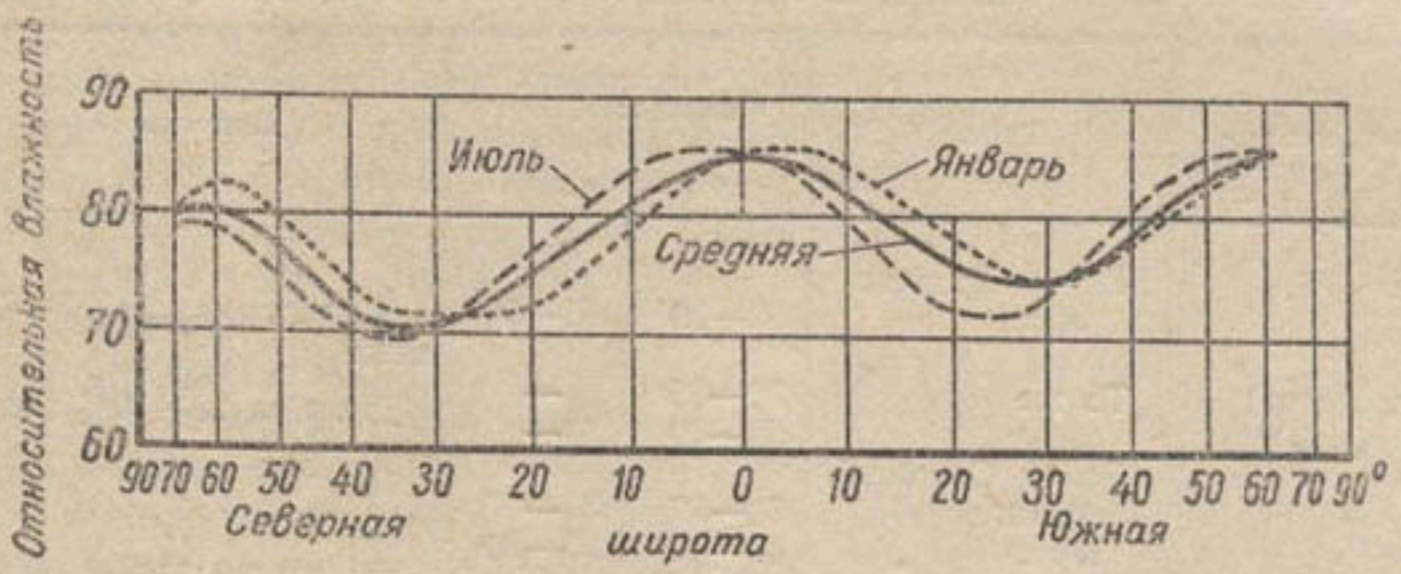


Рис. 35. Зональное изменение относительной влажности.

Максимальные значения упругости паров *e* и относительной влажности *f* наблюдаются над морями и океанами, а минимальные — в глубине континентов. С высотой упругость водяного пара быстро убывает: на высоте 1,5—2 *км* она уменьшается в два раза, на высоте 5 *км* — в 10 раз, а выше 8—10 *км* становится ничтожно малой.

В приземном слое атмосферы изменение упругости водяного пара прямо, а относительной влажности обратно пропорционально ходу температуры и существенно зависит от переноса водяного пара в процессе вертикального воздухообмена.

Суточный ход относительной влажности характеризуется максимумом перед восходом солнца и минимумом около 15—16 час., причем амплитуда над океанами и морями (особенно летом) значительно меньше, чем над континентами. С высотой величина относительной влажности возрастает, а амплитуда суточных колебаний уменьшается (рис. 36).

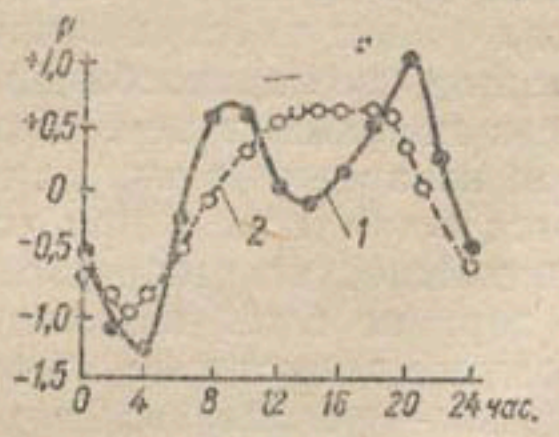


Рис. 36. Суточный ход упругости водяного пара:

1 — в ясные летние дни;
2 — во все дни осени.

Годовой ход абсолютной и относительной влажности в сильной степени зависит от физико-географических условий. Абсолютная влажность повторяет ход температуры: упругость водяного пара наибольшая в летние месяцы (до 12—15 *мб*) и наименьшая зимой (2—3 *мб*).

Ход относительной влажности обратен ходу температур: наибольшая влажность наблюдается зимой (в средних широтах до 80—90%), наименьшая — летом (60—70%, а в сухих юго-восточных районах Европейской территории Союза—40—50%). Величины годовых ампли-

туд влажности соответствуют амплитудам температуры и с высотой уменьшаются.

В Средней Азии влажность воздуха зависит от места формирования приходящей воздушной массы. Наибольшую влажность имеют тропический (Т) и умеренный южный воздух (Ую). Тропический средиземноморский (Тс) и аравийский (Та) воздух содержит в слое до 2 *км* 8—10 *г/кг* влаги, на высоте до 5 *км* —3 *г/кг*; умеренный южный воздух (Ую): весной —5—10 *г/кг*, летом —5,5—9,5, осенью —4,5—7 и зимой—3,8—4,4 *г/кг*.

Таблица 10

Относительная влажность Ую над территорией Средней Азии

Сезон, месяц	Район	Относительная влажность, %		Примечания
		утром	днем	
Зима	Вся Средняя Азия	82—89	65—69	В пустынях на 3—4% ниже
Весна (март)	То же	70—85	—	Днем на 20—30% меньше
„ (май)	„	55—70	—	
Лето	Запад Средней Азии	50—57	31—37	
	Центр „	47—53	25—30	
	Восток „	—	—	На 5—10% больше, чем в центре
Осень (октябрь)	Север „	75—84	42—48	В Мургабе и на Средней и Верхней Амударье днем 35—37%
	Юг „	62—69		
„ (ноябрь)	Запад „	72—72	47—57	На юго-западе днем 60—65%
	Восток „	81—92		

Испарение представляет собой своеобразный обмен молекулами воды между испаряющей поверхностью и расположенным выше нее воздушным пространством. При этом величина испарения равняется разнице между потоками молекул, вылетающих из жидкости и возвращающихся в нее. Наибольшей величины эта разница достигает при испарении в вакууме, когда практически молекулы не возвращаются в жидкость. При испарении же в атмосферу она определяется возможностью распространения молекул из пограничного слоя воздуха в верхние слои воздушного пространства, которое в неподвижном воздухе происходит по законам молекулярной диффузии, а в движущемся — усиливается турбулентным перемешиванием.

Скоростью испарения называется масса воды, испаряющейся с единицы поверхности за единицу времени в *г/см²·сек*. Теоретическая ее величина при неподвижном воздухе определяется выражением:

$$Z = -d\rho \frac{\partial q}{\partial H}, \qquad (2.14)$$

где d — коэффициент молекулярной диффузии;
ρ — плотность воздуха;
$\frac{\partial q}{\partial H}$ — вертикальный градиент влажности.

Вводя ряд упрощений, выражение (2.14) можно привести к известному закону Дальтона:

$$Z = A^1 \cdot D, \qquad (2.15)$$

где $A^1 = 0{,}5 \cdot 10^{-6} \frac{T_p}{\Delta Z}$;

$D = E - e$ — дефицит влажности.

В метеорологии скорость испарения обычно выражается высотой слоя воды в миллиметрах, испаряющейся за сутки, декаду, сезон или год.

По М. И. Будыко, скорость испарения определяется: 1) наличием запаса влаги, обеспечивающего испарение (водные ресурсы); 2) притоком тепла, расходуемого на испарение (энергетические ресурсы); 3) турбулентным перемешиванием, способствующим распространению водяного пара в атмосфере.

При наличии запаса влаги испарение зависит от характера и состояния испаряющей поверхности. Различают следующие виды испарения: 1) с водной поверхности (включая испарение с поверхности льда и снега); 2) с поверхности почвы; 3) с поверхности растительного покрова.

Испарение с водной поверхности зависит от ее состояния. С поверхности соленой воды (моря, океаны, особенно соленые озера), а также льда при прочих равных условиях оно значительно меньше, чем с поверхности пресной воды (из-за меньшей величины упругости насыщенного пара над растворами и льдом). Испарение с поверхности снега вследствие сильно развитой площади испаряющей поверхности ледяных кристаллов больше, чем с поверхности монолитного льда. Переход воды из твердого состояния непосредственно в газообразное называется *возгонкой*.

Испарение с поверхности почвы зависит от ее увлажненности и цвета, наличия растительного покрова и ряда других факторов. С избыточно увлажненной почвы оно приближается к испарению с водной поверхности, а при наличии растительности (лес, кустарники) летом может быть и больше. Испарение с поверхности сухой почвы сильно зависит от возможности поступления влаги из нижних слоев, определяемого влажностью и структурой почвы, уровнем грунтовых вод и т. п.

Плотные почвы с большей капиллярностью испаряют больше, чем рыхлые. Поэтому в Средней Азии после полива пропашных культур (хлопчатника) обязательно рыхление междурядий (культивация), способствующее сохранению запаса влаги в почве.

Темные почвы испаряют больше, чем светлые, бурые и серые больше, чем красные и желтые.

Рельеф местности тоже влияет на испарение. Волнистые и неровные поверхности испаряют больше, чем плоские и гладкие.

Растительный покров, затеняя почву и ослабляя движение воздуха в приземном слое, уменьшает испарение с ее поверхности (лес до 2—2,5 раза).

Испарение с поверхности растительного покрова слагается из: а) испарения осадков (например, капель дождя), задержавшихся на листьях, стеблях и других частях растений и б) транспирации, т. е. испарения через листья воды, высасываемой корнями из нижних слоев почвы, что связано с жизнедеятельностью растений. Поэтому транспирацию называют *биологическим испарением*. В Средней Азии на транспирацию приходится основная часть испарения с поверхности растительного покрова.

Количество воды, испаряемое в процессе транспирации, выражается транспирационным коэффициентом, т. е. количеством ее, затрачиваемым растением (в среднем) на создание единицы сухого вещества (табл. 11).

Таблица 11

Значения транспирационного коэффициента K_T для различных сельскохозяйственных культур и древесных пород

Сельскохозяйственная культура	$K_т$, $м^3/т$	Древесная порода	$K_т$, $м^3/т$
Хлопчатник	850	Ольха	227
Рис	682	Дуб	220
Пшеница	557	Сосна	213
Сахарная свекла	443	Ель	193
Кукуруза	349	Пихта	145

Транспирация зависит от рода растительности, степени развития и возраста растения, его корневой системы, глубины залегания грунтовых вод, температуры и влажности воздуха, состояния и физико-химических свойств почвы, ветра и т. п.

Вследствие большой площади испаряющей поверхности листьев испарение с растительного покрова может превышать испарение с поверхности чистой воды. Поэтому зарастание мелководий водохранилищ камышом (водохранилища на р. Мургаб) увеличивает испарение с их зеркала более чем в два раза (камыш испаряет до 20 тыс. $м^3/га$ воды).

Испарение зависит также от притока тепла, компенсирующего затраты энергии на парообразование. Если компенсация недостаточна, испаряющая поверхность охлаждается, что, уменьшая упругость насыщенного пара E над ней, вызывает уменьшение или прекращение испарения.

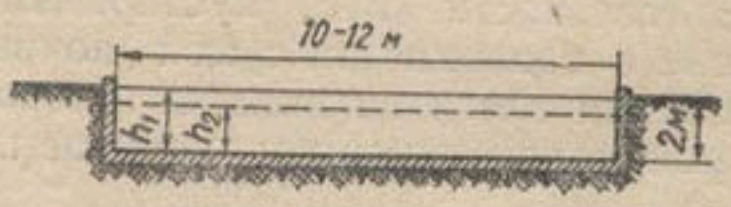


Рис. 37. Береговой испаритель.

Важным фактором, сильно влияющим на испарение, является турбулентность движущегося воздуха. Благодаря нее пограничный слой воздуха, насыщенный парами воды, выбрасывается в более высокие слои, способствуя распространению водяного пара в атмосфере. Интенсивность турбулентного перемешивания учитывается в выражении (2.14) заменой коэффициента молекулярной диффузии коэффициентом турбулентной диффузии, имеющим величину в сотни и даже тысячи раз больше. Движение воздуха при скорости ветра 0,25 *м/сек* увеличивает испарение по сравнению с испарением при неподвижном воздухе в три раза. При дальнейшем увеличении скорости ветра испарение возрастает почти линейно.

Величину испарения в природных условиях определяют методами: а) непосредственного измерения; б) водного баланса; в) теплового баланса; г) турбулентной диффузии. Для непосредственного измерения применяются водные, почвенные и болотные испарители. Испарение с водной поверхности измеряют при помощи испарительных бассейнов, представляющих цилиндрический бак из 4—5-миллиметрового железа глубиной 2 *м* с площадью зеркала 100 или 20 $м^2$, устанавливаемый в грунте (рис. 37), или испарителей ГГИ-3000 (бак с площадью испаряющей поверхности 3000 $см^2$, устанавливаемый в грунте или на

воде, где он поддерживается при помощи специального плота). Величина испарения Z за период измерения (декаду или месяц) определяется как понижение уровня воды в испарителе, к которому прибавляется слой атмосферных осадков, выпавших за этот же период:

$$Z = X + (h_1 + h_2) K, \tag{2.16}$$

где X — слой осадков за время t;
h_1 и h_2 — глубины воды в испарителе в начале и конце периода, *мм*;
K — поправочный коэффициент.

Почвенные испарители для определения испарения с поверхности почвы (ГГИ-500-50 и ГГИ-500-100) состоят из внутреннего цилиндра со съемным дном, позволяющим заряжать его монолитом из почвенного пласта, не нарушая структуру почвы, и внешнего цилиндра-гнезда (рис. 38). Площадь внутреннего цилиндра (испаряющей поверхности) 500 *см*^{2}, высота 50 или 100 *см*. Количество испарившейся воды определяют, взвешивая внутренний цилиндр, заполненный монолитом.

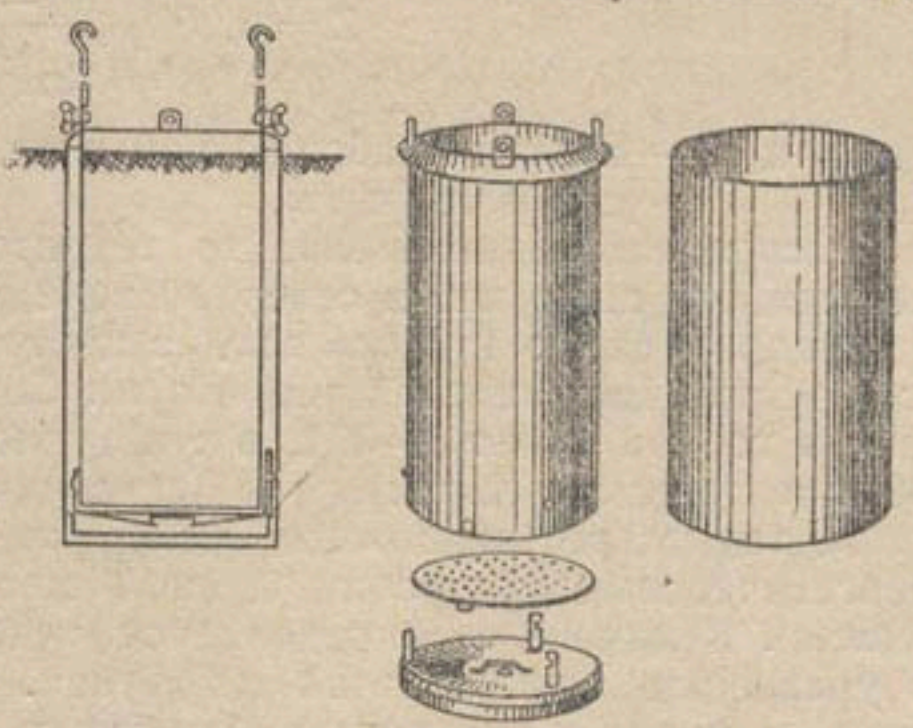


Рис. 38. Весовой почвенный испаритель ГГИ-500-50

Новейшая конструкция — гидравлический почвенный испаритель — определяет величину испарения по погружению металлического цилиндра с монолитом, плавающего в специальном баке, что позволяет получать большие вертикальные перемещения при малых изменениях веса монолита и значительно повышает точность измерения.

Испарители для измерения испарения с поверхности болот могут быть весовые (ГГИ-Б-1000) и с автоматической регистрацией уровня воды (ГГИ-Б-500), определяющие испарение по объему воды, расходуемому для поддержания заданного уровня.

Стационарные пункты, организуемые для измерения испарения при помощи испарителей в различных физико-географических условиях, называются *испарительными площадками*, которые разделяются на несколько типов в зависимости от состава оборудования и программы наблюдений.

Для определения испарения с больших территорий часто пользуются косвенными методами, основанными на вычислении его из уравнений водного или теплового баланса. Согласно уравнению водного баланса, величина испарения с некоторой территории за данный промежуток времени:

$$Z = X - Y_ф + W_п - Y_п, \tag{2.17}$$

где Z — слой испарения;
X — слой осадков;
$Y_п$ — слой поверхностного стока;
$Y_ф$ — слой подземного стока;
$W_п$ — слой притока.

Используя выражение (2.17), В. А. Шульц определил среднюю величину испарения с поверхности горной области Средней Азии, равную 374 *мм* в год, а с поверхности равнины —297 *мм* в год.

Уравнение теплового баланса рассматривает энергетические ресурсы, которые могут быть использованы для испарения воды. При этом испарение за время t:

$$Z_t = \frac{R - P - B}{L}, \tag{2.18}$$

где L — скрытая теплота парообразования;
R — радиационный баланс (приход — расход лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой земной поверхностью);
P и B — теплообмен испаряющей поверхности с атмосферой и нижними слоями почвы или воды.

Исходя из уравнения турбулентной диффузии и вводя ряд упрощающих предположений, можно получить следующее выражение:

$$Z = 0{,}05\, W_1 \frac{a_2 - a_1}{\ln \frac{H_2}{H_1}}, \tag{2.19}$$

где a_1 и a_2 — значения абсолютной влажности, соответствующие высотам H_1 и H_2.

Распределение испарения по территории СССР характеризуется следующими цифрами: в северной зоне Европейской территории Союза (тундра) около 150 *мм/год*, в центральной полосе 300—400, на юго-востоке Европейской территории Союза меньше 200; в Средней Азии в горной области—374, в культурно освоенной части равнины—500 и в пустынях Каракумы и Кызылкум—174 *мм/год*.

Максимально возможное испарение, определяемое водными и энергетическими ресурсами данной местности, называется *испаряемостью*. Величина ее определяется методом теплового баланса или по уравнению турбулентной диффузии. Испарение с водной поверхности в морях и океанах приближается к испаряемости, а с поверхности суши обычно значительно меньше.

Суточный и годовой ход испарения большей частью параллелен ходу температуры. В дневные часы испарение увеличивается, в ночные — уменьшается. Наибольшая величина его приходится на летние, наименьшая — на зимние месяцы.

Испарение с поверхности Аральского моря колеблется в течение года от 10 *мм* в сутки летом до 0,1 *мм* в сутки зимой (среднегодовая величина — около 3 *мм* в сутки).

При составлении гидрологических расчетов часто учитывают потери на испарение, например, при проектировании водохранилищ, где они могут достигать значительных величин. Так, общие годовые потери на испарение пяти водохранилищ на Мургабе составляют 213,1 млн. $м^3$ (из них на транспирацию водной растительностью — 90,6 млн. $м^3$), т. е. около 12% годового стока этой реки. В практике инженерных гидрологических расчетов применяются эмпирические формулы потерь на испарение и методы, основанные на обобщении данных наблюдений.

Наибольшее распространение получили формулы, основанные на выражении (2.20) и отражающие зависимость скорости испарения от дефицита влажности $D = E - e$ и скорости ветра W:

$$Z = D \cdot f(W), \tag{2.20}$$

где E — упругость насыщенного пара, подсчитанная по температуре испаряющей поверхности;

$f(W)$ — некоторая эмпирическая функция, учитывающая зависимость испарения от скорости ветра („ветровой фактор").

Эмпирические формулы справедливы в пределах условий, для которых определены входящие в них коэффициенты и их применение в других условиях может давать значительные ошибки. Наиболее распространены следующие формулы:

а) Формула В. К. Давыдова (для небольших водоемов и речных водохранилищ):

$$Z = 15\ D^{0,8}(1 + 0{,}125\ W), \tag{2.21}$$

где Z — слой испарения за месяц, *мм*;
D — среднемесячный дефицит влажности воздуха, *мм*;
W — среднемесячная скорость ветра, *м/сек*.

Упрощенная формула В. К. Давыдова:

$$Z = 24{,}5\ D^{0,8}. \tag{2.22}$$

б) Формула С. Н. Крицкого, М. Ф. Менкеля и К. И. Россинского для испарения с водной поверхности:

$$Z = 9(E_n - e_{200}) \times \sqrt{1 + 0{,}15\ W_{900}}, \tag{2.23}$$

где Z — слой испарения за месяц, *мм*;
E_n — упругость насыщенного пара при среднемесячной температуре воды;
e_{200} — фактическая среднемесячная упругость пара на высоте 200 *см*;
W_{900} — скорость ветра на высоте 900 *см*.

в) Формула Б. Д. Зайкова (для водохранилищ в пологой местности при площади зеркала до 50 $км^2$ и глубинах воды 1,5—8 *м*):

$$Z = 0{,}2\ n \cdot CD_{200}^{0,78}(1 + 0{,}85\,W_{100})^m, \tag{2.24}$$

где Z — слой испарения за месяц;
n — число дней в месяце;
C — коэффициент, зависящий от средних соотношений между температурами воды и воздуха и определяемый по специальной карте (рис. 39); колеблется от 1,4 для Средней Азии до 2,2 для северо-запада СССР;
D_{200} — среднемесячный дефицит влажности воздуха на высоте 200 *см*, *мм*;
W_{100} — среднемесячная скорость ветра на высоте 100 *см* над поверхностью земли, *м/сек*;
m — коэффициент уменьшения скорости ветра в защищенном месте (для водохранилищ, окруженных лесом или расположенных в понижениях).

Для определения скорости ветра W_{100} и коэффициента m пользуются формулами:

$$W_{100} = \frac{1{,}523}{\lg x - 0{,}477}\,W_x; \tag{2.25}$$

$$m = \frac{1 + 0{,}85\,W_{100} \cdot K_{100}}{1 + 0.85\,W_{100}}, \tag{2.26}$$

где W_x — скорость ветра на высоте измерения над поверхностью земли;
K_{100} — отношение скорости ветра за препятствием к скорости на открытом месте; для водохранилища, окруженного лесом, значение K_{100} можно определить по графику (рис. 40); для

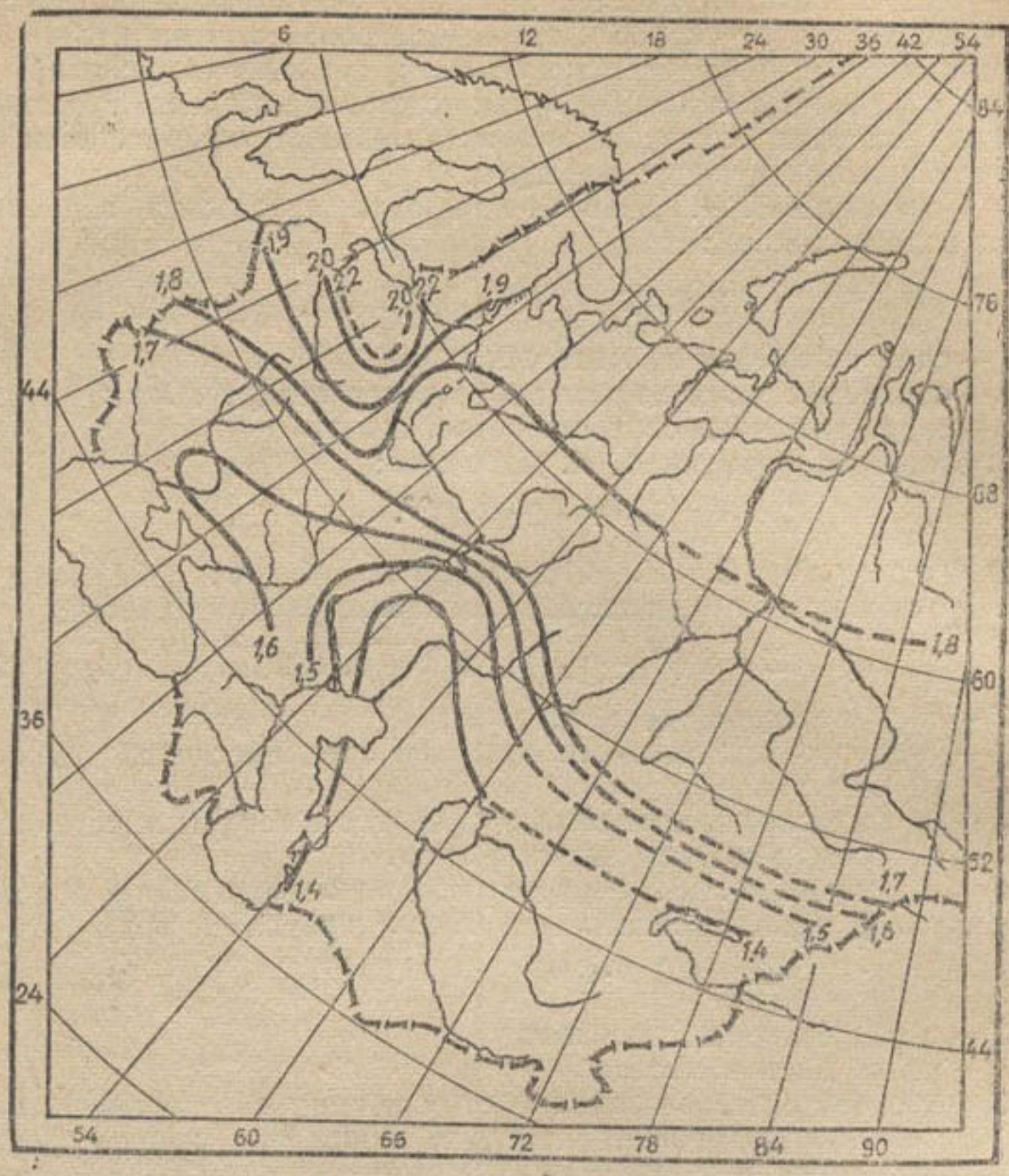


Рис. 39. Карта распределения параметра *C*.

водохранилища, расположенного в понижении, по графику (рис. 41).

г) Формула А. П. Браславского и З. А. Викулиной:

$$Z = 0{,}13\, n\,(E_n - e^1_{200}) \times (1 + 0{,}72\, W_{200}), \qquad (2.27)$$

где Z — слой испарения за месяц, *мм*;

n — число дней в месяце;

E_n — упругость насыщенного пара, определяемая по среднемесячной температуре воды, *мб*;

e^1_{200} — среднемесячная упругость паров в воздухе на высоте 200 *см* над водной поверхностью, *мб*;

W_{200} — среднемесячная скорость ветра над водной поверхностью на той же высоте.

Упругость паров воздуха над водной поверхностью e^1_{200} выражается через упругость над сушей e_{200} (наблюдаемую на метеорологических станциях) формулой:

$$e^1_{200} = e_{200} + M\,(e_{\text{пр}} - e_{200}), \qquad (2.28)$$

где M — коэффициент, зависящий от времени пребывания воздушного потока над водоемом;

$T = \frac{L}{3{,}6W_{200}}$ (где L — средняя длина разгона воздушного потока над водоемом, *км*), значения которого могут определяться по графику (рис. 42);



Рис. 40. Изменение скорости ветра на высоте 100 *см*, под влиянием полезащитных лесных полос (в % от скорости ветра на открытом месте):

1 — полоса ажурная внизу, густая вверху; *2* — ажурная вверху, редкая внизу; *3* — густая вверху и внизу; *4* — редкая вверху и внизу.

$e_{пр}$ — предельная упругость паров в воздухе (*мб*) при неограниченном пребывании воздушного потока над водоемом, определяемая в зависимости от температуры воды по графику (рис. 43); приближение $e_{пр} = 0{,}8E_n$.

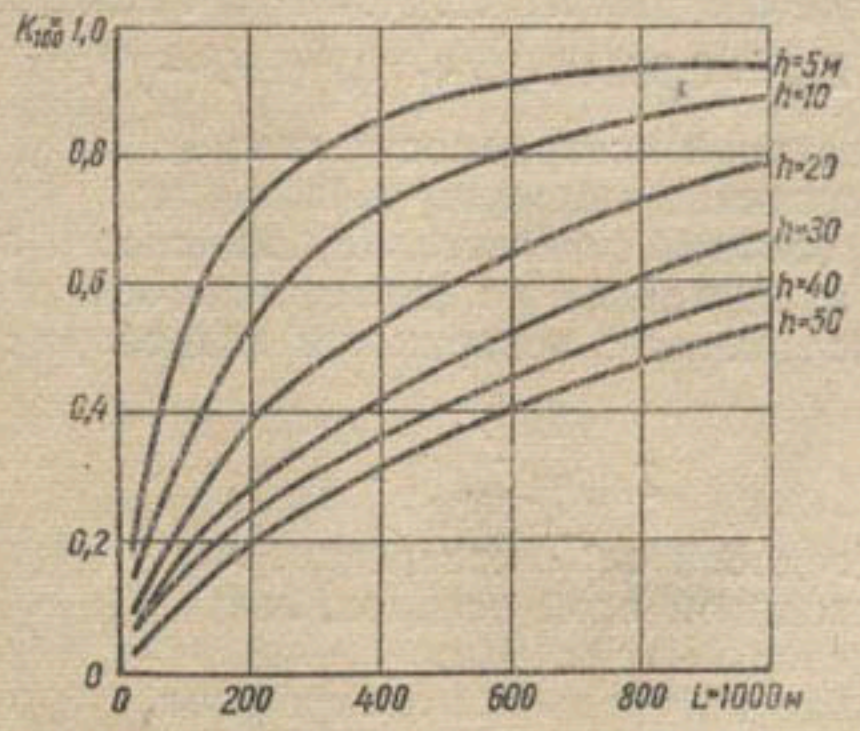


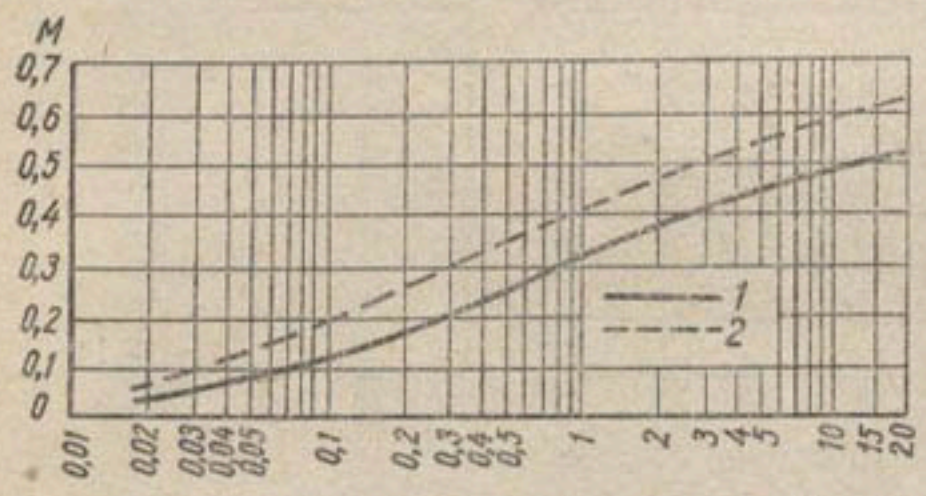
Рис. 41. График зависимости K_{100} от средней глубины h и длины прямолинейного участка L.

д) Для расчета испарения с поверхности почвы П. С. Кузин дает следующие грубо ориентировочные формулы:

$$Z_{год} = 168 \times D_{год}; \tag{2.29}$$

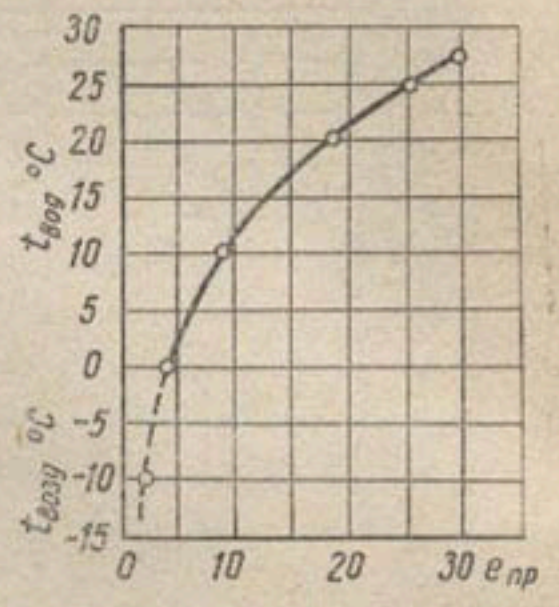
$$Z_{мес} = 84 \times D_{мес}, \tag{2.30}$$

где $Z_{год}$ и $Z_{мес}$. — слой испарения за год или месяц, *мм*;
$D_{год}$ и $D_{мес}$. — среднегодовой или среднемесячный дефицит влажности воздуха, *мм*.



● Рис. 42. График зависимости коэффициента M от времени пребывания воздушного потока T над водоемом:

1 — максимальные; *2* — средние величины.



● Рис. 43. График зависимости абсолютной влажности воздуха $l_{пр}$ над водоёмом от температуры воды.

е) Формула Э. М. Ольдекопа (для годовой суммы испарения с поверхности речных водосборов):

$$Z_{год} = Z_0 th\left(\frac{x_0}{Z_0}\right), \tag{2.31}$$

где Z_0 — максимально возможное испарение (испаряемость), принимаемое как испарение с водной поверхности;
x_0 — среднегодовая сумма атмосферных осадков.

ж) Для определения слоя месячной испаряемости может быть использована также формула Л. А. Молчанова:

$$Z_{ом} = 0{,}00144\,(25 + t_{ср})^2\,(100 - f), \tag{2.32}$$

где $Z_{ом}$ — слой месячной испаряемости, *мм*;
$t_{ср}$ — среднемесячная температура воздуха;
f — среднемесячная относительная влажность воздуха.

з) Формула Шрейдера (тоже для определения величины среднегодового испарения с поверхности водосбора):

$$Z_{год} = X_0\,(1 - e^{\frac{Z_0}{X_0}}), \tag{2.33}$$

где $Z_{год}$ — среднегодовой слой испарения, *мм*;
X_0 — среднегодовой слой осадков, *мм*;
Z_0 — слой испаряемости, *мм*;
e — основание натуральных логарифмов.

и) Формула М. И. Будыко:

$$Z_{год} = \sqrt{\frac{R}{L} XthK_x\,(1 - chK_x ShK_x)}, \tag{2.34}$$

где $Z_{год}$ — годовой слой испарения, *мм*;
R — радиационный баланс, выраженный потоком тепла, *ккал*;
L — скрытая теплота парообразования, равная 0,6 *ккал*;
X — средний годовой слой осадков, *мм*;
$K_x = \frac{XL}{R}$; *th*, *ch* и *sh* — гиперболические тангенс, косинус и синус.

Для приближенных инженерных расчетов, связанных с проектированием водохранилищ, часто применяют упрощенные методы.

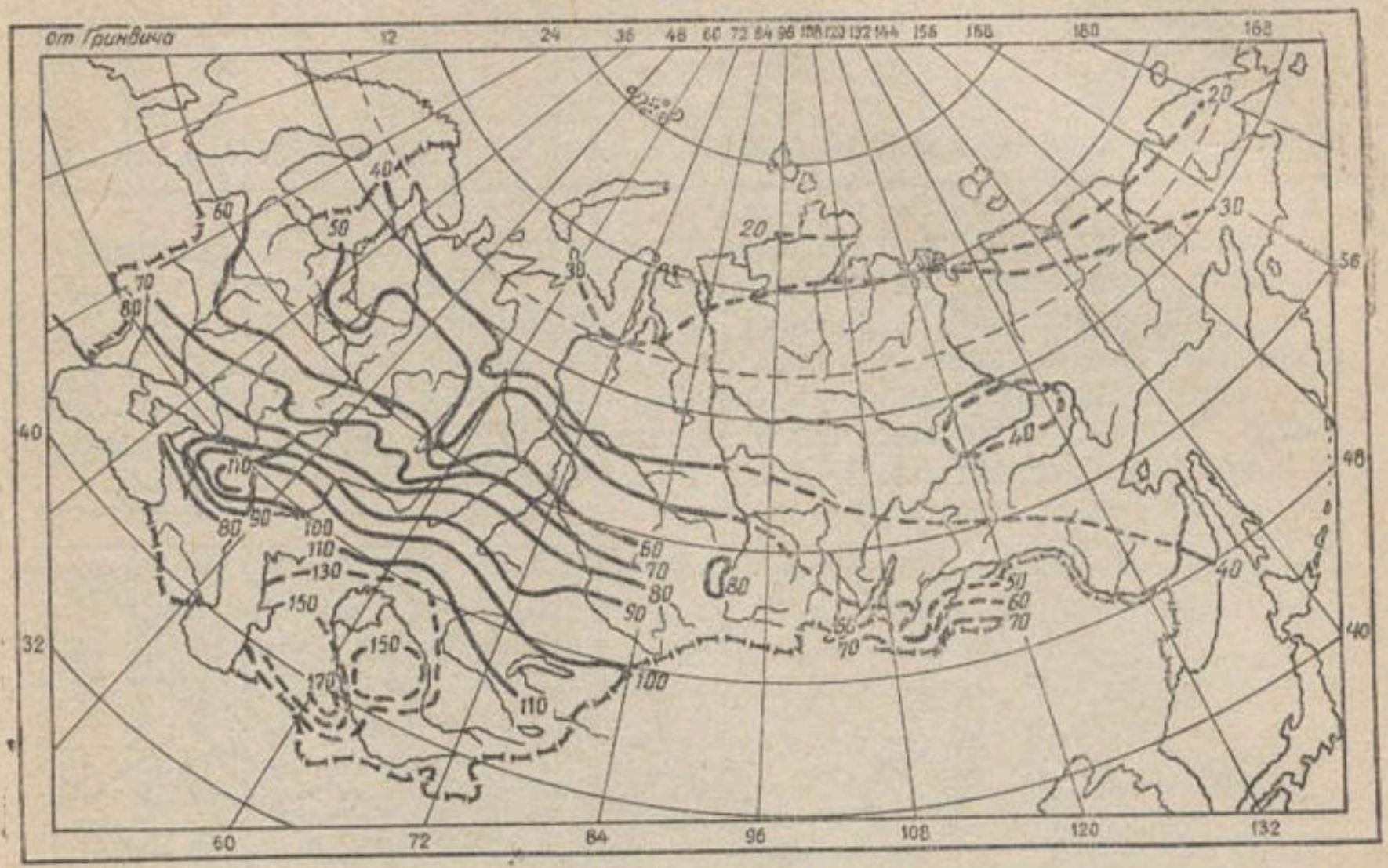


Рис. 44. Среднее годовое испарение с водной поверхности малых водоемов для Азиатской части СССР, *см*.

а) Метод Б. Д. Зайкова

Б. Д. Зайков составил карту изолиний нормы испарения с водной поверхности малых бассейнов (рис. 44), основанную на результатах вычислений по формуле (2.24) с учетом среднемесячных значений дефицита влажности воздуха, наблюденных метеорологическими станциями, и среднемесячных скоростей ветра, определенных по микроклиматическим районам. Для малых водоемов, расположенных в ровной, открытой местности с крутизной склонов менее 2^0, где скорость ветра над водной поверхностью возрастает, величину испарения, определенную по карте, повышают на 10% в южных районах и на 15% в северной и средней частях СССР. Испарение заданной обеспеченности определяется по формуле:

$$Z_p = K_p \cdot Z_o, \tag{2.35}$$

где Z_o — норма испарения, определяемая по карте (рис. 44);
K_p — коэффициент, определяемый по табл. 12.

При расчетах испарения обычно принимаются следующие проценты обеспеченности: для очень засушливых лет — 1—3, для среднезасушливых — 5—10, для средних климатических условий — 25—75, для средневлажных лет (холодных и дождливых) — 90—95.

Таблица 12

Значения коэффициента K_p в зависимости от процента обеспеченности

№ пп	Район	C_v	Процент обеспеченности										
			1	3	5	10	25	50	75	90	95	97	99
1	Вся территория СССР (кроме п. 2)	0,10	1,23	1,19	1,16	1,13	1,07	1,0	0,93	0,87	0,84	0,81	0,77
2	Южная половина Западной Сибири (56—48° с. ш., 60—78° з. д.)	0,15	1,35	1,28	1,25	1,19	1,10	1,0	0,90	0,81	0,75	0,72	0,65

Поскольку при гидрологических расчетах наряду с величиной годового слоя испарения часто надо знать и месячные слои испарения, территория СССР разбита на 15 районов (рис. 45), месячное испарение для которых в долях от нормы дано в табл. 13.

Определив норму испарения по карте (рис. 44), а по карте (рис. 45) номер района, слои месячного испарения легко определить, умножая приведенные в табл. 13 цифры на норму годового испарения.

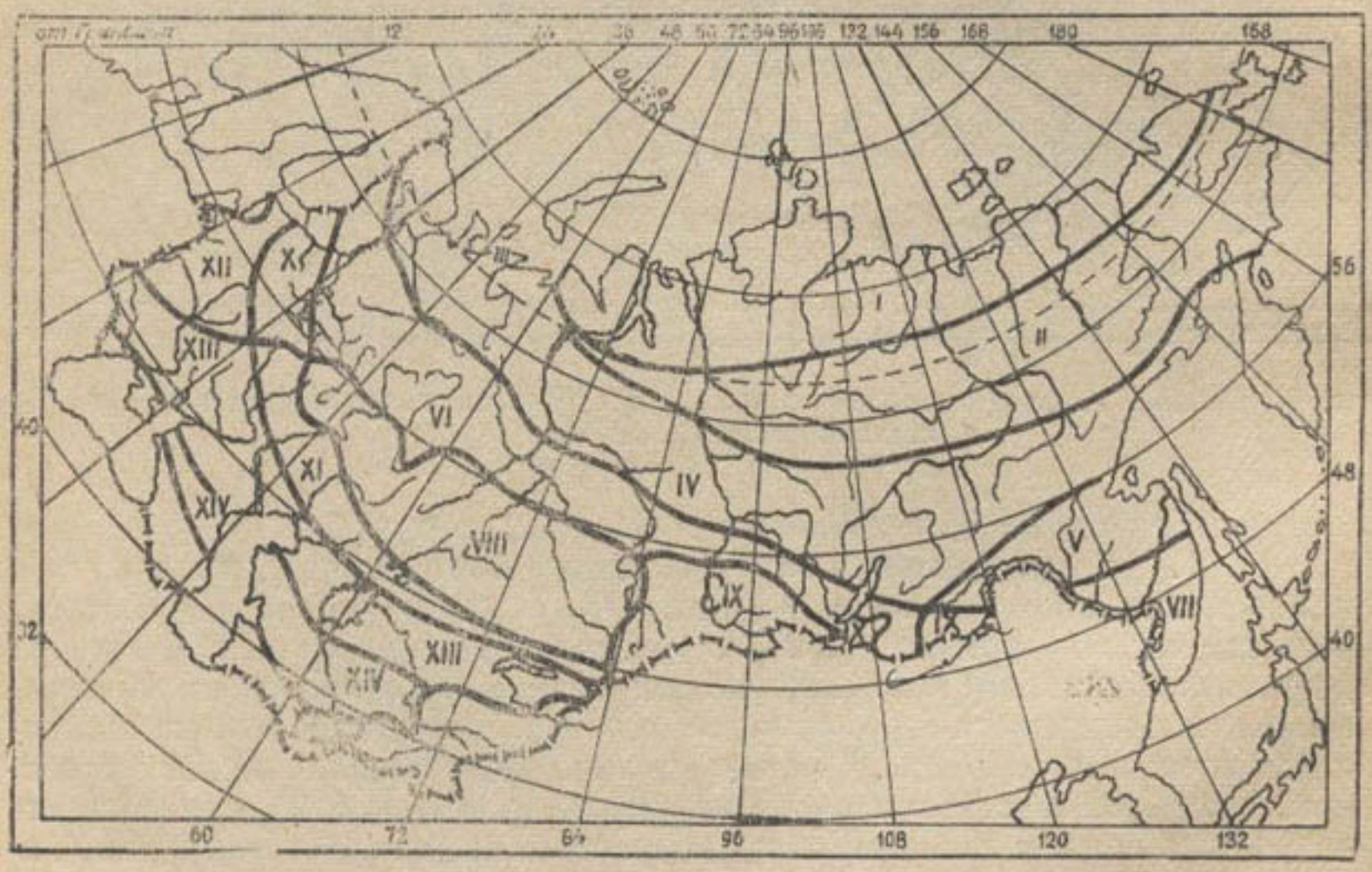


Рис. 45. Схема районирования территории СССР по типу годового хода испарения (по *Б. Д. Зайкову*).

Если обеспеченность расчетного испарения значительно отличается от 50%, определение слоя месячного испарения с использованием табл. 13 может дать большие погрешности.

б) Метод А. П. Браславского и З. А. Викулиной.

Для равнинной местности Европейской территории Союза, Средней Азии и Западной Сибири А. П. Браславский и З. А. Викулина составили карту годового испарения с поверхности стандартного во-

Таблица 13

Слой месячного испарения в долях от нормы годового испарения с водной поверхности малых водоемов (*по Б. Д. Зайкову*)

Номер района	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I						0,28	0,34	0,25	0,13			
II					0,16	0,26	0,27	0,19	0,12			
III					0,12	0,22	0,28	0,20	0,12	0,06		
IV					0,08	0,24	0,23	0,17	0,11	0,07		
V					0,21	0,22	0,20	0,16	0,12	0,09		
VI				0,10	0,18	0,20	0,20	0,16	0,10	0,06		
VII				0,13	0,18	0,17	0,15	0,14	0,12	0,11		
VIII				0,08	0,17	0,19	0,20	0,17	0,12	0,07		
IX				0,11	0,19	0,21	0,18	0,14	0,10	0,07		
X				0,10	0,18	0,19	0,18	0,15	0,10	0,07	0,03	
XI				0,07	0,15	0,18	0,20	0,18	0,12	0,07	0,03	
XII			0,05	0,09	0,17	0,17	0,16	0,15	0,11	0,07	0,03	
XIII			0,04	0,09	0,15	0,15	0,18	0,17	0,12	0,07	0,03	
XIV			0,05	0,09	0,13	0,14	0,17	0,16	0,12	0,08	0,04	0,02
XV	0,0	0,03	0,05	0,08	0,12	0,15	0,16	0,15	0,11	0,07	0,03	0,03

дохранилища глубиной 5 *м* и средней длиной разгона воздушного потока над водной поверхностью $l_{ср} = 10$ *км* (рис. 46). Для водохранилища с другой глубиной или длиной разгона воздушного потока вводятся поправочные коэффициенты. Годовой слой испарения с по-

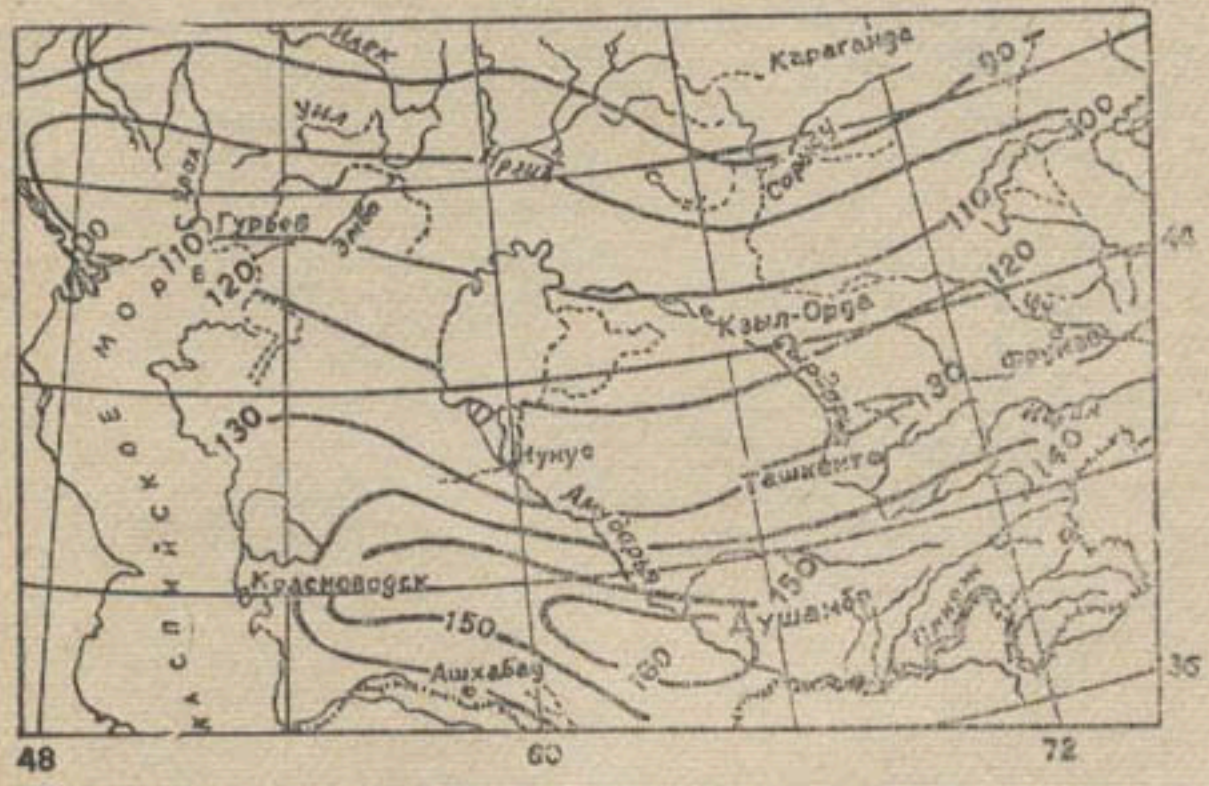


Рис. 46. Карта годового испарения с поверхности водохранилищ среднего размера (по *А. П. Браславскому* и *З. А. Викулиной*).

верхности зеркала водохранилищ Средней Азии можно брать по табл. 14.

Для расчета слоя месячного испарения территория СССР разбита А. П. Браславским и З. А. Викулиной на девять районов (рис. 47). Значения месячного испарения в долях от годового испарения для этих районов с учетом глубины водохранилища приведены в табл. 13.

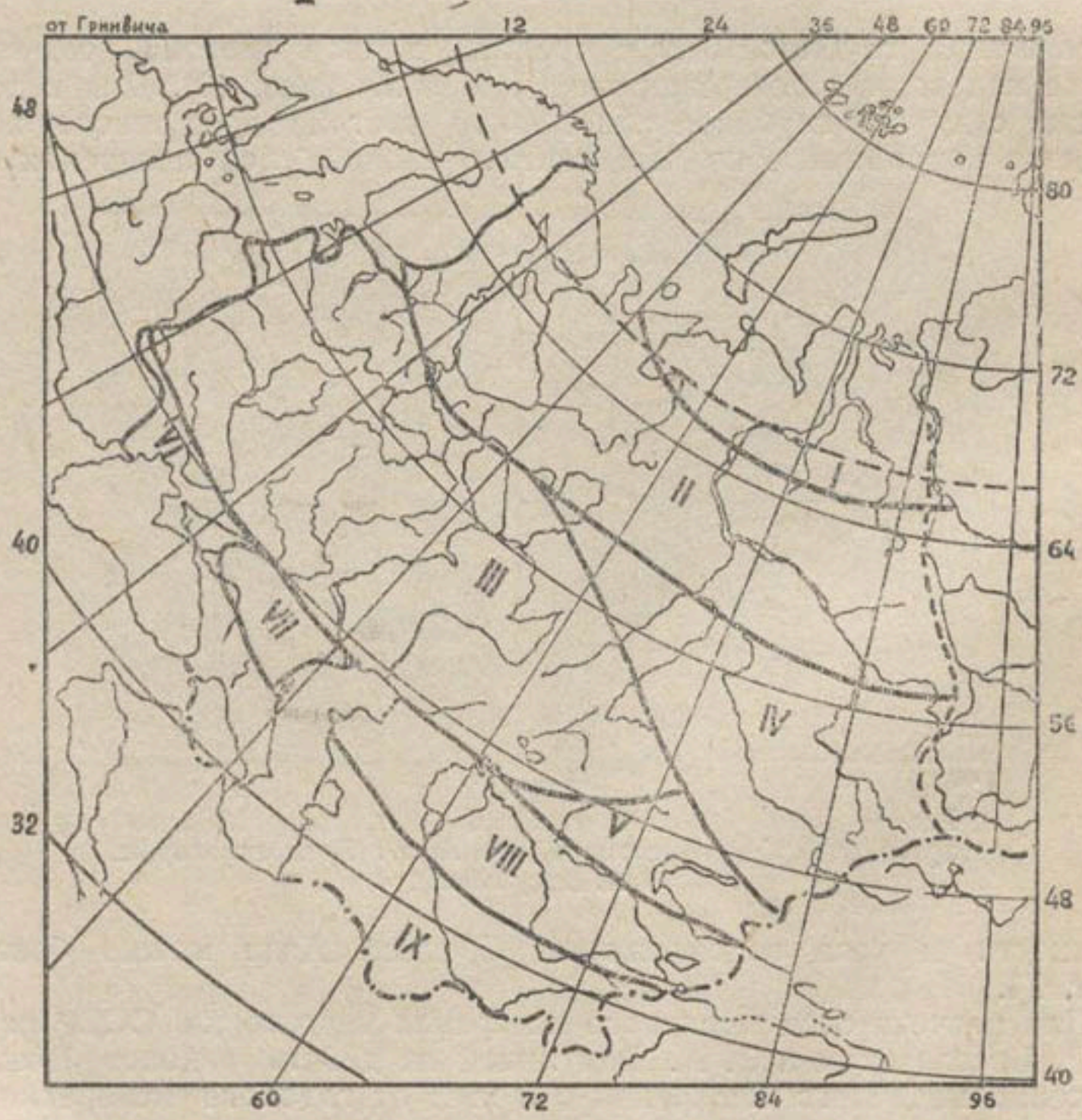
Результаты расчетов по методам Б. Д. Зайкова, А. П. Браславского и З. А. Викулиной близко совпадают для водохранилищ среднего

Таблица 14

Норма годового испарения с поверхности водохранилищ Средней Азии в зависимости от средней длины разгона воздушного потока, *мм*

Зона	Длина разгона, *км*					
	1	5	10	20	50	100
Сухие степи и полупустыни	1130	1080	1050	1030	1003	995
Пустыни	1363	1313	1293	1280	1260	1250
Крайний юг Средней Азии	1666	1096	1581	1555	1524	1520

размера в районах севера и средней полосы СССР; для водохранилищ же в южных районах метод Б. Д. Зайкова дает величину испарения в среднем на 10% больше, чем метод А. П. Браславского и З. А. Викулиной.



● Рис. 47. Схема районирования территории СССР по типу годового хода испарения (по *А. П. Браславскому* и *З. А. Викулиной*).

§ 10.
ОСАДКИ

Атмосферными осадками называются все виды воды в жидком и твердом состоянии, которые земная поверхность получает из атмосферы. Количество осадков измеряется высотой слоя воды (в *мм*), образующейся на горизонтальной поверхности при отсутствии оттока, фильтрации и испарения за период их выпадения. Наряду с величиной слоя (обозначаемой H), важными характеристиками осадков являются их продолжительность t (в часах или минутах) и интенсивность $i = \frac{H}{t}$ (в *мм/мин*).

Физическая причина выпадения осадков — охлаждение влажного воздуха ниже температуры точки росы, вызывающее конденсацию (переход в жидкое состояние), а при очень низких температурах сублимацию (переход непосредственно в твердое состояние) водяного пара.

По месту образования осадки разделяются на: а) наземные осадки; б) почвенную конденсацию и в) осадки, выпадающие из облаков.

Наземные осадки образуются на земной поверхности в результате непосредственной конденсации или сублимации водяного пара и осаждения капель воды или кристалликов льда, содержащихся в набегающем воздухе. К ним относятся *роса*, *иней*, *жидкий* и *твердый налёт*, *изморозь* и *гололед*.

Почвенная конденсация — осаждение водяных капель на поверхности грунтового скелета из заполняющего поры грунта влажного воздуха.

Наземные осадки и почвенная конденсация практически не участвуют в образовании стока вследствие незначительной величины (роса, иней, налёт) или чисто местного характера (изморозь, гололед). Однако их учитывают при составлении уравнения водного баланса для районов с малым содержанием влаги.

Осадки, выпадающие из облаков, разделяют на:

1) жидкие: *дождь* (капли с $d > 0{,}5$ *мм*) и *морось* (капли с $d < 0{,}5$ *мм*, почему их падение незаметно);

2) твердые: *снег* (ледяные кристаллы, часто в виде звездочек, размером до 10 *мм*, могут соединяться в хлопья размером до 8—10 *см*); *снежная крупа* (мягкие непрозрачные крупинки сферической формы $d = 2$—5 *мм*); *снежные зерна* (то же, что и крупа, но $d \leqslant 1$ *мм*); *ледяная крупа* (твердые, с поверхности прозрачные крупинки с непрозрачным ядром, $d = 2$—5 *мм*); *град* (кусочки льда размером от 2—3 *мм* до нескольких сантиметров); *ледяной дождь* (мелкие, прозрачные сферические частицы льда $d = 1$—3 *мм*); *ледяные иглы* (мельчайшие ледяные кристаллы, не имеющие ветвистого строения);

3) смешанные: смесь жидких и твердых осадков (например, дождь со снегом, дождь и ледяная крупа или град, мокрый снег, состоящий из тающего снега или смеси снега с дождем).

При температуре воздуха у поверхности земли выше $+3°$ осадки в основном выпадают в виде дождя, а ниже $0°$ — преимущественно в виде снега. В диапазоне температур воздуха у поверхности земли $0°$, $+3°$ осадки могут выпадать как жидкие, так и твердые или смешанные, причем в процессе выпадения возможен переход из одного состояния в другое. Например, переход дождя в снег в Средней Азии — явление довольно частое. По С. И. Иногамовой, в районе г. Ташкента в году в среднем отмечается восемь дней с переходом дождя в

снег, что составляет 10% среднего многолетнего числа дней с осадками и 33% числа дней со снегом. Переход дождя в снег в Средней Азии чаще всего происходит при высоте нулевой изотермы ниже 600 *м* и вызывается интенсивными вторжениями холодного воздуха с Атлантики или севера Европейской территории Союза, вытесняющего теплый тропический воздух.

В зависимости от физических условий образования, продолжительности и интенсивности выпадения осадки разделяются на:

1) *обложные* — осадки средней интенсивности, продолжительного характера, охватывающие одновременно значительную площадь (выпадают в виде капель дождя среднего размера или снега);

2) *ливневые* — осадки большой интенсивности, но малой продолжительности, охватывающие одновременно обычно небольшую площадь. Выпадают в виде крупных капель, хлопьев снега, снежной крупы или града и начинаются внезапно, нередко возобновляясь повторно, после прекращения, их выпадение часто сопровождается грозами и шквалами;

3) *моросящие* — осадки малой интенсивности, из мельчайших дождевых капель, снежинок или ледяных игл.

Образование облаков и выпадение из них осадков — сложные процессы. Облака (и туманы) представляют собой коллоидную систему медленно падающих капель воды, ледяных кристаллов или тех и других вместе и разделяются на:

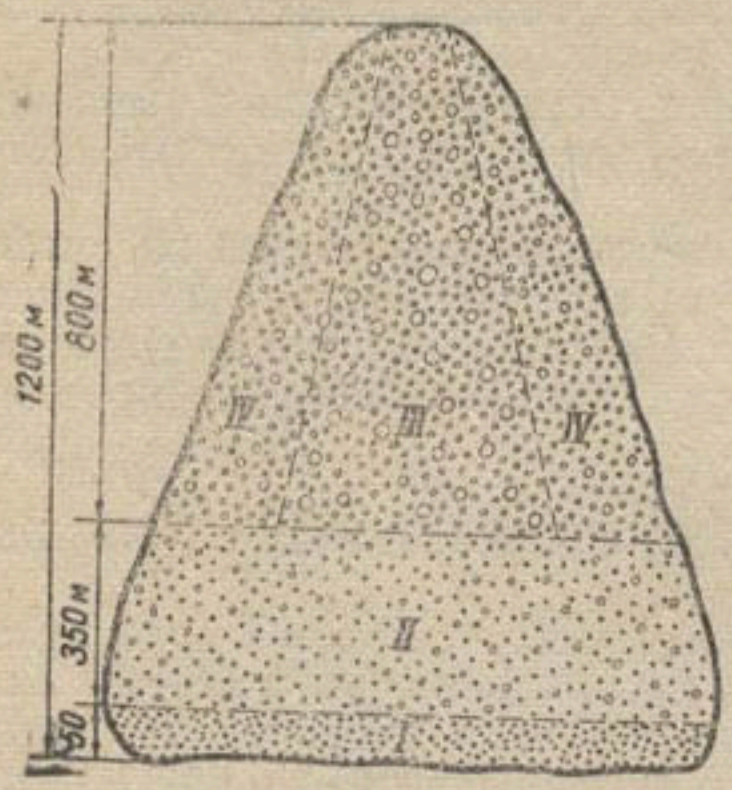


Рис. 48. Схема распределения капель в кучевом облаке (по *В. А. Зайцеву*).

1) капельно-жидкие (водяные) из капель воды, образуются при температуре воздуха выше нуля, но могут возникать и при температурах до —25°, из переохлажденных капель;

2) кристаллические (ледяные), из ледяных кристаллов, образуются при температурах ниже —40°;

3) смешанные, из смеси переохлажденных капель и кристаллов. Наблюдаются при температуре ниже —20° и с ее понижением превращаются в кристаллические.

Капельно-жидкие облака встречаются чаще летом, а кристаллические и смешанные—зимой.

По Е. Г. Зах, повторяемость капельно-жидких облаков — 34%, кристаллических — 37%, смешанных — 29%.

Водность капельно-жидких облаков колеблется от 0,01 до 1 — 4 и даже больше 10 *г/м*^{3}, кристаллических — обычно меньше 0,02, а смешанных — 0,2 — 0,3 *г/м*^{3}. Распределение капель в облаках показано на рис. 48.

Облачные частицы образуются в результате конденсации или сублимации содержащихся в воздухе паров воды при охлаждении влажного воздуха до температур, вызывающих перенасыщение пара по отношению к поверхности воды или льда. Для возникновения процессов конденсации или сублимации необходимо наличие в воздухе „жизнеспособных зародышей“ жидких или твердых частиц воды, большую роль в образовании которых играют ядра конденсации и субли-

мации — мельчайшие твердые частицы аэрозолей, содержащие соединения хлора, серы, азота, магния, натрия и калия.

На процесс конденсации оказывают влияние кривизна поверхности капли, наличие электрического заряда и растворенных солей и кислот. Кривизна увеличивает упругость насыщенного пара, а заряд — уменьшает.

Процесс сублимации при наличии в воздухе ледяных кристаллов или замерзших капель может происходить при влажности воздуха $f < 100\%$ (так как упругость насыщенного пара над поверхностью льда меньше, чем над водой).

Выпадение облачных частиц из облаков в виде осадков происходит, когда они укрупнятся до размеров, при которых скорость их падения (в неподвижном воздухе) будет больше вертикальной скорости восходящих токов в облаке, а продолжительность падения до поверхности земли — меньше времени, потребного для испарения (рис. 49).

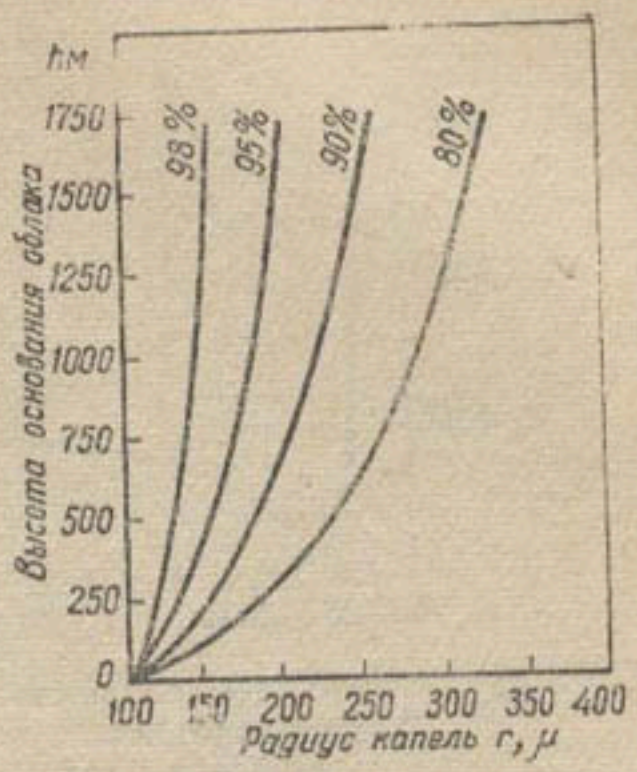


Рис. 49. Испарение капель, выпавших из облака при разных значениях относительной влажности (по *Мейсону*).

При малых размерах облачных частиц ($d < 0{,}1$ *мм*) и большой сухости воздуха в нижних слоях атмосферы выпадающие частицы образуют „полосы падения", не достигающие земной поверхности.

Процесс укрупнения капель происходит следующим образом. Возникшие вследствие конденсации на ядрах у нижней границы облака маленькие капли поднимаются восходящими токами воздуха вверх. В процессе подъема происходит охлаждение воздуха, уменьшающее упругость насыщенного пара, что способствует продолжению конденсации, увеличивающей размеры капли. По мере увеличения размеров капли конденсационный рост замедляется, а скорость ее подъема уменьшается. При этом ее могут догонять более мелкие капли с большей скоростью подъема. Очень маленькие капли обходят более крупные, капли же средних размеров, сближаясь и соударяясь с крупными, сливаются с ними. Это явление, называемое *гравитационной коагуляцией*, начинается при размерах капель $r > 0{,}015$ *мм*. Возрастающий коагуляционный рост быстро обгоняет затухающий конденсационный (рис. 50), и скорость подъема капли еще больше замедляется. Наконец, она достигает наивысшей точки (вершины траектории), где скорость ее падения равна вертикальной скорости восходящих токов воздуха. Дальнейшее увеличение размеров капли вызывает ее падение, в процессе которого она движется навстречу поднимающимся более мелким каплям, что дает наибольший эффект коагуляции, и рост капель протекает наиболее быстро (рис. 51). При этом капли крупнее 3 *мм* разбрызгиваются, создавая основу для нового коагуляционного роста. При образовании твердых осадков сублимационный рост ледяных частиц протекает в 10 — 20 раз быстрее конденсационного, а рост ледяных частиц за счет коагуляции — в 5 — 6 раз быстрее коагуляционного роста капель.

Размеры частиц, выпадающих из облаков, зависят от вертикальной мощности облака и от скорости восходящих токов в нем. Харак-

теристика облаков и возможность выпадения из них осадков даны в табл. 15.

В умеренных и высоких широтах интенсивные осадки выпадают главным образом из смешанных облаков, содержащих ледяные кристаллы хотя бы только в верхней части. Это объясняется более значительным сублимационным ростом ледяных кристаллов по сравнению с конденсационным ростом капель, а также свойством смешанных облаков быстро преобразовываться в кристаллические. Последнее

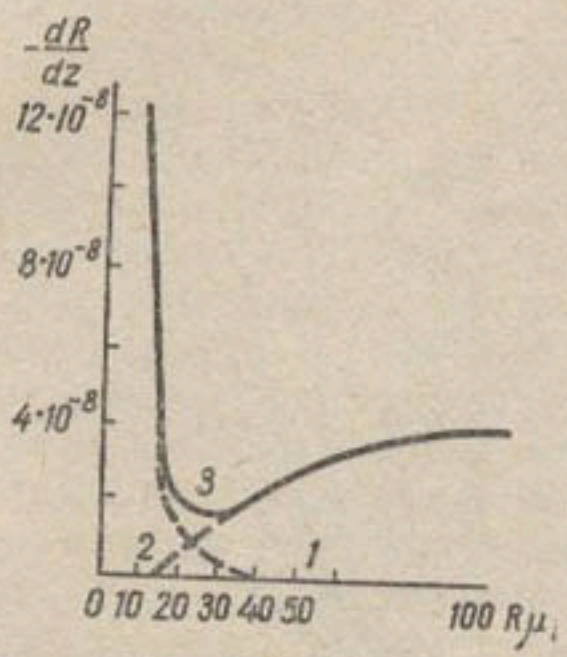


Рис. 50. Скорость укрупнения капли, падающей в облаке:

1 — скорость конденсационного роста; *2* — скорость коагуляционного роста; *3* — суммарная скорость роста.

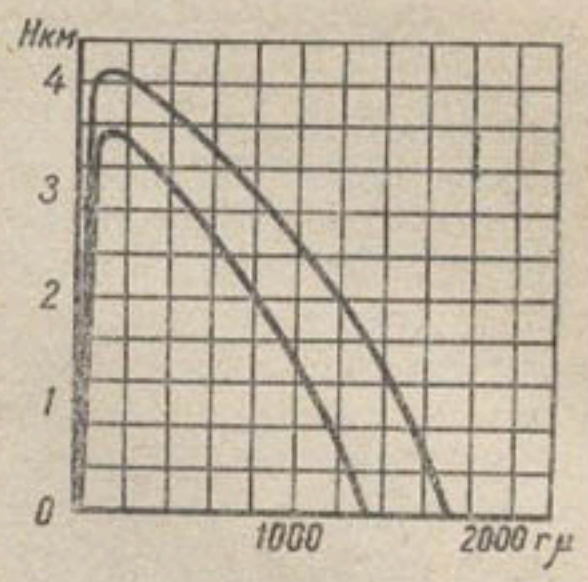


Рис. 51. Рост первых капель дождя.

свойство используют для искусственного воздействия на облака, чтобы вызвать осадки. Вводя в облако частицы твердой углекислоты (1—2 *кг* на 1 *км* пути самолета), имеющие температуру — 78°, можно вызвать образование ледяных кристаллов, которые быстро распространяются турбулентным перемешиванием. Хороший эффект дает также введение в облака дыма йодистого серебра, частицы которого изоморфны льду. Чтобы вызвать осадки из облаков с температурой выше 0°, в них вводят гигроскопические частицы (например, NaCl).

Охлаждение влажного воздуха, вызывающее необходимое для конденсации и сублимации перенасыщение, происходит в основном вследствие адиабатического его расширения при подъеме на большие высоты, что может вызываться термической и вынужденной (динамической) конвекциями. При этом в результате подъема на 100 *м* воздух охлаждается, если нет конденсации паров (сухоадиабатическое расширение), на 1°, при конденсации паров (влажноадиабатическое расширение) — меньше, чем на 1°.

В результате термической конвекции образуются кучевообразные (конвективные) облака из отдельных облачных масс, сильно развитых по вертикали при сравнительно небольшой горизонтальной протяженности.

Облака, вызываемые динамической конвекцией, образуются во фронтальных зонах, разделяющих движущиеся теплые и холодные воздушные массы. Они распространяются на большие площади в горизонтальном направлении и охватывают значительную толщу атмосферы по вертикали.

Таблица 15

Классификация и характеристика облаков по ярусам и формам (согласно атласу облаков)

Облака	Условное обозначение	Высота нижней границы, *км*	Толщина, *км*	Осадки
I. Верхнего яруса (основание выше 6 *км*)				
Перистые	Ci	7—10	0,1>1	Не достигают земли
Перисто-кучевые	Cc	6—8	0,2—0,4	Не выпадают
Перисто-слоистые	Cs	6—8	0,1>1	Не достигают земли
II. Среднего яруса (основание 2—6 *км*)				
Высоко-кучевые	Ac	2—6	0,2—0,7	Выпадают изредка, земли не достигают
Высоко-слоистые	As	3—5	1—2	Летом обычно не достигают земли, зимой снегопады
III. Нижнего яруса (основание ниже 2 *км*)				
Слоистые	St	0,1—0,7	0,2—0,8	Как правило, не выпадают, летом возможна морось, зимой — редкий снег
Слоисто-кучевые	Se	0,6—1,5	0,2—0,8	Как правило, не выпадают или слабые, кратковременные
Слоисто-дождевые	Ns	0,1—1,0	>1	Обложной дождь или снег (с перерывами)
IV. Вертикального развития (основание ниже 7 *км*, верх 6 *км* и выше)				
Кучевые	Cn	0,8—1,5	>4	Обычно не выпадают, изредка отдельные капли
Кучево-дождевые	Cb	0,4—1,0	>5	Выпадают ливневые осадки, град, крупа и т. п.

Примечание. *Кучевыми* называются облака из отдельных, не связанных облачных масс; *слоистыми* — в виде однородной пелены; *волнистыми* (*перистыми*) — имеющие расчлененный вид, образующий рисунок в виде валов, волокон, хлопьев и т. п.

При наползании теплого воздуха на клин отступающего холодного поверхность раздела, называемая *теплым фронтом*, имеет малый наклон к горизонту. Это вызывает медленное охлаждение воздуха, приводящее к образованию фронтальной облачности из системы облаков в следующем порядке: 1) перистые (Ci); 2) перисто-слоистые (Cs); 3) высокослоистые (As) и 4) слоисто-дождевые (N_s). Фронтальная облачность может распространяться поперек фронта на сотни километров, а вдоль — даже на тысячи. Мощность по вертикали — 3—5 *км* и более.

При вытеснении теплого воздуха клином подтекающего холодного поверхность раздела, называемая *холодным фронтом*, имеет большой угол наклона к горизонту. Поэтому теплый воздух поднимается вверх со скоростями до 10—20 *м/сек* и более, что приводит к его быстрому охлаждению и образованию фронтальной облачности (рис. 52), в которой облака располагаются от N_s и до C_s, т. е. обратно расположению облачности теплого фронта (рис. 53). При этом перед фронтами, как правило, образуются мощные кучево-дождевые облака (Cb),

дающие обильные ливневые осадки с грозами. За линией холодного фронта выпадают обложные дожди шириной до 200 *км*.

При возникновении окклюзии соединяются облачные системы и зоны осадков холодного и теплого фронтов, что усиливает осадки, особенно их продолжительность. Фронты окклюзии часто возникают

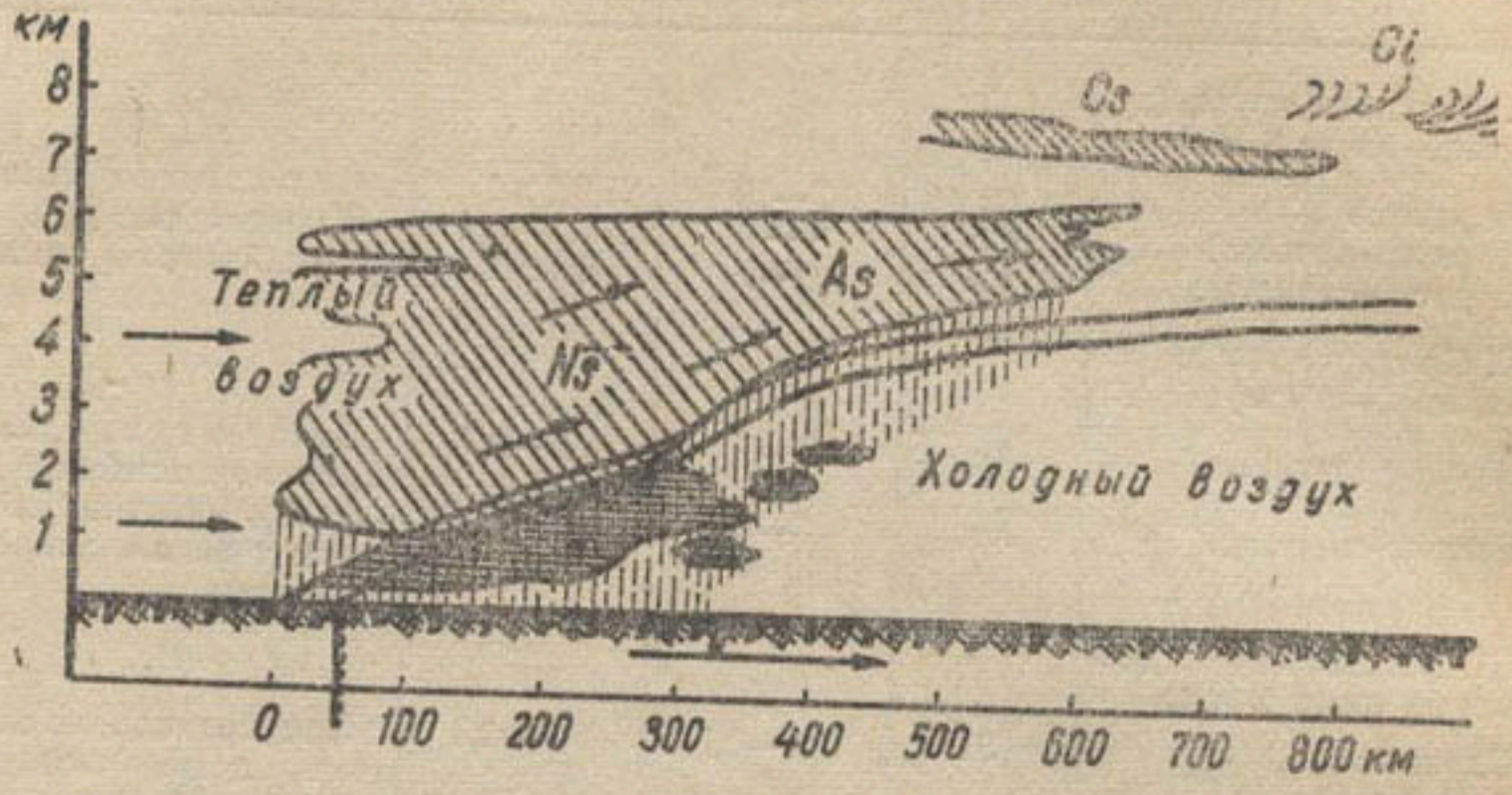
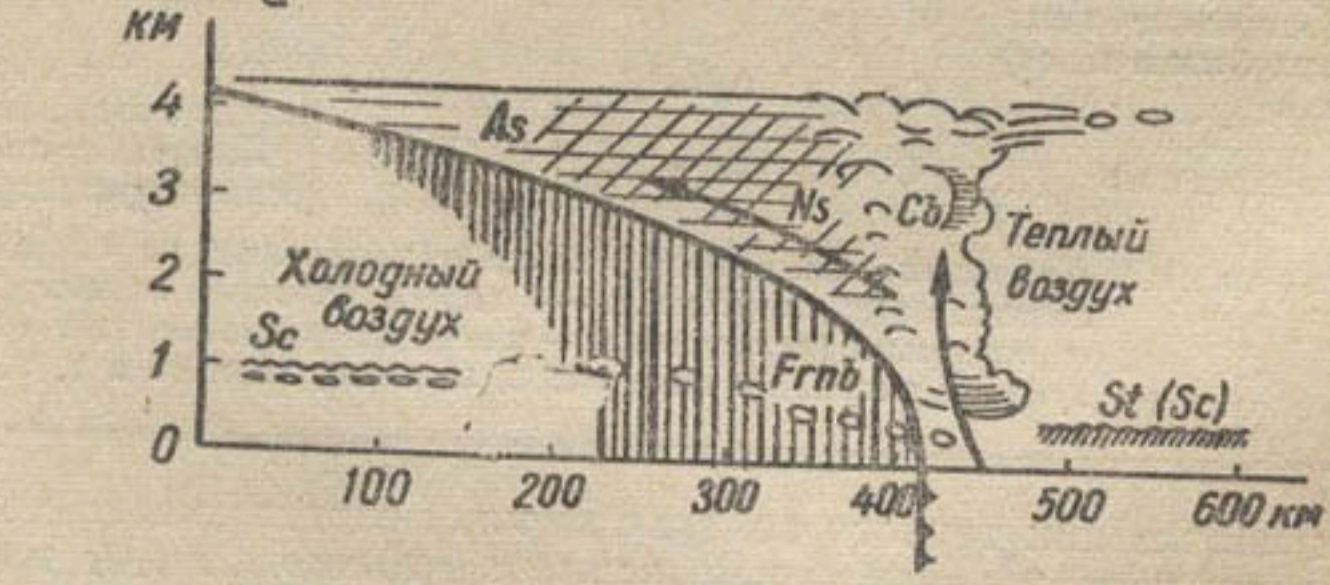


Рис. 52. Схема облачности теплого фронта.

в ходе развития циклонов и вызывают в их головной части (на теплом фронте), а в начальный период и в центре дождливую погоду полосой до 300 *км*. Так как антициклоны в центральной части не



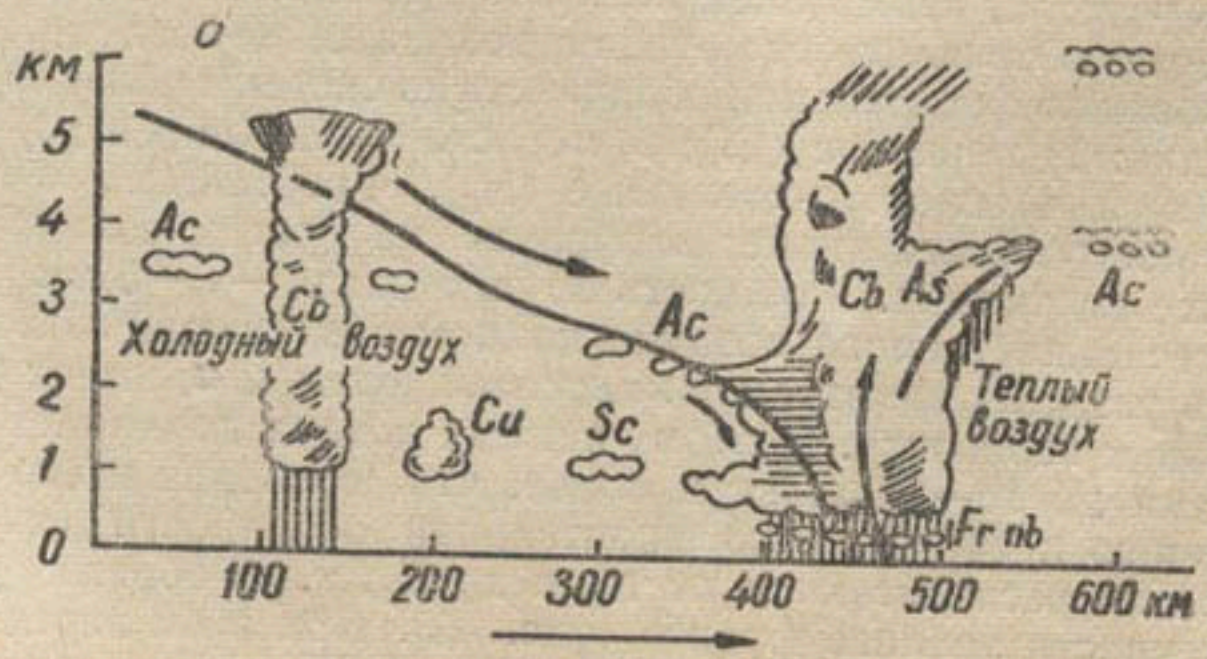


Рис. 53. Схема облачности холодных фронтов

имеют фронтов у поверхности земли, они характеризуются ясной, безоблачной погодой как зимой, так и летом.

Если перемещающаяся теплая воздушная масса встречает на своем пути горные хребты с большой крутизной, отклоняющие ее вверх, то по наветренным склонам гор образуются восходящие теплые течения, вызывающие быстрое охлаждение воздуха. Это является причиной большой интенсивности осадков, которые обычно охватывают небольшую площадь и кратковременны, хотя частота их выпадения может быть значительно больше, чем на равнине.

При приближении воздушных масс к горам возникают орографические возмущения фронтальных разделов. Эти возмущения проявляются в вертикальных движениях воздуха, развивающихся до высот, значительно превышающих высоту обтекаемых препятствий и вызывающих так называемый эффект „предвосхождения" (по О. А. Дроздову), благодаря которому наибольшее количество осадков может выпадать до поднятия воздуха по основному склону: в предгорьях или на некотором расстоянии от подошвы хребта (в Гималаях, например, в зоне высот 1000—1500 *м*).

Наряду с этим усиление или ослабление осадков в отдельных горных районах обусловливается взаимным расположением горных хребтов, образующих систему „карманов" или „воронок". Если хребты образуют „воронку" (расширение), направленную навстречу преобладающему движению воздушных масс (рис. 54),

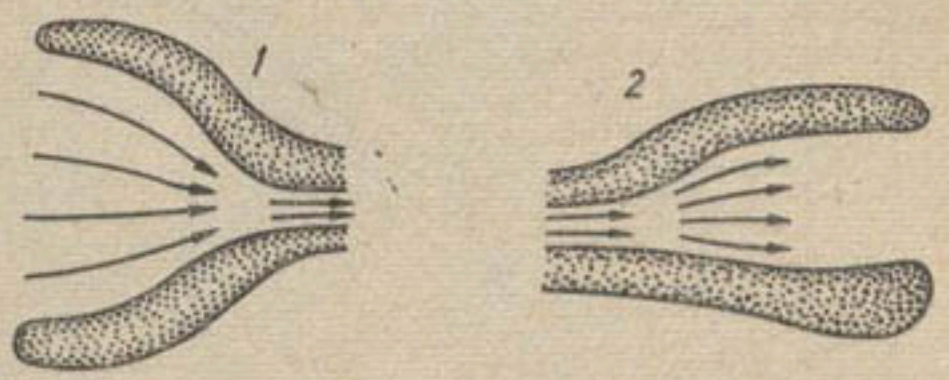


Рис. 54. Эффект воронки:

1 — горная долина открыта в сторону вторгающегося воздуха; *2* — обратное расположение.

то входящие в ее расширенную часть теплые воздушные массы смещаются затем по суживающимся кверху долинам, что усиливает восходящее движение воздуха и вызывает значительное увеличение осадков. Таких воронок много в бассейнах Амударьи, Сырдарьи и других рек Средней Азии.

На равнинах Средней Азии осадки выпадают исключительно при вторжениях холодного воздуха на холодных фронтах юго-западных (южнокаспийских, мургабских и верхнеамударьинских) циклонов и при волновой деятельности по югу и юго-востоку, а также на фронтах западных и северо-западных вторжений.

При прорывах циклонов с юго-запада (преимущественно в зимне-весеннее время) обильные осадки выпадают главным образом тогда, когда в тыл циклонов приходит с северо-запада фронт арктического происхождения, что вызывает регенерацию циклона: давление в его центре падает, а интенсивность процессов повышается (рис. 55).

Вторгающийся холодный воздух сжимает отделяющий его от теплого воздух умеренных широт. В результате этого образуется наиболее благоприятное для обильных осадков напластование трех воздушных масс, в котором нижние слои занимает бедный влагой арктический воздух, средние — воздух умеренных широт (чаще Ую), а верхние — наиболее влажный тропический воздух. При интенсивных восходящих движениях из этой массы выпадает наибольшее количество осадков.

Для периода обильных осадков в Средней Азии характерно усиление юго-западных течений в свободной атмосфере (т. е. выше 2 тыс. *м* или 700 *мб*), располагающихся в полосе, проходящей с юга

Каспийского моря на Балхаш, а также северо-восточных течений над Центральным Казахстаном и равниной Средней Азии.

В горных районах Средней Азии благоприятные условия для выпадения обильных осадков создаются в период волновой деятельности, когда вытесняемые холодными вторжениями, движущимися при приближении к горам с запада и юго-запада, теплые и влажные воздушные массы прижаты к горам. Затекая в открытые к юго-западу доли-

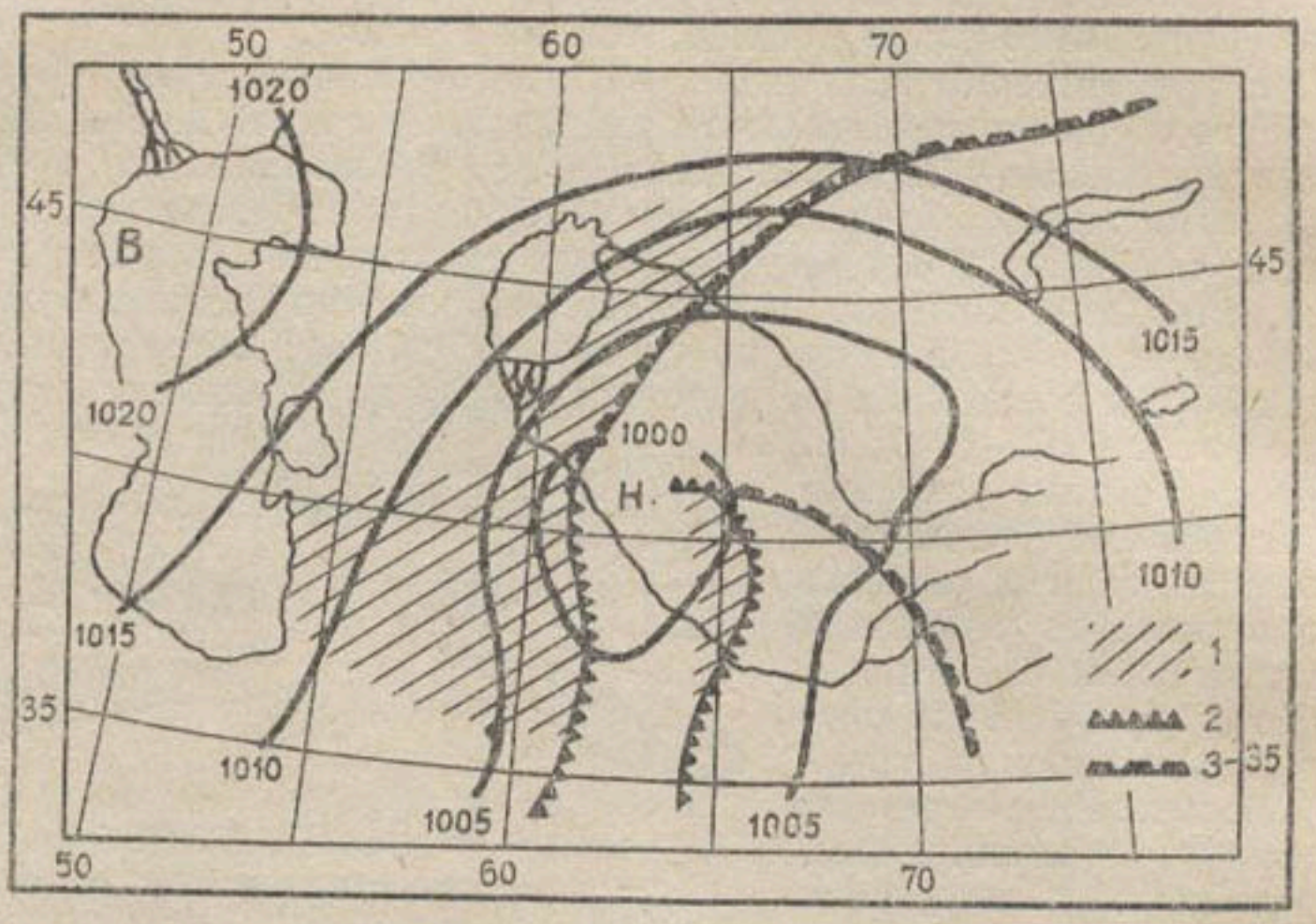


Рис. 55. Регенерация юго-западного циклона на арктическом фронте (синоптическая карта за 9 часов 9 февраля 1959 г.):

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

ны и скользя по наветренным склонам вверх, теплый воздух охлаждается и дает большое количество осадков в их верхних частях. Поэтому максимальное количество осадков выпадает всегда в северо-восточных частях горных долин и котловин и на юго-западных склонах хребтов, а минимальное — в юго-западных частях долин и на подветренных северо-восточных склонах. При этом задержка холодных фронтов перед горами и образование циклонических волн увеличивают длительность осадков (рис. 56).

В летний период в связи с резким ослаблением юго-западных циклонов и волновой деятельности количество осадков в Средней Азии сильно уменьшается, однако на холодных фронтах (преимущественно северо-западных вторжений) наблюдаются интенсивные грозовые ливни.

С точки зрения гидрологии наибольший интерес представляют следующие характеристики осадков:

а) годовое количество осадков и его изменение в многолетнем разрезе;

б) распределение годового количества осадков по периодам года и по видам осадков;

в) интенсивность и продолжительность выпадения.

Основным прибором для измерения количества осадков является осадкомер (дождемер). Это ведро, которое устанавливают на верти-

кальном столбе так, чтобы его верхнее приемное отверстие находилось на стандартной высоте 200 *см* над поверхностью земли. Коническая перегородка с отверстиями внутри ведра уменьшает испарение скапливающейся воды. При измерении ведро снимают со столба и скопившуюся воду через специальный носок, расположенный ниже перегородки, сливают в мерный стаканчик (мензурку).

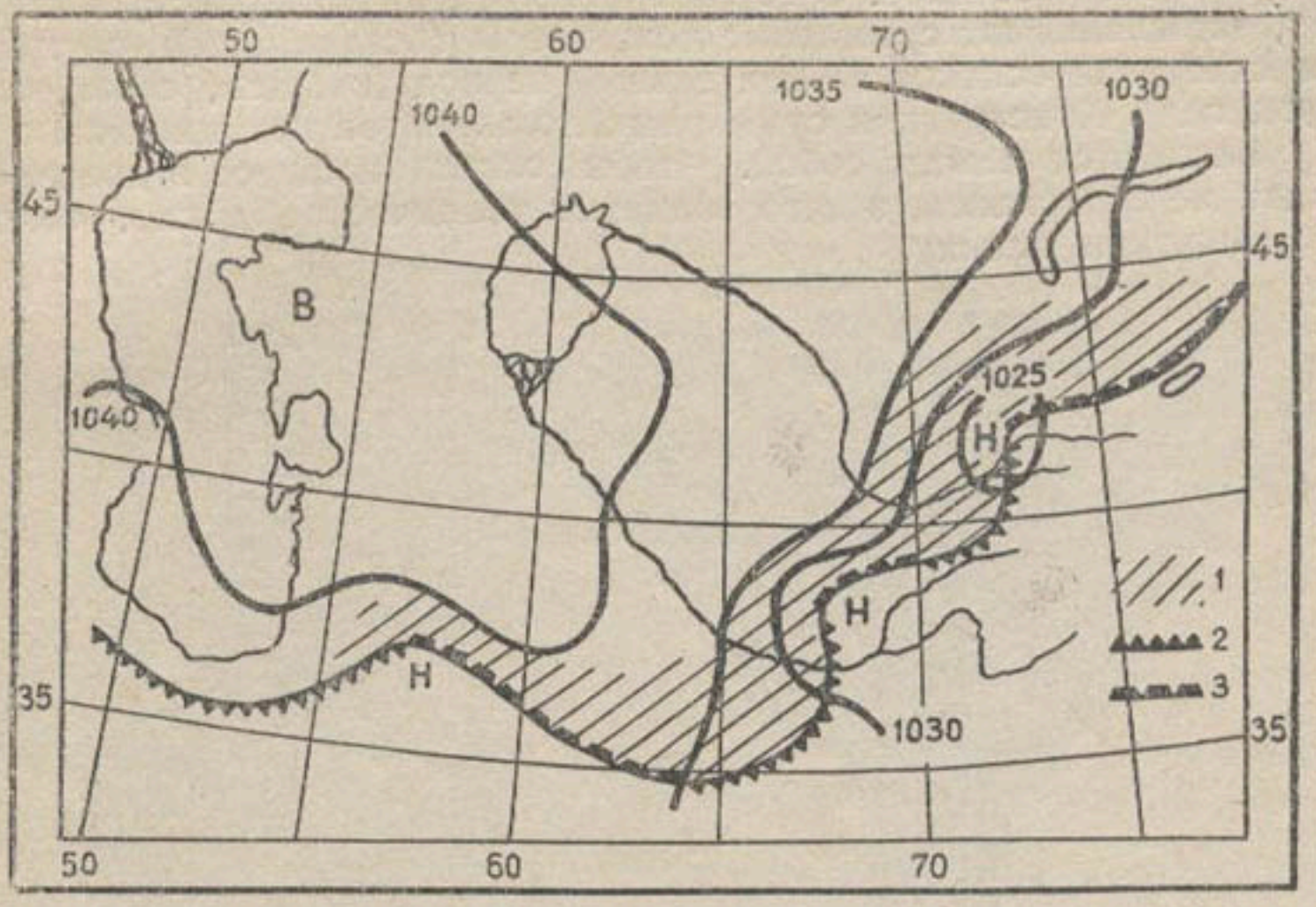


Рис. 56. Волновая деятельность на юго-востоке Средней Азии (синоптическая карта за 21 час 21 февраля 1954 г.).

Если в ведре скопились твердые осадки (снег, град и т. п.), то их нагревают и растапливают. Чтобы не допустить перерыва в измерении осадков, снятое ведро немедленно заменяют другим, для чего в комплект входят два ведра.

У дождемера с защитой Нефера ведро с площадью дна 500 $см^2$ ($d = 252{,}3$ *мм*) окружено сплошным конусом (рис. 57). Защита увеличивает показания прибора на 8—14% для годовой величины осадков и на 8—18% —для месячных. Средняя точность дождемера: для жидких осадков 90—88%, для снега 60—50%. В настоящее время дождемеры с защитой Нефера заменены осадкомерами Третьякова (рис. 58), дающими более высокую точность измерения твердых осадков. Они имеют ведро с площадью дна 200 $см^2$ ($d = 159{,}6$ *мм*) и защитный конус из металлических планок, подвешенных с просветами к горизонтальному кольцу и скрепляемых в нижней части разъемной цепью, что приводит их в наклонное положение. Решетчатая (планочная) защита лучше ослабляет завихрения, уменьшая выдувание снега.

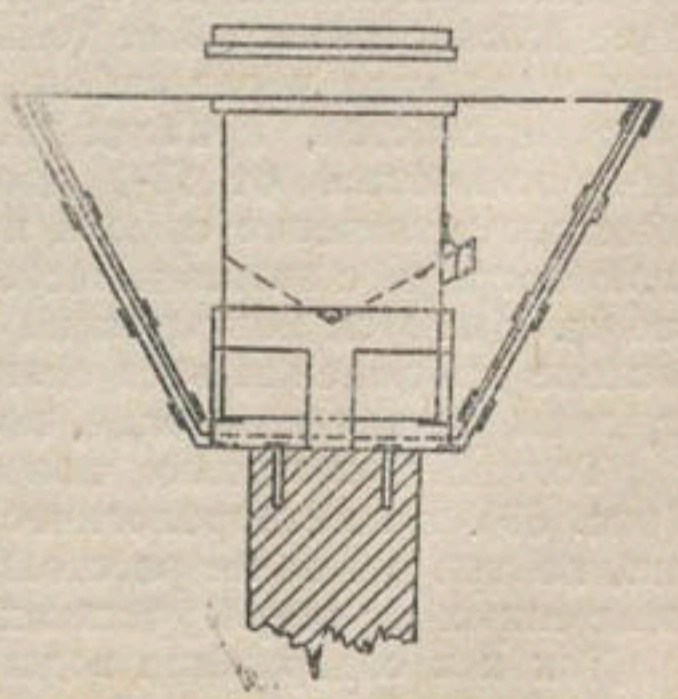


Рис. 57. Дождемер.

У мерного стаканчика, в который сливается вода из осадкомера, площадь дна в 10 раз меньше, чем у ведра. Поэтому измерение слоя воды в мерном стаканчике с точностью до 1 *мм* дает точность измерения осадков 0,1 *мм*.

На метеорологической станции осадки, скопившиеся в осадкомере, измеряют раз в месяц. Результат измерения дает месячный слой (месячную сумму) осадков. В горных районах, в труднодоступных местах, устанавливают суммарные дождемеры (осадкомеры), служащие для измерения осадков за длительный период (квартал, сезон, полугодие, год). Конструкции суммарных дождемеров принципиально мало различаются между собой. Чтобы скапливающиеся в дождемере осадки не испарялись, в него наливают техническое масло, создающее защитную пленку.

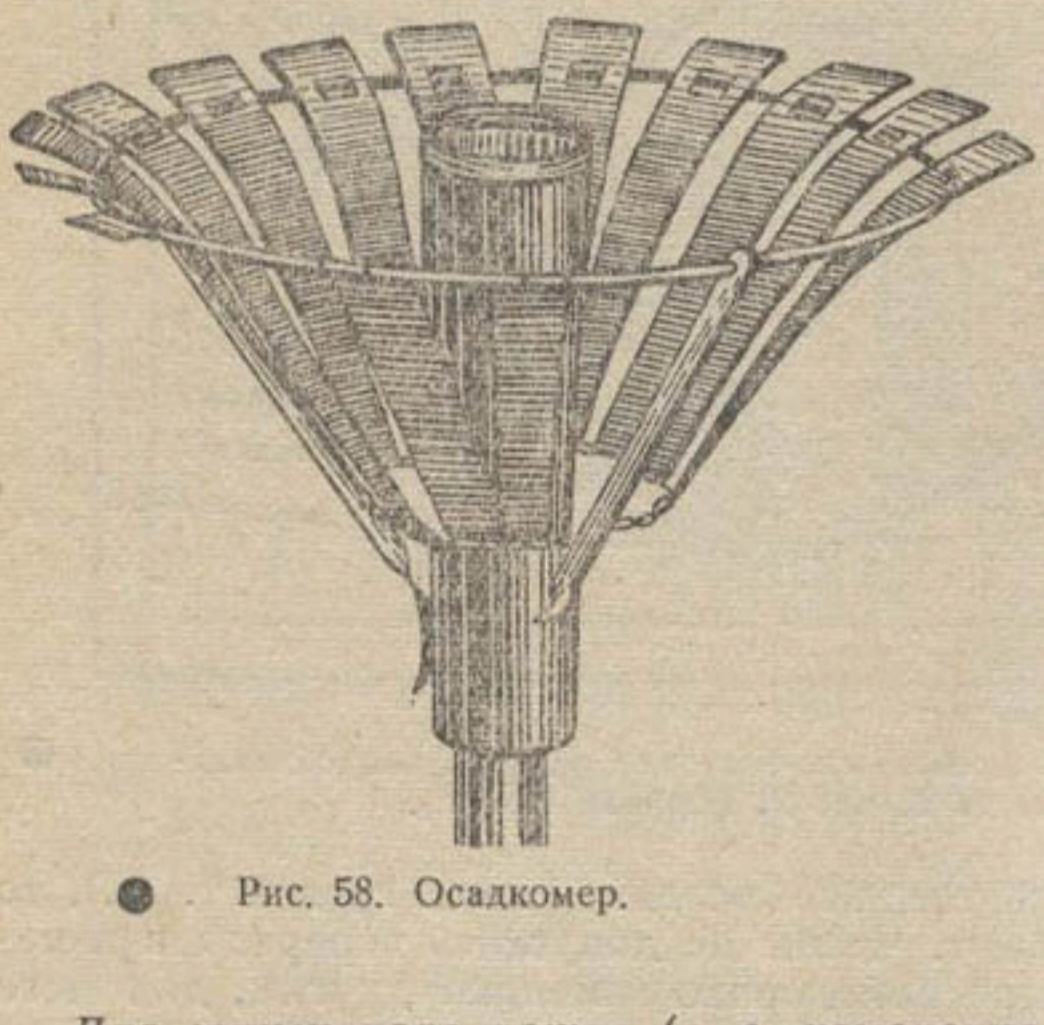


Рис. 58. Осадкомер.

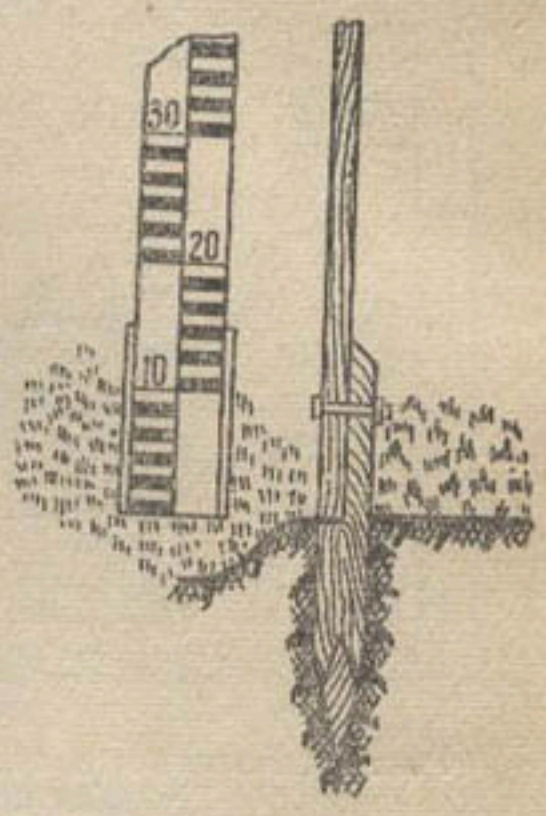


Рис. 59. Постоянная снегомерная рейка.

Для записи хода дождя (т. е. изменения его во времени) применяют самописцы-плювиографы. В СССР распространены плювиографы П-1 и П-2. Плювиограф П-1 имеет ведро дождемера с площадью дна 500 $см^2$. Капли дождя, попадающие в ведро, стекают в цилиндрическую поплавковую камеру (площадь сечения 50 $см^2$, высота 100 *мм*), поднимая поплавок со стержнем, где укреплено перо, вычерчивающее плювиограмму. Как только поплавковая камера наполнится, скопившаяся вода через сифон переливается в запасной сосуд и поплавок опускается, приводя перо в нулевое положение. Плювиограф П-2 отличается от П-1 дополнительной приставкой, вызывающей быстрое включение сифона и ускоренный слив. В США применяются плювиографы с автоматическими качающимися приемниками дождевой воды. Имеются конструкции плювиографов, производящих запись на основе приращения веса скапливающихся осадков. Они дают плювиограммы не только дождя, но и твердых осадков (снега, града и т. п.).

Толщину снежного покрова измеряют снегомерными рейками (рис. 59). На метеорологических станциях их устанавливают группами, по три рейки на расстоянии не ближе 10 *м* друг от друга на защищенных от ветра участках площадью около 400 $м^2$.

Так как содержание воды в снеге зависит от толщины снежного покрова и его плотности, одновременно с измерением толщины опре-

деляют плотность снега объемным или весовым снегомером. Объемный снегомер — это полый цилиндр с площадью внутреннего сечения 100 *см*² и высотой 60 *см*. Наружная его поверхность имеет шкалу с делениями через 1 *см* для измерения объема (высоты) взятой пробы. Нагревая цилиндр с пробой и замеряя мензуркой объем воды, определяют плотность как отношение объема воды к объему снега. В СССР распространен весовой снегомер с площадью внутреннего сечения цилиндра 50 *см*². Взятую пробу взвешивают безменом, определяя плотность снега делением отсчета по шкале безмена на увеличенный в 10 раз отсчет по шкале цилиндра. Умножая высоту снежного покрова на его плотность, получают водность покрова (в слое воды).

По данным измерения осадков дождемерами на метеорологических станциях составляют ежегодные таблицы месячных и годовых сумм осадков, показывающие толщину слоя осадков в миллиметрах (в слое воды).

Годовые и месячные количества (суммы) осадков в многолетнем разрезе подвержены большим изменениям. Так, например, в Ташкенте при среднемноголетней величине осадков 350 *мм*, в 1917 г. выпало 151 *мм*, а в 1933 г.—547 *мм*. Слой осадков в Ташкенте за март при среднемноголетней величине 63 *мм* в период с 1876 по 1956 г. превышал 100 *мм* 11 раз и был меньше 20 *мм* пять раз, причем в марте 1956 г. выпало 165 *мм*, а в 1944 и 1891 гг.—только 5 *мм*. Отдельные ливни могут давать слой осадков, превышающий среднемноголетние месячные показатели, а слой осадков за месяц — среднемноголетние годовые величины.

Средние арифметические значения сумм осадков за многолетний период наблюдений дают норму годовых или норму месячных осадков для района рассматриваемой метеорологической станции.

Норма годовых осадков (часто обозначается через H_0) распределяется по земной поверхности неравномерно и в целом для земного шара убывает от экватора к полюсам. Максимальное значение

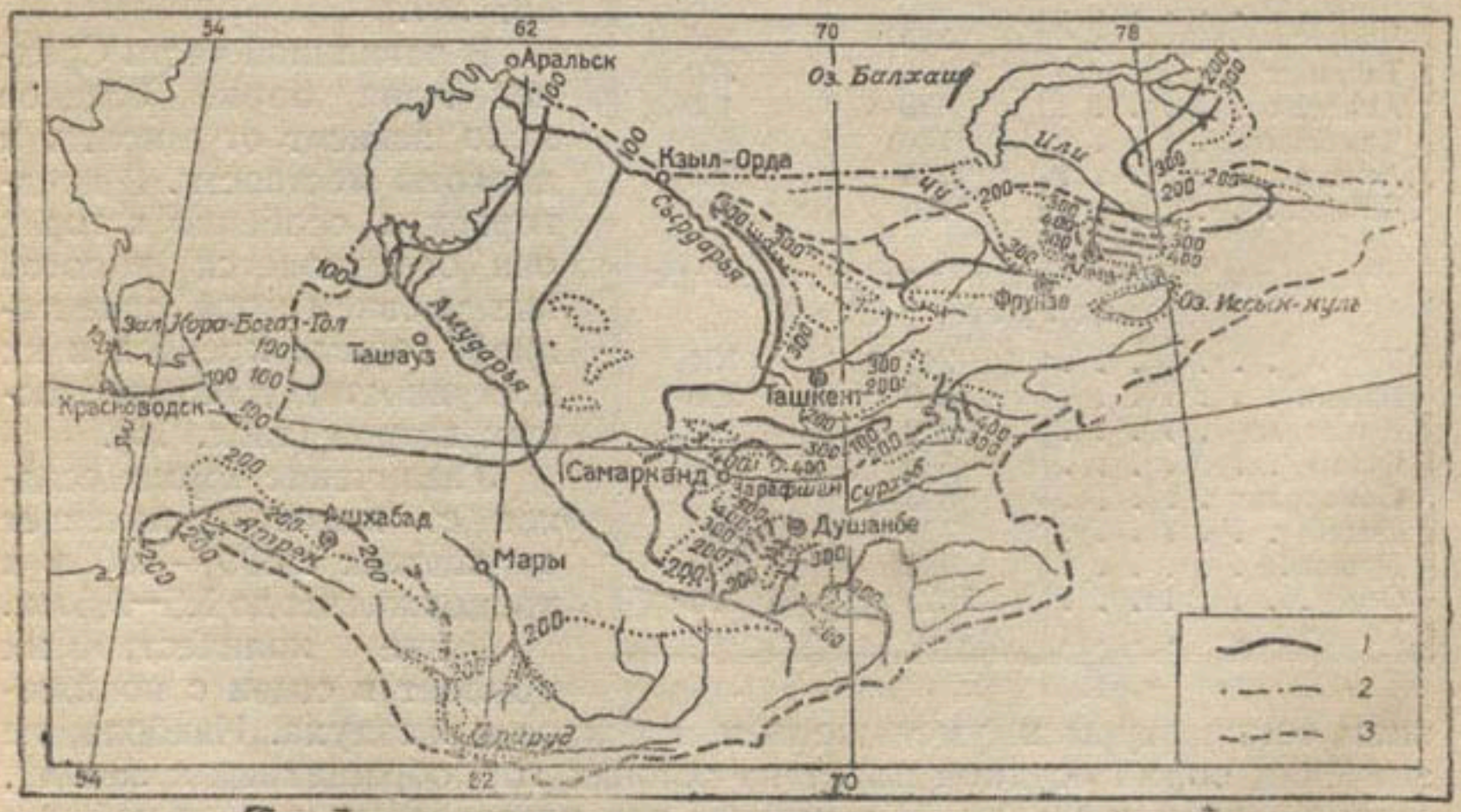


Рис. 60. Схематическая карта годового количества осадков (*мм*) для Средней Азии:

1 — изогиеты; *2* — северная граница рассматриваемой территории; *3* — водоразделы.

(около 12 тыс. *мм*) она имеет в Индии и на Гавайских островах, минимальное (близкое к нулю) — в пустынях Чили (8 *мм* в год), Перу и Сахаре. В умеренных широтах она больше в прибрежных областях (750—1000 *м*) и меньше внутри материков (250—500 *мм*). С увеличением высоты местности над уровнем моря (в горах) количество осадков возрастает до определенного предела, по достижении которого убывает в связи с уменьшением влажности воздуха.

В СССР максимальное количество осадков (2000—2500 *мм* в год) выпадает на Черноморском побережье Кавказа. На Тихоокеанском побережье норма осадков 800—1000 *мм*, на западных склонах Урала 700—900 *мм*; для Европейской территории СССР 300—700 *мм* (уменьшаясь с северо-запада на юго-восток), в Сибири 150—450 *мм*, в Аралo-Каспийской низменности 100—150 *мм*.

Распределение осадков по земной поверхности изображается картами изогиет, где нанесены линии, соединяющие пункты с одинаковым количеством осадков (изогиеты). Такие карты могут строиться для нормы как годовых осадков (рис. 60), так и месячных.

Таблица 16

Зависимость нормы осадков в районах Средней Азии от высоты местности и доступности для влагоносных ветров

Пункт	Высота над уровнем моря, *м*	Норма осадков, *мм*
Районы, открытые для влажных ветров		
Каспийское море	—24	100
Казанджик	30	200
Бахарден	160	200
Ашхабад	219	231
Аральское море	56	107
Кзыл-Орда	128	109
Нукус	68	88
Турткуль	105	79
Чарджоу	185	108
Чиназ	250	265
Ташкент	480	350
Аккавак	570	425
Чимбайлык	700	611
Акташ	1135	850
Чимган	1430	920
Районы, закрытые для влажных ветров		
Керки	245	164
Карши	380	200
Наманган	440	192
Гузар	530	280
Самарканд	695	323
Китаб	720	430
Душанбе	810	540
Ош	1023	323
Хорог	2105	191

По данным В. Л. Шульца, среднее значение нормы осадков для Средней Азии 173 *мм*, по О. А. Дроздову—203 *мм*. При этом северо-западная равнинная часть имеет всего 134 *мм* (в том числе пески Каракумы и Кызылкум, центральная пустынная часть Казахстана и районы, прилегающие к Аральскому морю и озеру Балхаш,— меньше 100), а юго-восточная горная — 467 *мм*.

В равнинной части Средней Азии норма осадков мало зависит от широты и долготы местности. В предгорьях и особенно в горах она определяется высотой над уровнем моря, ориентацией горных хребтов и их доступностью для влагоносных ветров (табл. 16).

Увеличение нормы осадков с высотой начинает ощущаться с 300 — 400 *м* и продолжается до 1,5—2,5 *км*.

Выше количество их убывает в связи с понижением температуры и уменьшением влажности воздуха. Наибольшие значения норма осадков имеет на склонах гор, обращенных к западу, северо-западу и северу. В закрытых для влагоносных ветров районах (например, на Памире) на высоте 3500—4000 *м* выпадает всего 50—60 *мм* в год.

Сухое пятно с очень низкой нормой находится также в центральной части Ферганской долины (г. Коканд)—90 *мм* в год.

На равнине и в предгорьях Средней Азии преобладают зимние осадки, максимум их приходится на март—апрель, а минимум — на конец лета — начало осени (август—сентябрь).

В горах осадки распределяются по сезонам более равномерно, с увеличением высоты максимум их сдвигается к началу лета. Так, на высотах ниже 2500 *м* он приходится на апрель—май, а на высотах больше 3200 *м*—на июнь—июль. Это объясняется холодными вторжениями, большой влажностью воздуха летом и местными конвективными процессами. Минимум осадков в горах наблюдается в январе и феврале.

Преобладание летних осадков (60—70% годового количества) отмечено в Восточном Памире, на сыртах Центрального Тянь-Шаня, около озер Иссык-Куль и Искандеркуль.

Характер осадков в Средней Азии меняется по сезонам. Зимой и в первую половину весны преобладают осадки обложного характера, связанные с развитием циклонических возмущений и холодными вторжениями, в марте и особенно апреле — ливневого характера, в мае и июне — грозового.

Летние осадки почти исключительно грозового характера, связаны с сильно развитой конвекцией во время мощных холодных вторжений. Наиболее бедно осадками начало осени. Во второй половине ее редкие эпизодические осадки связаны с холодными вторжениями.

Распределение осадков по сезонам года и по видам для различных пунктов Средней Азии показано в табл. 17—18.

Таблица 17

Распределение осадков по сезонам в зависимости от географического положения и высоты местности

Пункт	Высота над уровнем океана, *м*	Весна		Лето		Осень		Зима		Среднее многолетнее, *мм*
		мм	%	*мм*	%	*мм*	%	*мм*	%	
Аральское море	56	28	26	25	23	31	29	23	32	107
Ашхабад . . .	219	114	49	18	8	33	14	66	29	231
Кзыл-Орда . .	128	40	37	15	14	23	21	31	28	109
Керки	245	69	42	1	1	17	10	77	47	164
Ташкент . . .	480	147	41	17	5	65	18	130	36	359
Самарканд . .	695	161	49	12	4	45	14	105	33	323
Наманган . . .	440	69	36	17	9	42	22	64	33	192
Ош	1023	138	42	41	12	55	17	95	39	323
Термез	301	56	47	0	0	10	9	53	44	119
Алма-Ата . . .	811	234	41	118	20	121	21	86	18	589
Кушка	622	113	47	0	0	16	6	113	47	242
Памирский пост	3640	17	28	31	49	7	10	8	13	63
Хорог	2105	74	38	13	7	35	18	71	37	191
Чимган	1430	365	40	65	7	193	21	294	32	920

Годовой ход осадков в различных районах Средней Азии неодинаков, почему связь между относительным количеством твердых или жидких осадков и высотой местности имеет две ветви: высокую для пунктов с преобладанием зимних осадков и низкую — для пунктов с преобладанием летних (табл. 19).

Так как зимние осадки преобладают на низких высотах, то на этих высотах ветви сближаются (за исключением некоторых мест на северо-востоке). Начиная с высоты 4800 *м* осадки выпадают толь-

Таблица 18

Распределение осадков по видам для различных пунктов Средней Азии (по *В. Л. Шульцу*)

Пункт	Высота над уровнем моря, *м*	Количество осадков, % от годового				
		жидких	смешанных	твердых	жидких $+^1/_2$ смешанных	твердых $+^1/_2$ смешанных
Федченко	4169	0,1	4,0	95,9	2,1	97,9
Тянь-Шань	3672	9,1	29,6	61,3	23,9	76,1
Мургаб	3640	27,4	22,9	49,7	38,9	61,1
Шахристан	3200	8,7	21,9	69,4	19,6	80,4
Алтынмазар	2782	30,0	12,0	58,0	36,0	64,0
Ангрен	2288	33,7	25,6	40,7	46,5	53,5
Искандеркуль	2258	46,5	20,8	32,7	56,9	43,1
Нарын	2048	61,0	10,9	28,1	66,5	33,5
Чаткал	1938	22,1	26,2	51,7	35,2	64,8
Чарвак	892	59,9	21,2	18,9	70,5	29,5
Самарканд	695	72,8	18,0	9,2	81,8	18,2
Ташкент	479	62,8	26,5	10,7	76,1	23,9
Тамды	220	70,6	14,6	14,8	77,9	22,1
Каган	220	79,1	15,3	5,6	86,8	13,2
Репетек	185	77,8	13,5	8,7	84,6	15,4
Зеагли	137	74,0	16,7	9,3	82,4	17,6

ко в твердом виде, потому что там средняя суточная температура воздуха никогда не бывает положительной.

Твердые осадки образуют снежный покров, который характеризуется типом снега, высотой, плотностью и продолжительностью залегания. А. И. Чеботарев разделяет снежный покров на свежевыпавший снег (новый, молодой), уплотненный (лыжный) и старый (фирнизированный).

Таблица 19

Изменение количества твердых осадков в зависимости от высоты местности (по *В. Л. Шульцу*)

Средневзвешенная высота водосбора	Количество твердых осадков, % от годового	
	при преобладании летних	при преобладании зимних
1000	6	36
1500	17	45
2000	28	56
2500	40	66
3000	51	76
3500	63	86
4000	74	96

Высота снежного покрова изменяется в течение зимы в результате снегопадов, переноса ветром (поземка), сдувания и уплотнения. Средний снегопад увеличивает высоту снежного покрова на 2—4 *см* в сутки, интенсивный — на 10—15, до 25 *см*.

Перенос снега ветром (поземка) происходит при скорости ветра 3—4 *м/сек*, а слежавшегося —8—10 *м/сек*. Сдувание снега с открытых пространств, особенно с возвышенностей, достигает 10—16 *см* в сутки (при скоростях ветра 8 — 10 *м/сек* и плотности снега до 0,30).

Сильно влияет на высоту снежного покрова плотность снега, увеличивающаяся по времени под действием оттепелей и ветра.

Максимальная высота снежного покрова на большей части территории СССР наблюдается в марте, в северных районах — в апреле, а в южных — в феврале и даже в январе. Наибольшей величины она достигает на западных склонах Северного Урала (до 100 *см*) и Средне-Сибирского плоскогорья, в Западно-Сибирской низменности

(110—112 *см*), в районах Камчатки, Сахалина и низовьях р. Амур. В степных районах Украины, Северного Кавказа, Забайкалья, на территории Амурско-Приморской области, в пустынях Средней Азии высота покрова не превышает 10 *см*.

В Средней Азии на склонах гор высота снежного покрова не превышает 1,5—2 *м*, а плотность 0,40; причем первая с высотой местности увеличивается, а вторая уменьшается. Водность покрова достигает максимума на высотах бóльших высот максимума годового количества осадков. На дне горных долин и котловин, куда ветер сдувает снег со склонов и сползают лавины, образуются мощные, в несколько метров толщиной скопления снега с плотностью 0,70—0,80, называемые *снежниками*. Много их на южном склоне Гиссарского хребта и в водосборах Зарафшана, Карадарьи и других рек.

Высота снежного покрова и его водность на склонах гор подвержены большим изменениям по времени, зависящим от высоты гор.

Продолжительность залегания снежного покрова определяется периодом от начала первого снегопада до конца полного стаивания снега. Если выпавший снег стаивает раньше последнего снегопада, то снежный покров неустойчив. В равнинной и предгорных областях юга Средней Азии в течение зимы он может несколько раз стаивать и образовываться заново следующим снегопадом.

По продолжительности залегания снежного покрова различают сезонный снег (который стаивает полностью в теплую половину года) и вечный снег (полностью не стаивающий в течение летнего периода из-за недостатка тепла даже в незащищенных от солнца местах). Сезонный снег располагается на низких отметках высот, вечный — на более высоких. Высотная граница, разделяющая по вертикали пояс сезонного снега от пояса вечного, называется *климатической снеговой линией*. Ее положение (высота снеговой линим) зависит от климатических условий (прежде всего от наивысшей летней температуры воздуха и количества выпадающих осадков), а также от орографии местности.

В полярных странах снеговая линия лежит на уровне моря, на экваторе поднимается до высоты 6400 *м*. В СССР вечные снега лежат в высокогорных районах Кавказа (площадью до 2000 $км^2$) и Средней Азии (на площади 12800 $км^2$), а также на Алтае, Камчатке, Северном Урале и в Саянах.

Высота снеговой линии на Кавказе колеблется от 2700 до 3600 *м*, повышаясь с запада на восток в связи с уменьшением осадков, а в Средней Азии в северной части горных массивов составляет 3000 *м*, в Центральном Памире — до 5500 *м*.

Положение снеговой линии в горах в разные годы различно. В годы с малым количеством осадков температура воздуха в горах летом выше средней многолетней (нулевая изотерма достигает больших высот), что приводит к таянию высокогорного снега, не тающего при метеорологических условиях среднего года. Наоборот, в годы с большим количеством осадков температура воздуха в горах летом ниже средней многолетней (нулевая изотерма не достигает больших высот), что приводит к неполному стаиванию снега ниже снеговой линии среднего года. Поэтому наряду с климатической снеговой линией (определяемой метеорологическими условиями среднего года) различают *сезонную снеговую линию*, положение которой зависит от условий конкретного года.

Снежники с большой толщиной и плотностью снега тают гораздо медленнее, чем нормальный снежный покров на склонах гор, при-

чем некоторые (вечные) снежники к концу лета полностью не стаивают.

Нижний предел распространения по высоте снежников и других постоянных скоплений снега, сохраняющихся в слабопрогреваемых углублениях и на затененных участках склонов гор, называется *орографической снеговой линией*.

Продолжительность залегания сезонного снежного покрова на территории СССР уменьшается в направлении с севера на юг с 260—240 до трех-четырех дней.

Продолжительность снежного покрова на равнине и в предгорьях Средней Азии характеризуется большими колебаниями в многолетнем разрезе. По В. А. Бугаеву, в Ташкенте с 1915 по 1936 г. снежный покров продолжительностью 90 дней наблюдался один раз, а более 20 дней — 13 раз. Зимой 1943/44 г. в январе и феврале не было ни одного дня со снегом, а зимой 1965/66 г. снежный покров держался не более суток.

Продолжительность сезонного снежного покрова в горах определяется его мощностью и ходом летних температур; в разные годы, а также для различных пунктов она неодинакова.

Снеготаяние вызывается теплообменом снежного покрова с окружающей средой. Различают *адвективный* тип снеготаяния, когда оно вызывается вторжением теплых масс воздуха, и *солярный*, когда оно происходит в результате поглощения солнечной радиации. Солярное снеготаяние наблюдается днем, в ясную солнечную погоду. Его интенсивность зависит от высоты стояния солнца над горизонтом и альбедо снежного покрова, которое по мере таяния снега увеличивается.

Адвективное снеготаяние происходит преимущественно в пасмурную погоду, при вторжении теплого воздуха и не имеет выраженного суточного хода, т. е. может быть и ночью. Большое значение оно имеет для облесенных районов, где затенение снежного покрова кронами деревьев (особенно хвойных) сильно сокращает и даже полностью прекращает солярное снеготаяние.

Небольшую роль в увеличении снеготаяния могут играть теплые дожди. Расчлененность рельефа вызывает неравномерность снеготаяния, так как из-за условий прогрева и меньшей высоты снежного покрова на возвышенностях (особенно на их южных склонах) снег тает быстрее, чем в низинах.

П. П. Кузьмин выделяет следующие периоды (фазы) снеготаяния:

а) фазу сплошного снежного покрова (проталины занимают менее 25% всей площади);

б) фазу пестрого ландшафта (проталины занимают 25—50% всей площади);

в) фазу схода отдельных пятен снега (проталины занимают 50—97,5% площади).

Полное окончание снеготаяния называется *сходом снега*.

Изолиния нулевой интенсивности снеготаяния, отделяющая районы, охваченные снеготаянием, от районов, где оно не началось, называется *фронтом снеготаяния*, а изолиния нулевой высоты снежного покрова, отделяющая районы снеготаяния от районов, где оно закончилось, —*тылом снеготаяния*. Площадь между фронтом и тылом снеготаяния называется *площадью одновременного снеготаяния*.

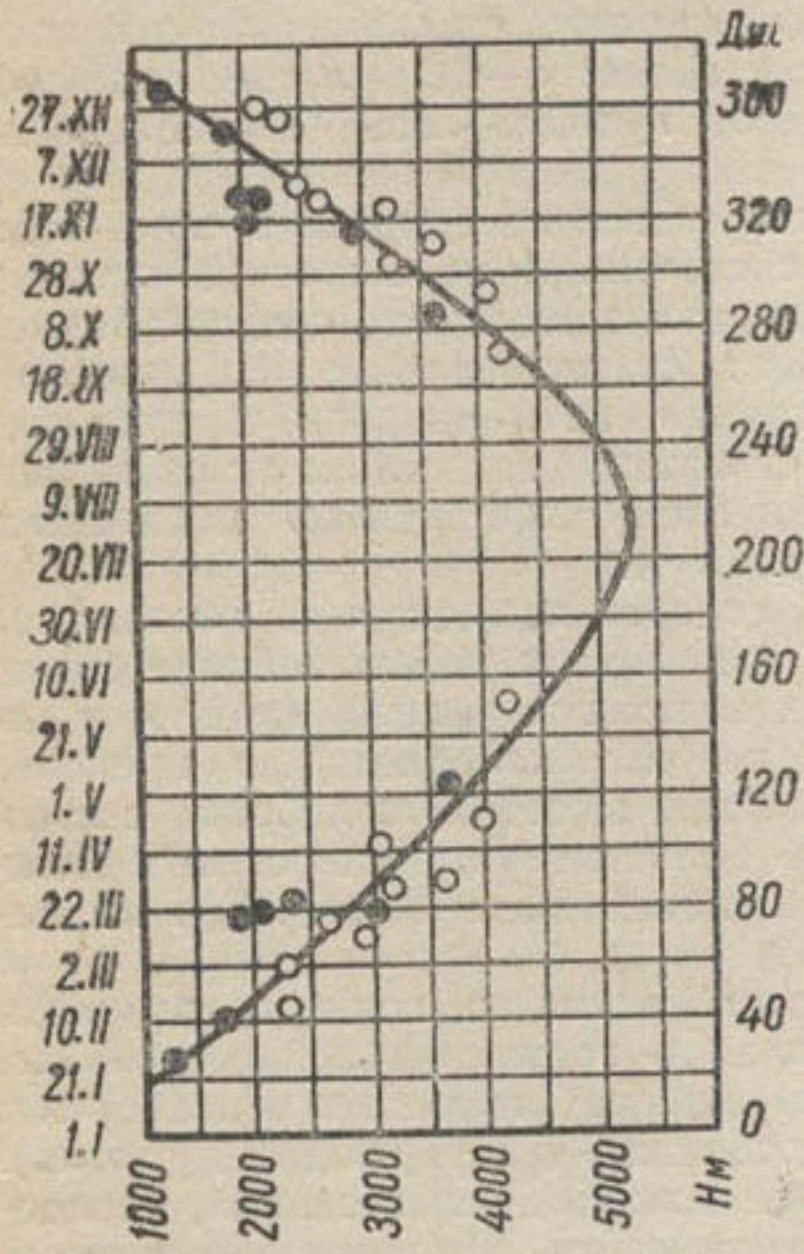
На равнине Европейской территории СССР скорость движения фронта снеготаяния весной доходит до 100—200 *км* в сутки.

На равнинах Средней Азии снеготаяние вследствие незначительности снежного покрова не дает образования стока.

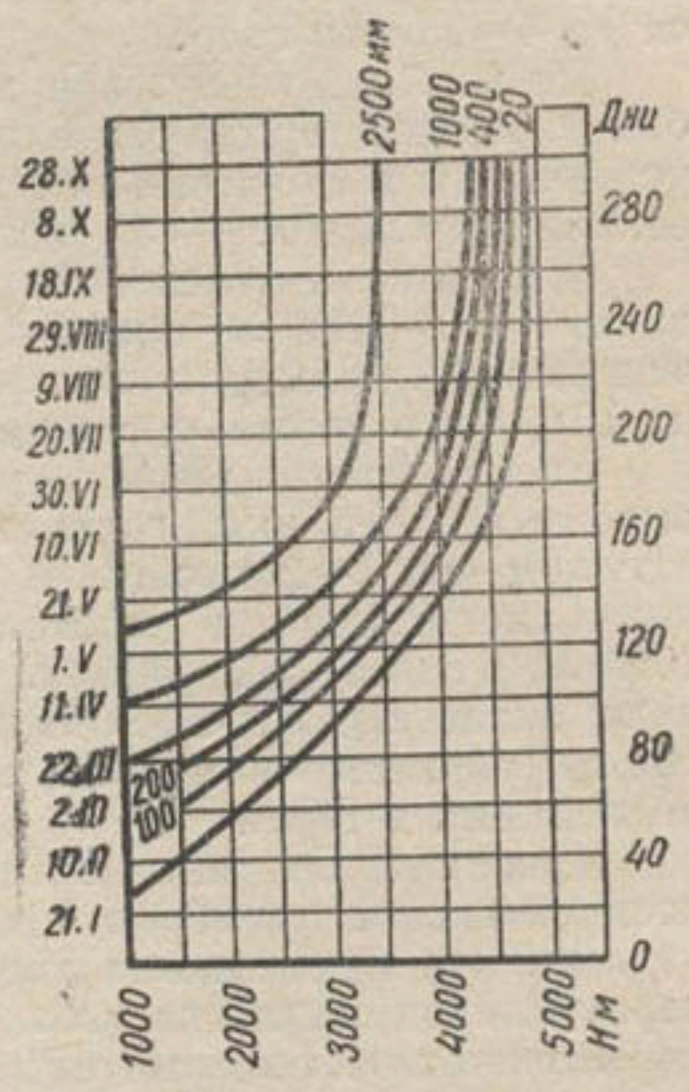
В горных районах положение фронта и тыла снеготаяния определяется высотой над уровнем моря, изменяющейся по времени.

В. Л. Шульц рекомендует принимать за высоту фронта снеготаяния высоту нулевой изотермы в 13 час., изменение которой в течение года показано на рис. 61. Ординаты этой кривой показывают возможную продолжительность снеготаяния на различных высотах, их дополнение до 365 дней — продолжительность периода аккумуляции снега.

Тыл снеготаяния, согласно В. Л. Шульцу, имеет две линии:



● Рис. 61. Зависимость среднего времени перехода температур воздуха в 13 час. через 0° (положения фронта снеготаяния) от высоты местности.



● Рис. 62. Зависимость среднего времени схода снежного покрова (положения тыла снеготаяния) от его мощности (в слое воды) и высоты местности *H*.

а) линию, соединяющую точки схода сплошного снежного покрова и б) линию, соединяющую нижние концы снежников.

Скорость подъема тыла снеготаяния зависит от высоты местности, мощности снежного покрова и факторов, определяющих тепловой баланс поверхности снега и льда (рис. 62).

Влияние мощности снежного покрова наиболее сильно ранней весной, когда вследствие низких температур воздуха интенсивность снеготаяния невелика, почему разница в высоте тыла снеготаяния снежных покровов различной мощности доходит до 2000 *м*.

Средняя скорость продвижения тыла снеготаяния в горах Средней Азии при водности снежного покрова от 20 до 400 *мм* для периода март — август колеблется от 12,7 до 17,6 *м* в сутки и достигает максимума 30 *м* в сутки и больше в феврале — мае, когда снеготаяние охватывает зоны низких и средних высот.

При маломощном покрове тыл снеготаяния может лежать выше 13-часовой нулевой изотермы, что наблюдается на водосборах рек Сох и Исфара в зоне высот ниже 2500—3000 *м*.

Так как средние суточные температуры воздуха на одинаковых высотах на южных склонах выше, чем на северных, разница в высоте тыла снеготаяния между ними может достигать 500 *м* и более.

Интенсивность снеготаяния (выражаемая слоем воды в *мм*, образующейся за сутки или час) часто характеризуется коэффициентом стаивания, выражающим уменьшение мощности снежного покрова в слое воды (в *мм*) на 1° среднесуточной температуры (за сутки).

По данным В. Д. Комарова, коэффициент стаивания на открытой местности севернее 55—56° с. ш. составляет 5—5,2 *мм/град*, для облесенных водосборов в зависимости от густоты леса он уменьшается до 4—1,5 *мм/град*.

По В. Л. Шульцу, при мощности снежного покрова в слое воды более 200 *мм*, продолжительности снеготаяния не менее 10 суток и устойчивых положительных температурах воздуха со среднесуточной величиной больше 4—5° коэффициент стаивания равен 5,5 *мм/град*.

В период интенсивного снеготаяния (май—апрель) в пределах высот 1800—3800 *м* коэффициент стаивания на склонах различной экспозиции примерно постоянен. В пасмурные дни он понижается на 10%, а в ясные—увеличивается на 5%.

Время прохождения фронтом снеготаяния данной абсолютной высоты в отдельные годы может изменяться на 40 и более суток, а тылом—на 1—2 месяца. В нижних зонах гор высота фронта в начале снеготаяния в многолетнем разрезе колеблется в пределах 1000 *м*, а тыла—200—400 *м*. На больших высотах колебания составляют около 100 *м*, что объясняется большей устойчивостью и мощностью снежного покрова и меньшим колебанием температур по мере подъема в горы.

Максимальная интенсивность снеготаяния в годы с ранней и поздней весной примерно одинакова, но в годы с ранней весной она наблюдается примерно на две декады раньше (на низких водосборах в первую декаду июня, на высоких водосборах— в первую декаду июля).

Количество осадков, выпадающих в период снеготаяния, не превышает обычно 20—25% слоя стаявшего снега. Выпадающие твердые осадки снижают интенсивность снеготаяния (увеличивают альбедо снежного покрова), жидкие незначительно повышают.

Интенсивность таяния снежников при устойчивых высоких температурах воздуха выше, чем обычного снежного покрова, чему способствует и низкое альбедо их поверхности, доходящее до 50 — 16%. В зависимости от физико - географических условий коэффициент стаивания снежников 4,7—6,8 *мм/град*. Максимальная часовая интенсивность таяния снежников, по В. Л. Шульцу, может достигать 15 *мм/час*, средняя за день — 7 — 8 *мм/час* и средняя за сутки—4—5,5 *мм/час*.

Таяние ледников характеризуется коэффициентом стаивания— 6—9 *мм/град*. В. Л. Шульц приводит следующие значения коэффициента стаивания ледников Средней Азии (*мм/град*): Федченко— 7,6 — 8, Малый Алмаатинский —9, Имат—5,9—6,3, Башкара—4,8, Алладин— 8,7, Казантемир—10,3, Кок-Майнак—7, Караугам—7,6, Тамынген—6,5.

Интенсивное таяние снега в горах весной вызывается высокими температурами тропического воздуха циклонов, волновой деятельностью и особенно термической депрессией, характеризующейся ясной погодой и значительным ростом температур воздуха в тропосфере до больших высот.

Характер распределения снегового покрова по площади водосбора и запасов содержащейся в нем воды (водности снега) определяют при помощи снегомерных (по заранее намеченным точкам) и маршрутных съемок.

Первый вид съемок предусматривает предварительный (летом или осенью) выбор характерных точек (закрепляемых на местности установкой снегомерных реек с одновременным нанесением их на план), на которых раз в декаду фиксируют толщину снежного покрова и определяют его плотность.

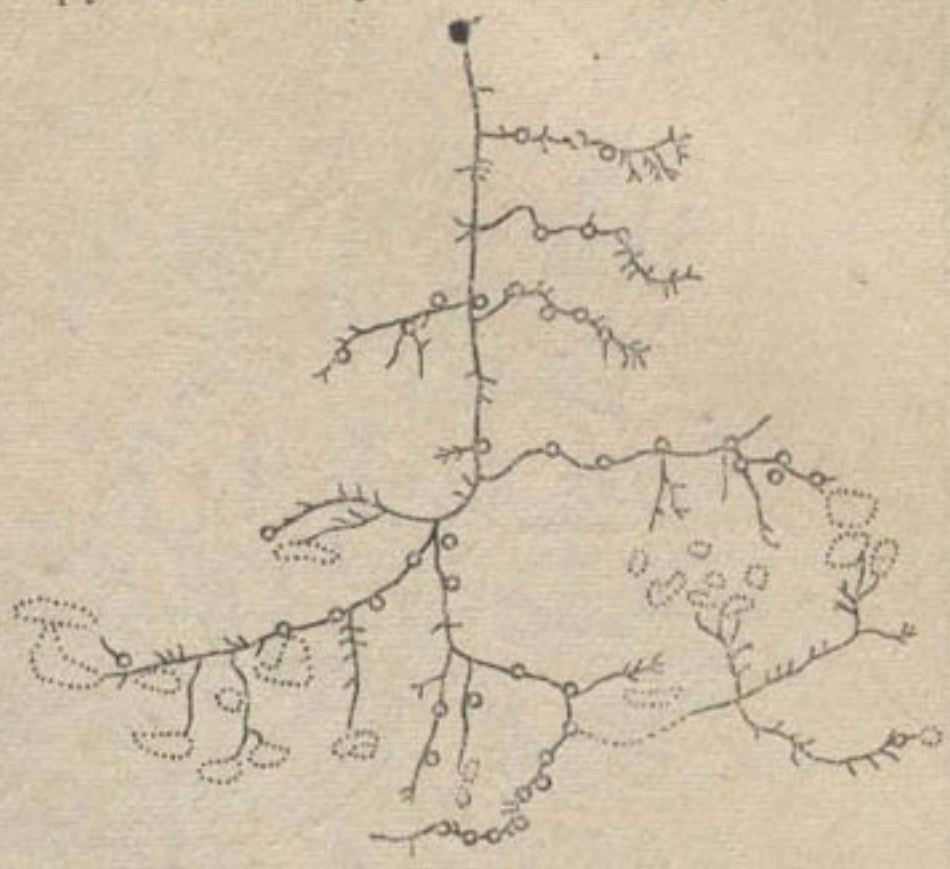


Рис. 63. Типичный маршрут снегомерной съемки в горных долинах Средней Азии. Кружками показаны снегопункты.

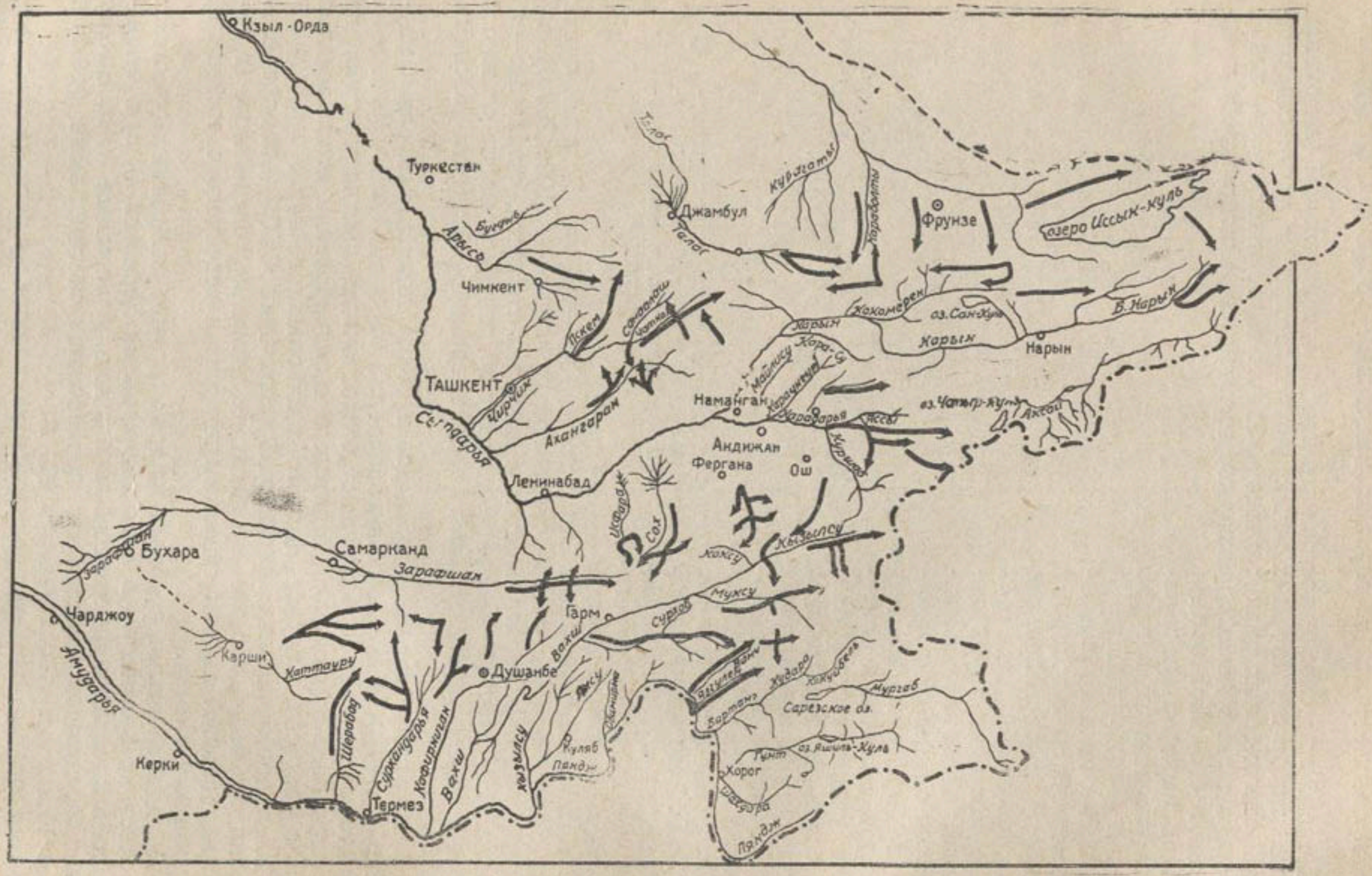
При маршрутных съемках, применяемых в горах Средней Азии, высоту и плотность снежного покрова измеряют по некоторому маршруту с параллельной топографической съемкой местоположения точек измерения. Снегомерный маршрут состоит из ряда пунктов, выбираемых по дну основной долины, и притоков на участках с постоянным снежным покровом в доступных и характерных местах, позволяющих достаточно полно отразить изменение водности покрова (рис. 63). Расстояние между снегомерными пунктами зависит от характера залегания снега и уклона долины и выбирается с интервалом по высоте 150—200 *м*. Каждый пункт имеет несколько (до 5 шт.) снегомерных площадок (100×100 *м*), из которых основная располагается в пределах тальвега, остальные—на склонах. На каждой площадке делают 20 замеров высоты снежного покрова переносными рейками и 5 измерений плотности весовым снегомером.

Снегомерные съемки проводятся в конце января, февраля и марта. Протяженность маршрутов колеблется от 3 до 120 *км* (рис. 64). По материалам съемок составляют долгосрочные прогнозы стока на вегетационный период, необходимые при планировании использования водных ресурсов в начале каждого хозяйственного года.

На водосборах рек Европейской территории СССР для определения запасов воды в снеге проводят декадные и контрольные (в период наибольшей высоты снежного покрова и весеннего снеготаяния) снегомерные съемки.

Декадные съемки проводят на трех заранее выбранных участках: а) в лесу на поляне; б) в лесу под кронами деревьев и в) в открытом поле площадью не менее 1 *га* и шириной не менее 50 *м*. Высоту снежного покрова определяют переносными снегомерными рейками через 10 *м*, а плотность—через 100 *м*.

Контрольные съемки проводятся на площади в несколько десятков квадратных километров, разбитой на треугольники. Высоту снежного покрова измеряют по сторонам треугольников через 20 *м*, а плотность снега— через 500 *м*.



● Рис. 64. Схема снегомерных маршрутов Средней Азии.

Жидкие осадки — дожди—разделяются на стокообразующие и нестокообразующие, что зависит от интенсивности и продолжительности дождя, испаряемости, фильтрационной способности грунтов.

В горных районах Средней Азии, где склоны гор покрыты крупнообломочным материалом с большой фильтрационной способностью, большая часть дождей не образует поверхностного стока. Слой дождя H связан с интенсивностью i и продолжительностью выражением:

$$H = \int_0^t i d\tau. \tag{2.36}$$

Ввиду сложной зависимости $i = f(t)$, требующей учета большого числа факторов, в гидрологии рассматривается средняя интенсивность дождя:

$$i = \frac{H}{t}. \tag{2.37}$$

Между интенсивностью дождя, его продолжительностью и площадью распространения существует взаимосвязь. Обложные дожди с площадью распространения в тысячи и сотни тысяч километров имеют большую продолжительность и малую интенсивность. Ливневые дожди (по А. П. Воейкову, дожди с $i > 0{,}5$ *мм/мин*) обладают большой интенсивностью, но малой площадью распространения (хотя могут охватывать и более 150 тыс. $км^2$) и продолжительностью.

Это объясняется тем, что обложные дожди образуются в результате охлаждения воздуха, поднимающегося над большой территорией с небольшими вертикальными скоростями при слабой термической конвекции или при движении теплых фронтов. Ливни же возникают в результате быстрого охлаждения воздуха, связанного с большими скоростями его подъема при интенсивной термической конвекции, охватывающей небольшую площадь, движении холодных фронтов или затекании теплого влажного воздуха в горные долины. В Средней Азии ливни распространены в горных и предгорных районах, где они вызывают образование селевых потоков.

Связь между интенсивностью и продолжительностью имеет вид:

$$i = \frac{\Delta}{(a + b \cdot t)^n}, \tag{2.38}$$

где Δ — числовой параметр, называемый метеорологической силой дождя.

П. Ф. Горбачев предложил выражение (2.38) в частном виде:

$$i = \frac{\Delta}{t^{0,5}}, \tag{2.39}$$

откуда слой дождя:

$$H = i \cdot t = \Delta t^{0,5}. \tag{2.40}$$

Значение параметра Δ для дождя заданной повторяемости может определяться по выражению:

$$\Delta = \alpha H_0^{2/3} \cdot N^{1/3}, \tag{2.41}$$

где H_0 — норма осадков, *мм*;

α — коэффициент, изменяющийся от 0,025 для севера СССР до 0,54 для юго-запада, для Средней Азии он равен 0,036;

N — повторяемость дождя в годах.

Таблица 20

Классификация дождей (по *П. Ф. Горбачеву*)

Характеристика дождя	Значение Δ
Мелкие дожди, не дающие стока	до 1
Обыкновенные дожди; сток по замощенным улицам	1,1—3
Умеренные проливные дожди, сток по естественным склонам	3,1—5
Большие проливные дожди; сильные потоки	5,1—7
Значительные ливни; затопление улиц в городах	7,1—9
Горные ливни; наводнение в горах	12,1—16
Сильные ливни; наводнения на небольших реках	9,1—12
Тропические ураганные и муссонные осадки, чрезвычайные наводнения	16,1—35

Наибольший слой дождя зарегистрирован в Батуми (234,3 *мм*) и Владивостоке (181,5 *мм*), наибольшая продолжительность — в Астре (67 час. 10 мин.) и Падшаата (56 час. 28 мин.), наибольшая интенсивность продолжительного дождя — на ст. Дмитриевская, в Средней Азии (2,26 *мм/мин*).

С гидрологической точки зрения рассмотренные характеристики осадков имеют следующее значение. Норма годовых осадков в значительной степени определяет норму стока. Колебание годовых сумм осадков в многолетнем разрезе вызывает многолетнюю изменчивость стока, хотя возможная аккумуляция части осадков в многоводные годы и стаивание образовавшегося запаса в маловодные уменьшают ее по сравнению с изменчивостью осадков.

Внутригодовое распределение осадков влияет на внутригодовое распределение стока только тогда, когда сток в основном формируется дождями. В Средней Азии, где основная часть речного стока образуется в результате таяния снега и ледников в горах, внутригодовое распределение стока существенно отличается от внутригодового распределения осадков и больше зависит от годового хода температуры.

§ 11.
ВЕТЕР

Ветром называется горизонтальное движение воздуха при перемещении воздушных масс. Ветер характеризуется: а) силой (выражается в баллах); б) скоростью (*м/сек*); в) направлением (определяется по странам света, исходя из 16 румбов направлений, иногда 8 румбов); г) повторяемостью (выражается для каждого направления в днях или в числе случаев); д) продолжительностью отдельного ветра (в часах или днях).

Характеристика ветра по шкале Бофорта приведена в табл. 21.

Вблизи земной поверхности скорость ветра убывает и приобретает резко выраженный пульсационный характер (порывистость). При установившейся погоде в нижних слоях воздуха максимальная скорость наблюдается в дневные часы, минимальная — ночью; в более высоких — наоборот. Верхняя граница слоя, где суточный ход изменяется на обратный, называется *высотой обращения ветра* (300 *м* — летом и 20 *м* — зимой).

Направление ветра также испытывает суточные колебания: при установившейся погоде в пограничном слое воздуха ветер до 13—14

Таблица 21

Шкала силы ветра Бофорта

Характеристика ветра	Оценка ветра по внешним признакам	Сила ветра, баллы	Пределы скорости, *м/сек*
Штиль	Дым поднимается отвесно или почти отвесно; листья неподвижны	0	0—0,5
Тихий	Движения флюгера незаметны; направление ветра определяется без прибора	1	0,6—1,7
Легкий	Дуновение ветра чувствуется лицом; листья шелестят; флюгер начинает двигаться	2	1,8—3,3
Слабый	Листья и тонкие ветки деревьев все время колышатся, ветер развевает легкие флаги	3	3,4—5,2
Умеренный	Ветер поднимает пыль; приводит в движение тонкие ветки деревьев	4	5,3—7,4
Свежий	Качаются тонкие стволы деревьев, на воде появляются волны с гребешками	5	7,5—9,8
Сильный	Качаются толстые сучья деревьев, гудят телефонные провода, трудно пользоваться зонтиком	6	9,9—12,4
Крепкий	Качаются толстые сучья деревьев; гнутся большие ветки, при ходьбе против ветра испытывается заметное сопротивление	7	12,5—15,2
Очень крепкий	Ветер ломает тонкие ветки и сухие сучья деревьев; затрудняется движение	8	15,3—18,2
Шторм	Небольшие разрушения (ветер срывает дымовые трубы и черепицу)	9	18,3—21,5
Сильный шторм	Значительные разрушения; деревья вырываются с корнем	10	21,6—25,1
Жестокий шторм	Большие разрушения	11	25,2—29,0
Ураган	Очень большие разрушения	12	Более 29,0

часов одновременно с увеличением скорости поворачивается вправо (по направлению движения солнца), а после 13—14 часов — в обратную сторону, возвращаясь к вечеру в исходное положение. Это вызывается изменением турбулентного обмена и турбулентной вязкости воздуха в течение суток.

Наряду с суточным наблюдается годовой ход скорости ветра и его направления, зависящий от климатических условий.

Ряд характерных особенностей ветрового режима в отдельных районах возникает под влиянием местных физико-географических условий. На общие воздушные течения воздействует рельеф земной поверхности, изменяющий направление и скорость воздушного потока при встрече и обтекании им горных хребтов, отдельно стоящих гор и холмов, долин, ущелий и т. п. Это наиболее резко проявляется в горных местностях, где на перевалах, в долинах и ущельях создаются условия для усиления ветра, а в ряде районов возникают особые орографические ветры: фён, бора и т. п.

Фёном называется сухой горячий ветер, дующий с гор в долину. Он образуется при переваливании движущейся воздушной массы че-

рез горы или опускании воздуха на подветренной стороне препятствия (горы), компенсирующем убыль воздуха в нижних слоях. При переваливании движущейся воздушной массы через горы подъем воздуха по наветренному склону вызывает охлаждение его по влажноадиабатическому закону с конденсацией паров и выпадением осадков. Поэтому на вершине гор воздух сильно обеднен влагой, но охлажден меньше чем на 1° на 100 *м* высоты подъема. Опускаясь по подветренному склону гор, воздух нагревается по сухоадиабатическому закону, и его температура у подножия подветренного склона оказывается выше, чем у подножия наветренного (рис. 65).

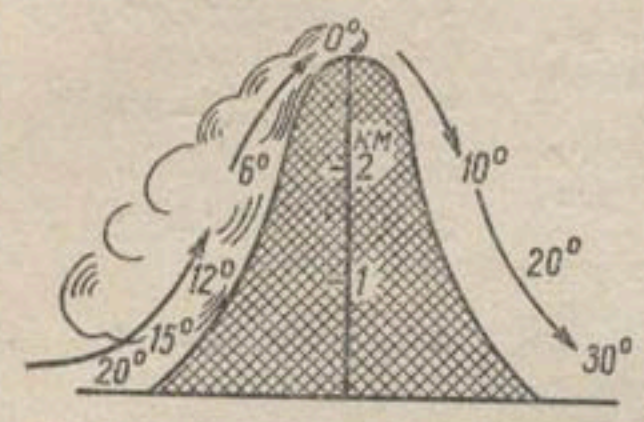


Рис. 65. Фён при переваливании воздушной массы через горы.

В СССР фёны наблюдаются на Кавказе и в горах Средней Азии. Их продолжительность — от нескольких часов до нескольких дней подряд, а температура может повышаться на 10° и более, что, учитывая малую влажность воздуха, губительно действует на растения и может привести к гибели урожая. Высокие температуры фёнов могут вызывать также быстрое таяние снега в долине.

Фён возникает при определенных условиях погоды, поэтому его можно предсказывать заранее.

Борой называется холодный сильный и порывистый ветер, направленный вниз по горному склону прибрежной возвышенности на море и приносящий зимой сильное похолодание. Бора наблюдается в Новороссийске, в районе Баку, на Байкале, Новой Земле и в других местах. Бора в Новороссийске дует со скоростью 25—30 *м/сек* при температуре воздуха зимой — 20° и ниже и вызывается холодным антициклоном, который при смещении на юг стекает по круто обрывающемуся к морю склону возвышенности.

На горах, покрытых ледниками, часто отмечается ледниковый ветер, дующий со склонов гор вдоль ледника. Летом, после схода снежного покрова со склонов, этот ветер имеет температуру выше 0°, что способствует интенсивному таянию ледника.

Неравномерный нагрев подстилающей поверхности из-за различного альбедо, теплоемкости и теплопроводности служит причиной местных, периодических по времени ветров, к которым относятся бризы и горно-долинные ветры, охватывающие небольшие пространства.

Бризами называются ветры на побережьях морей и озер, вызываемые неодинаковым нагревом суши и водной поверхности в течение суток. Днем они направлены с моря на сушу. Наибольшая скорость морского бриза 6 *м/сек*, глубина проникновения 20—30 и даже 100 *км*; береговой бриз слабее.

Равнинная часть Средней Азии отличается маловетрием. Сильные и устойчивые северо-восточные и восточные ветры при ясной погоде возникают преимущественно в холодное полугодие. Скорость ветров 20—28 *м/сек*; число дней с сильными ветрами в году колеблется: в низовьях Амударьи от 7 до 18, в нижнем и среднем течении Сырдарьи — от 10 до 25.

В горных и предгорных районах Средней Азии (в горных проходах, ущельях и выходах из долин) наблюдаются сильнейшие фёны и горно-долинные циркуляции (рис. 66). Они характерны для холод-

ного полугодия и возникают при появлении циклонов на юге Средней Азии, по мере продвижения которых включаются ветры более восточных районов.

В открытых к западу долинах особенно хорошо развиты фёны, появляющиеся в однородной воздушной массе, опускающейся с гор. Наиболее часто они наблюдаются перед западными вторжениями, а также зимой перед вторжением южнокаспийских и мургабских циклонов. Погода при этом на короткое время улучшается, а затем ухудшается.

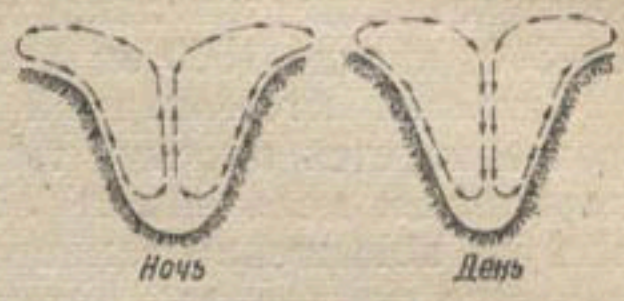


Рис. 66. Схема горно-долинных ветров (склонов).

В восточной горной части Средней Азии фёны образуются при перевалива-нии через горные хребты теплой воздушной массы, вызываемом мощными холодными вторжениями со слоем холодного воздуха, превышающим высоту гор. Продолжительность их — от нескольких часов до 1—2 суток, скорость ветра в широких долинах 5—6, в суженных местах—8—10 *м/сек*. В зимнее время фёны приносят неожиданное и резкое потепление до оттепели, летом вследствие большой сухости и высокой (до+40°) температуры губительно действуют на растения (гармсели на юге Узбекистана и в Таджикистане).

Наиболее сильные фёны наблюдаются на выходе из Ферганской долины (*урсатьевский ветер*), в районе ст. Тюлькубас (между Чимкентом и Джамбулом), на западной окраине Копет-Дага и в районе Термеза (*афганец*).

Урсатьевский ветер образуется на выходе из горного прохода между Туркестанским и Кураминским хребтами. Длина прохода 70—80 *км*, ширина 20—25, в самом узком месте—7—8 *км* (рис. 67). Скорость ветра летом 12—14 *м/сек*, зимой 14—20 *м/сек* (21 января

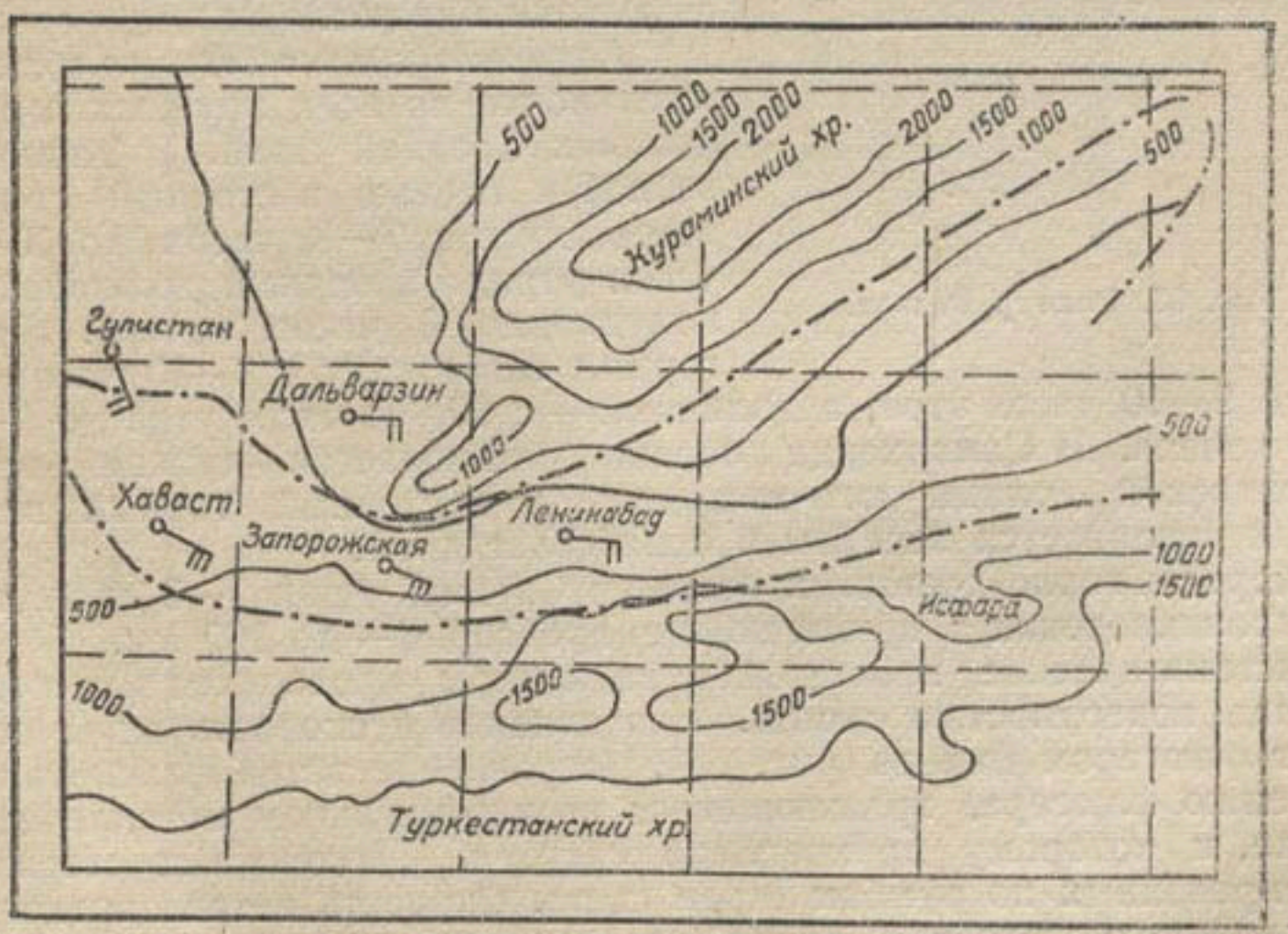


Рис. 67. Карта района выхода из Ферганской долины.

1951 г.— 34 *м/сек*). Летом он дует 1—5 дней в месяц, зимой—8—13 дней. Общее годовое число дней с ветром в среднем 72, в отдельные годы—до 90. Продолжительность ветра зимой от 2 до 4—5 суток.

При образовании ветра воздух, вытекающий из ферганской долины, сначала направляется к западу—юго-западу с небольшими скоростями, которые по мере сужения прохода усиливаются. В самом узком месте (фархадская щель) скорость ветра на 2—3 *м/сек* больше, чем в Хаваете и в два раза больше, чем у Ленинабада. Ниже Бекабада воздушный поток отклоняется к северу, а скорость ветра уменьшается. Вертикальная мощность выходящего воздушного потока 200—300, иногда 1500 *м*; летом меньше, чем зимой.

Сильный юго-западный ветер в районе г. Термеза — *афганец* — характеризуется высокой температурой, сухостью воздуха и большим содержанием мельчайшей лёссовой пыли. Появлению афганца предшествует повышение температуры, падение давления, затишье, пылевая завеса на западе. Ветер начинается внезапно со скоростями 15 *м/сек* и более, через 2—3 часа его скорости достигают 17—25 *м/сек*, через 12 часов начинается их уменьшение и через 18—20 часов ветер внезапно прекращается.

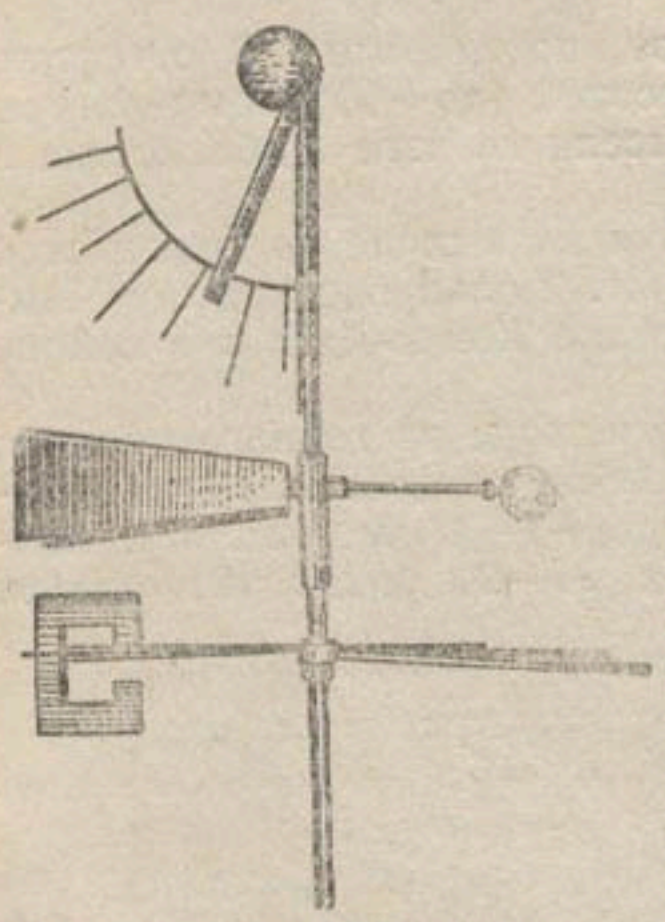


Рис. 68. Флюгер Вильда.

Афганец может охватывать значительные территории юго-запада Таджикистана (до г. Душанбе). Иногда он сопровождается электризацией предметов и шаровыми молниями.

Ураганные ветры северо-западного направления возникают в Боамском ущелье (при выходе к оз. Иссык-Куль) в результате холодных, особенно арктических вторжений с северо-запада. Аналогичные ветры возникают в горле ферганской долины, прорываясь через нее с сильнейшими пыльными бурями.

Горно-долинные ветры наблюдаются почти во всех крупных горных долинах Средней Азии. В Ташкенте весной и осенью восточный горный ветер дует с 7—8 часов до 10—11 часов утра, а западный долинный —с полудня до 6 часов вечера. Летом горный ветер дует с 9—10 часов вечера до 9—10 часов утра, а долинный — с 10—11 часов утра до 9—10 часов вечера. В Самарканде осенью наблюдается дующий вдоль Зарафшанской долины юго-восточный и восточный горный ветер, который усиливается вечером и ослабевает днем.

Скорость горно-долинных ветров в Средней Азии 1—3 *м/сек*, глубина проникновения в прилегающие предгорья — до 100 *км*.

Систематические наблюдения за ветром проводятся на высоте 10 *м* над поверхностью земли. Направление и скорость ветра определяют флюгером Вильда (рис. 68). Направление ветра фиксируют по положению флюгера, вращающегося на вертикальном металлическом стержне, к которому прикреплена система неподвижных стержней, ориентированных по румбам стран света. Скорость ветра определяют по отклонению железной доски, подвешенной к горизонтальной оси. Вес доски должен быть согласован с диапазоном наблюдаемых ско-

ростей ветра, так как легкие доски могут показывать заниженную величину максимальных скоростей.

Показания флюгера Вильда записывают на метеостанции три раза в сутки (в 7, 13 и 19 часов). Фактические максимальные значения скорости и продолжительности ветра определяют специальным прибором — анеморумбографом, непрерывно записывающим суточный ход скорости и направления ветра.

Скорость ветра при экспедиционных исследованиях измеряют ручным анемометром (рис. 69). Скорость ветра определяется по числу оборотов анемометра за время измерения, принимаемое равным 2 мин. (при наблюдении по флюгеру Вильда достаточно 0,5 мин.). Скорость и направление ветра на больших высотах определяют при помощи воздушных шаров и радиозондов.

По данным систематических наблюдений за ветром на метеостанциях составляют таблицы, содержащие число случаев (за месяц и год наблюдения),

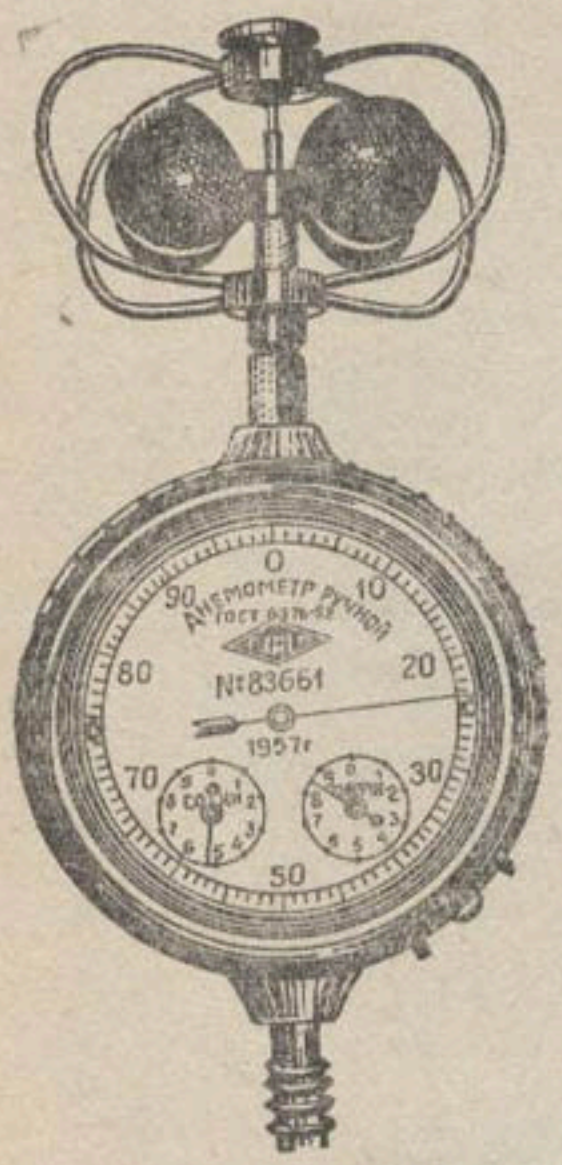


Рис. 69. Анемометр.

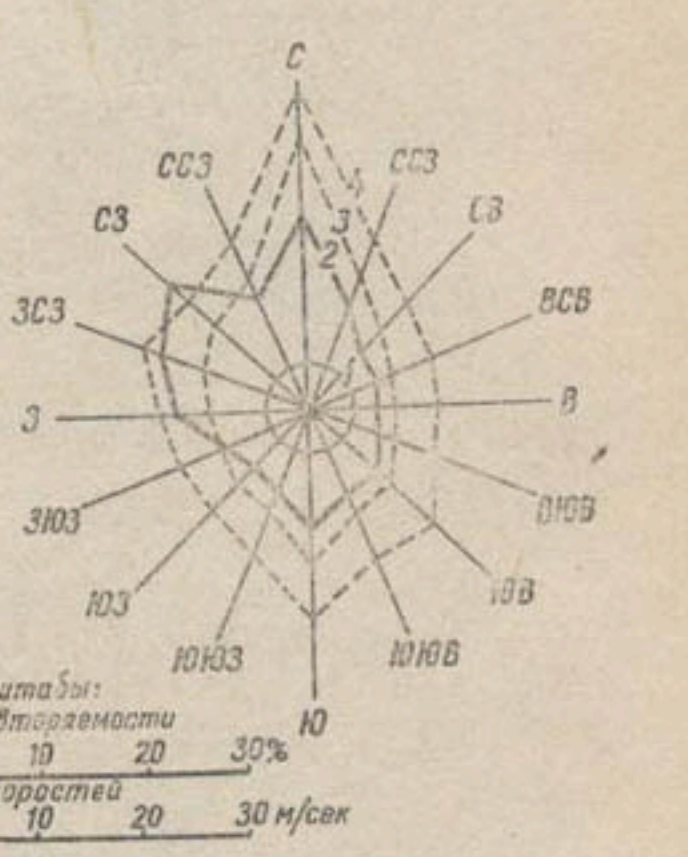


Рис. 70. Роза ветров:

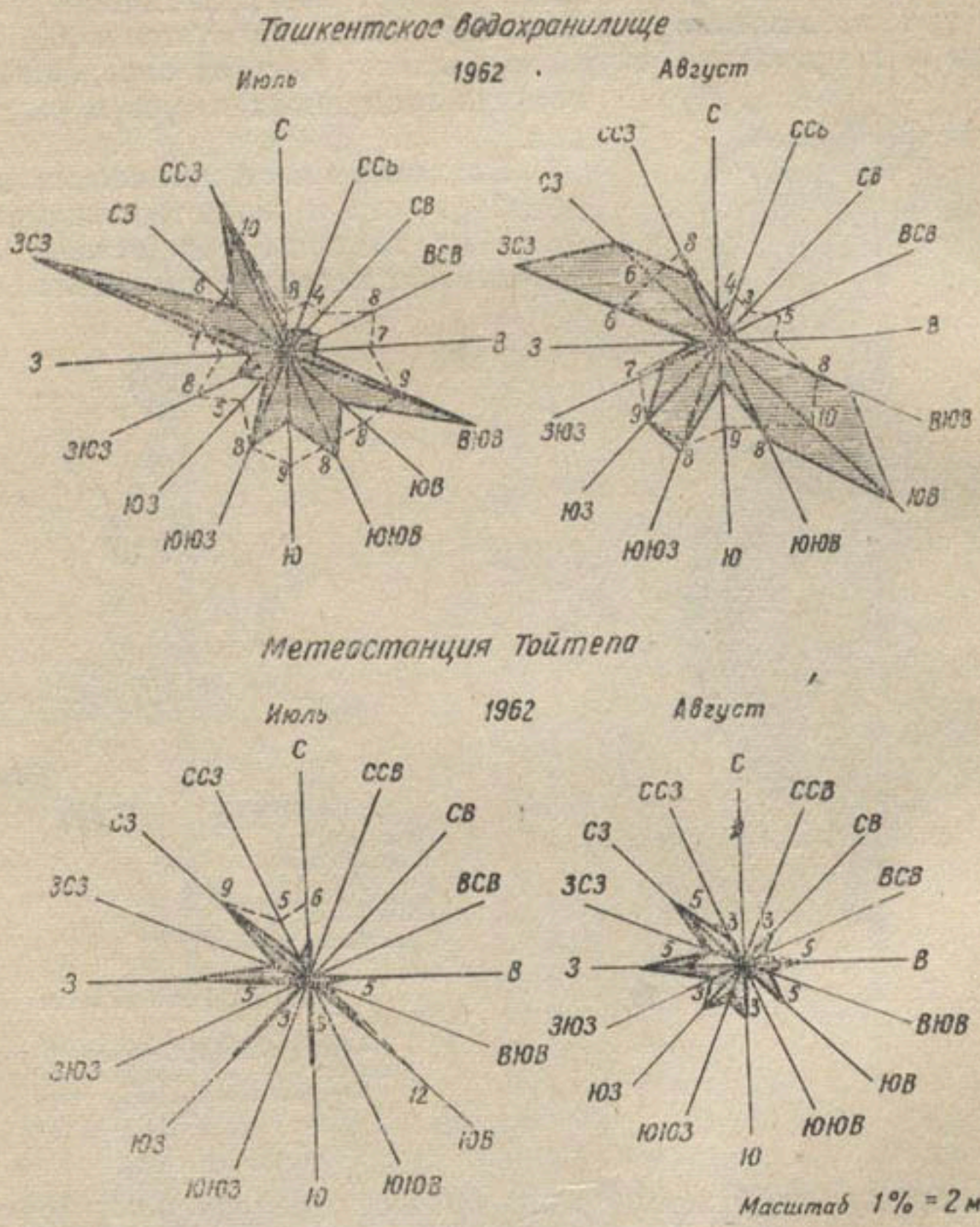
1 — круг штилей; *2* — роза повторяемости; *3* — роза средних скоростей; *4* — роза максимальных скоростей.

когда ветер дул по каждому направлению, определяемому 16-ю или 8-ю румбами, а также значения средних и максимальных скоростей ветра по этим направлениям. Графическим изображением таких таблиц является *роза ветров* (рис. 70). Она состоит из трех графиков, ориентированных относительно общей системы координат — розы повторяемости, розы средних скоростей и розы максимальных скоростей.

Розу повторяемости строят, откладывая по направлению 16 (8-ми) румбов в принятом масштабе число случаев, когда ветер дул по каждому из этих направлений. Предварительно радиусом, равным числу случаев штиля, проводят круг штилей, и повторяемость ветра по данному направлению откладывают уже от круга штилей.

Масштаб повторяемости выбирают, исходя из размеров чертежа, причем повторяемость может выражаться в числе случаев, в днях и в проценте числа дней или случаев, когда ветер дул по этому направлению, к общему числу дней или случаев за период наблюдений. Розы средней и максимальной скорости ветра строят, откладывая значения скоростей в принятом масштабе по тем же направлениям.

Роза ветров может строиться для периодов (месяц, год и т. п.) конкретного года или по осредненным за много лет данным для этих периодов (рис. 71). Местные ветры сильно искажают розу ветров



● Рис. 71. Розы ветров Ташкентского водохранилища (по данным анеморумбографа) и метеостанции Тойтепа.

Так, в долинах рек розы ветров под влиянием режима горно-долинного ветра вытягиваются вдоль долины.

Перенесение розы ветров с метеостанции в интересующий пункт (например, в район проектируемого водохранилища) требует специальных исследований, подтверждающих возможность такого переноса и позволяющих ввести необходимые коррективы. Обычно это достигается организацией параллельных наблюдений. Такие наблюдения,

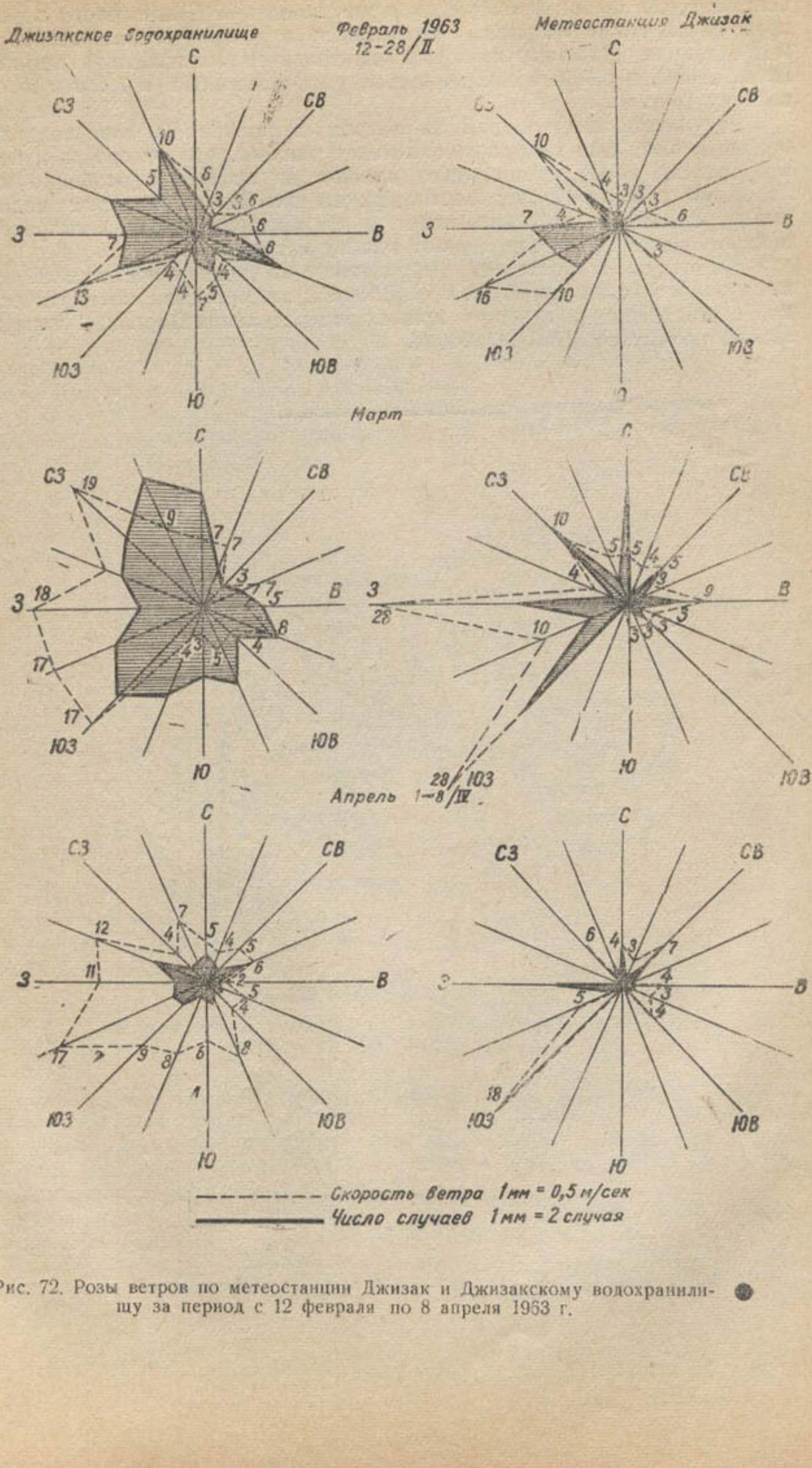


Рис. 72. Розы ветров по метеостанции Джизак и Джизакскому водохранилищу за период с 12 февраля по 8 апреля 1963 г.

например, организовывались при проектировании Джизакского водохранилища, чтобы выяснить возможность переноса режима ветров с метеостанции Джизак, имеющей длительный многолетний период наблюдений, в район водохранилища, расположенный в 7 *км* к юго-востоку (рис. 72).

Результаты наблюдений за ветром в приземном слое воздуха представляют для гидрологии интерес потому, что скорость и повторяемость ветра существенно влияют на испарение (особенно на испарение с водной поверхности, причем при малых размерах водоема определенное значение имеет и направление ветра), а скорость и направление ветра определяют высоту ветровых волн.

Расчетную скорость ветра определяют по данным наблюдений на метеорологических станциях с обработкой их методами математической статистики с применением кривых распределения Пирсона 1 типа и закона редких событий Пуассона.

ГЛАВА III.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЧНОГО СТОКА

§ 12.
ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА

Микрорельеф поверхности суши отличается неровностью: местные повышения чередуются с понижениями. Участки поверхности с однообразным наклоном называются *склонами*.

А. И. Чеботарев определяет склон как элемент рельефа равнинных или относительно слабовозвышенных территорий; в горах склон совпадает со склоном долины.

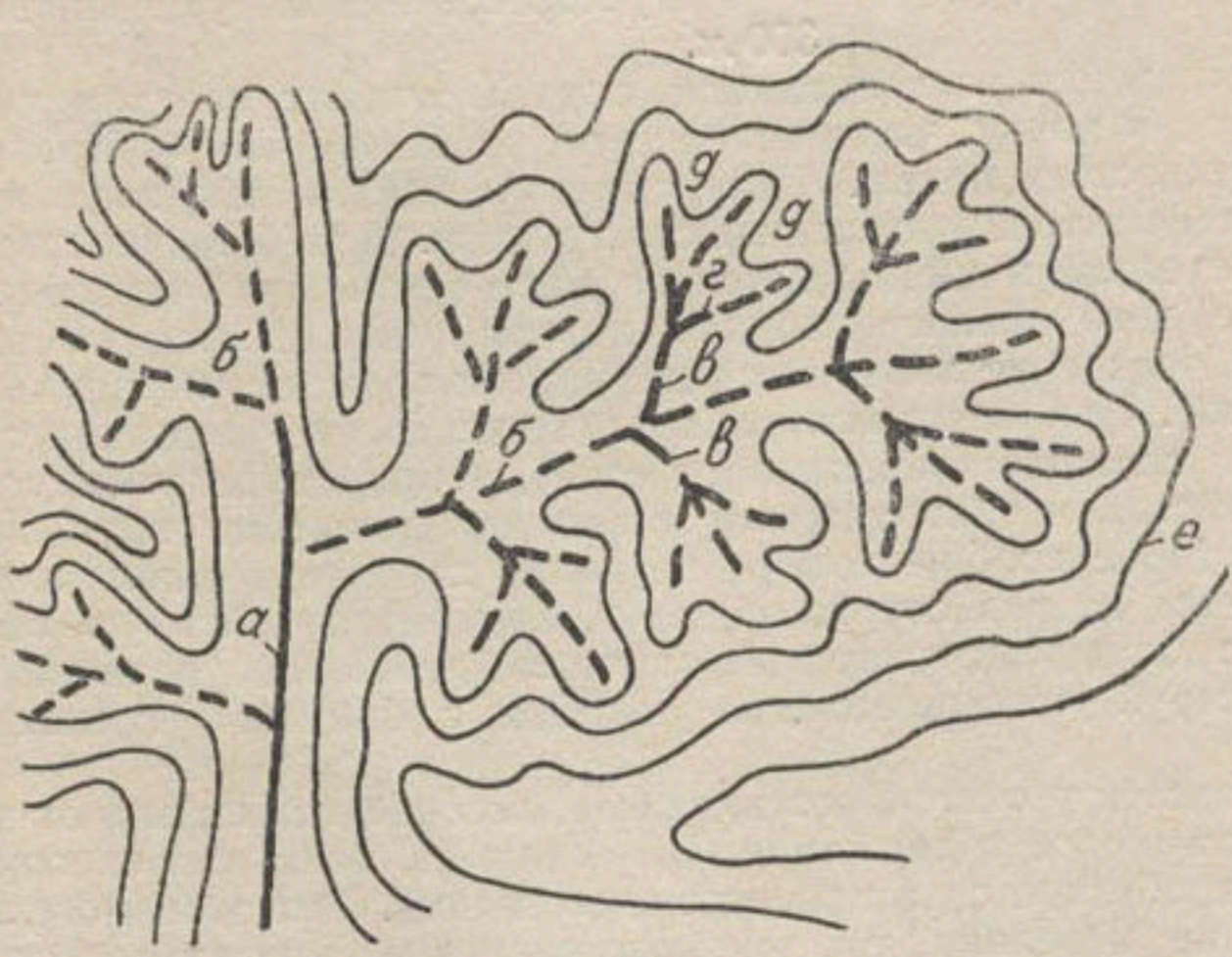


Рис. 73. Гидрографическая сеть:
а — долина реки; *б* — суходолы; *в* — лощины; *г* — ложбины; *д* — склоны; *е* — горизонтали.

Линию наивысших отметок смежных склонов называют *линией водораздела*, а линию наинизших отметок понижений — *тальвегом*.

Если понижение не имеет ясно выраженной долины или русла, то тальвег представляет линию сопряжения нижних частей смежных, направленных друг к другу склонов.

Понижения между смежными склонами образуют гидрографическую сеть, состоящую из суходольного звена и речных долин (рис. 73).

Элементами *суходольного звена* являются: а) *ложбины* — мелкие понижения, не имеющие выраженного русла; б) *лощины* — более глу-

бокие понижения со слабо выраженным руслом и в) *суходолы* — понижения с резко выраженным поперечным профилем русла.

Склоны и гидрографическая сеть образуют *водосбор (бассейн) реки.*

Движение воды по поверхности склонов называется *склоновым стоком,* а в пределах гидрографической сети — *русловым.* Речной сток представляет последнюю стадию руслового стока.

Склоны, составляющие основную часть площади водосбора, играют главную роль в преобразовании атмосферных осадков в сток и в его формировании.

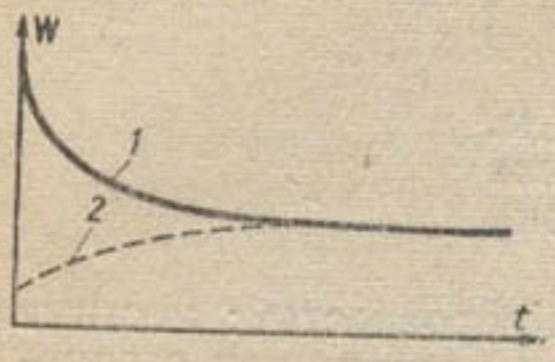


Рис. 74. Изменение потерь на впитывание по времени:

1 — в случае дождя; *2* — при таянии снега над промерзшей почвой.

Основными характеристиками склонов, по А. И. Чеботареву, являются: их длина от линии водораздела до тальвега или резкого перелома к склонам долины (русла), уклон, строение почво-грунтов, характер растительности и вид сельскохозяйственной обработки. В зависимости от этих характеристик склоны по-разному воздействуют на процессы формирования стока и водный баланс водосборов. Длина склонов в глубокорасчлененных районах колеблется от 400 до 800 *м* (редко более 1000 *м*), а в густорассеченных уменьшается до 300 *м.*

При выпадении на поверхность склона жидких осадков часть их впитывается в почву, часть испаряется, остальная часть образует слой над поверхностью почвы. Интенсивность впитывания воды в почву зависит от фильтрационных свойств грунтов. Для большинства грунтов она невелика и уменьшается по мере насыщения верхнего слоя, вследствие чего фильтрационные потери уменьшаются по времени (рис. 74). Испарение вызывается дефицитом влажности воздуха в приземном слое. При неподвижном воздухе испарение уменьшается (увеличивается влажность приземного слоя), а при ветре увеличивается.

Под действием силы тяжести возникает движение воды вниз по склону, которое вообще говоря не имеет характера сплошного слоя, а распадается на ряд струй, образующих микроручейковую сеть. На участках с большими уклонами скорость движения увеличивается, а толщина струй уменьшается, на участках с малыми уклонами — наоборот.

Травянистая растительность, пахота, лесопосадки вызывают поверхностное склоновое задержание. На склонах, покрытых снегом, склоновый сток образуется в процессе снеготаяния. При этом потери воды на испарение невелики, так как охлажденный приземный слой воздуха имеет небольшой дефицит влажности.

По мере таяния снега альбедо снежного покрова уменьшается, испарение к концу снеготаяния повышается. Фильтрационные потери также увеличиваются к концу снеготаяния. Промерзлая почва под снегом уменьшает фильтрацию.

В южных районах при затяжном снеготаянии маломощного снежного покрова на слабопромерзших грунтах, например, в равнинной области и даже на некоторых горных склонах Средней Азии, снеготаяние не образует стока.

Н. Е. Долгов предложил разделять процесс формирования дождевого стока на пять фаз:

1) фаза полного задержания (выпадающая дождевая вода расходуется на испарение и смачивание поверхности почвы);

2) фаза начала поверхностного стока (появление первых струек поверхностного стока);

3) фаза полного стекания (движение струек поверхностного стока охватывает всю площадь);

4) фаза максимального стока (через рассматриваемый замыкающий створ проходит наибольший расход воды);

5) фаза затухания стока (продолжающееся движение струек поверхностного стока после прекращения дождя).

Эта схема формирования стока соответствует равномерному выпадению дождя достаточной продолжительности и интенсивности. Для водосборов в целом она является грубым упрощением, так как выпадение дождя и охват им площадей водосбора характеризуется большой неравномерностью. Для формирования же склонового стока, где малые размеры склонов сглаживают эту неравномерность, она достаточно приемлема, даже при формировании стока за счет снеготаяния.

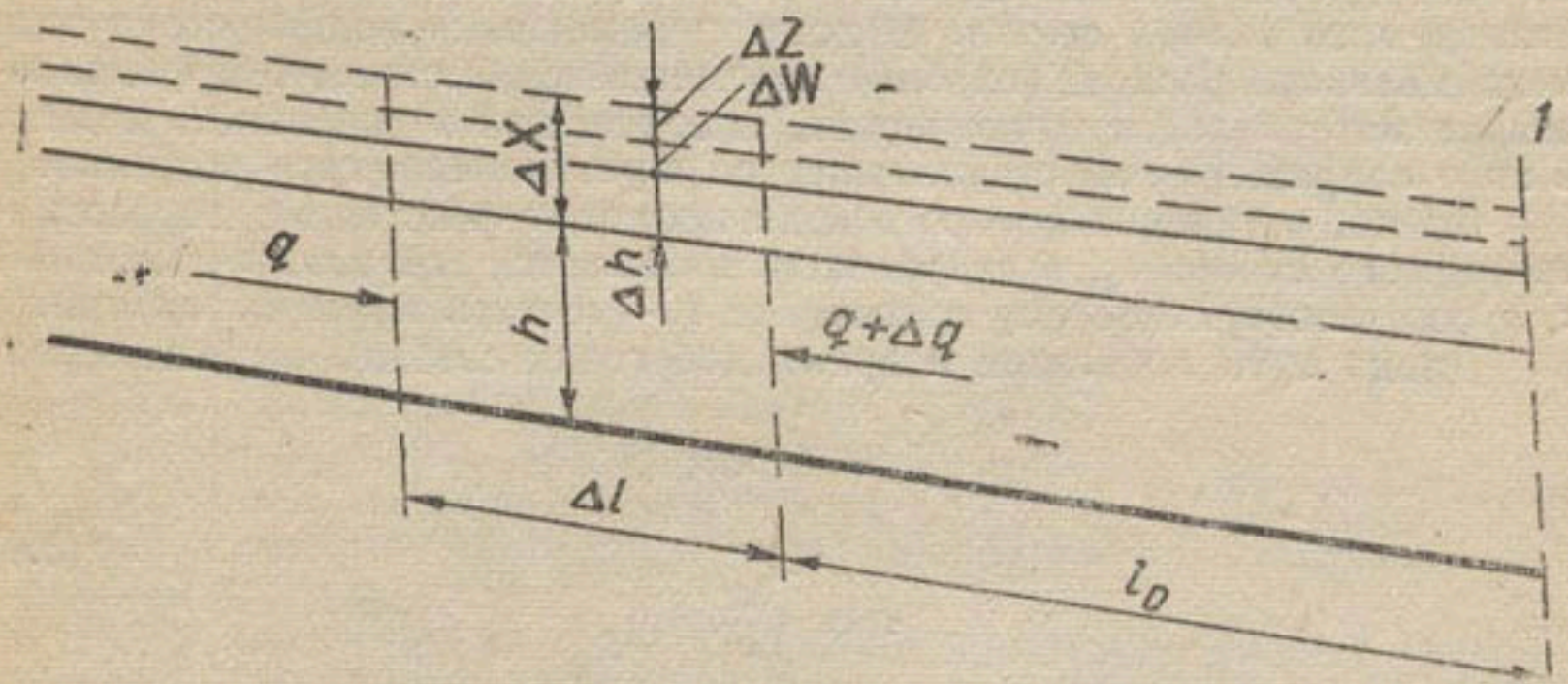


Рис. 75. Расчетная схема образования склонового стока:
1 — замыкающий створ.

При формировании склонового стока дождем, начиная с третьей фазы, толщина слоя воды h на поверхности склона зависит от интенсивности дождя, испарения и впитывания, а также притока воды с вышележащих участков и оттока ее на нижележащие участки.

Для элемента площади склона шириной 1 *м* и длиной в направлении стекания воды Δl (рис. 75), схематизируя микроручейковую сеть сплошным слоем средней толщины, эту зависимость можно выразить следующим балансовым уравнением:

$$\Delta h \cdot \Delta l = (\Delta X - \Delta Z - \Delta W)\,\Delta l - \Delta q \cdot \Delta t, \qquad (3.1)$$

где Δh — приращение толщины слоя воды за время Δt;
ΔX; ΔZ; ΔW — высота слоя дождя, испарения и фильтрации;
Δq — разница погонных расходов воды, поступающей с верхнего участка и стекающей с рассматриваемой площади на нижний участок (в среднем за время Δt).

Переходя к бесконечно малым, выражение (3.1) можно написать в виде:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial X}{\partial t} - \frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{\partial W}{\partial t} - \frac{\partial q}{\partial l} \qquad (3.2)$$

или

$$\frac{\partial q}{\partial l} = \frac{\partial X}{\partial t} - \frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{\partial W}{\partial t} - \frac{\partial h}{\partial t}. \qquad (3.3)$$

Выражения (3.2) и (3.3) написаны в частных производных потому, что слой осадков, испарение и фильтрация зависят от местоположения рассматриваемой площадки, а погонный расход q есть функция и времени t.

Очевидно, что $\frac{\partial X}{\partial t}$; $\frac{\partial Z}{\partial t}$ и $\frac{\partial W}{\partial t}$ представляют собой интенсивности осадков, испарения и впитывания (инфильтрации), а $\frac{\partial h}{\partial t}$ выражает интенсивность аккумуляции воды на склоне. После прекращения дождя $\left(\frac{\partial X}{\partial t} = 0\right)$ толщина слоя воды на поверхности склона, согласно (3.2), должна убывать, и сток поддерживается оттоком воды, находящейся на поверхности склона, а на нижних участках — притеканием ее с расположенных выше участков.

Согласно выражениям (3.2) и (3.3), процесс перемещения воды по поверхности склона имеет форму неустановившегося движения, называемого *волной стока*. В ходе перемещения волны стока зона максимального расхода (глубин) перемещается быстрее, чем фиксированная материальная точка волны, находящаяся в начальный момент в зоне сопряжения неустановившегося и установившегося режимов.

Время, в течение которого вода проходит расстояние до рассматриваемого створа l_∂, в гидрологии называется *временем добегания* τ, а соответствующее ему расстояние l_∂ — *длиной пути добегания*.

Длина пути добегания и время добегания связаны выражениями:

$$l_\partial = \int_0^\tau v d\tau;$$
$$\tau = \int_0^{l_\partial} \frac{dl}{v}, \tag{3.4}$$

где v — скорость течения воды (скорость добегания).

Для начала длины пути добегания расход $q = 0$. Пренебрегая членом $\frac{\partial h}{\partial t}$ за малостью и интегрируя выражение (3.3) от 0 до l, получим расход в замыкающем створе у подошвы склона

$$q = \int_0^{l_\partial} \left(\frac{\partial X}{\partial t} - \frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{\partial W}{\partial t}\right) dl. \tag{3.5}$$

Выражение $\frac{\partial X}{\partial t} - \frac{\partial Z}{\partial t} - \frac{\partial W}{\partial t} = p$ называется *интенсивностью водообразования*. А. И. Чеботарев определяет водообразование как „появление слоя воды на поверхности водосбора при превышении интенсивности поступления воды (от дождя или снеготаяния) над интенсивностью просачивания". Следовательно,

$$p = i - k, \tag{3.6}$$

где $i = \frac{\partial X}{\partial t} - \frac{\partial Z}{\partial t}$ — интенсивность поступления воды на водосбор;

$k = \frac{\partial W}{\partial t}$ — интенсивность впитывания.

Вводя понятие интенсивности водообразования, выражение (3.5) можно переписать в виде:

$$q = \int_0^{l_\partial} p dl. \tag{3.7}$$

Учитывая, что длина пути добегания $l_д$ связана со временем добегания τ выражением (3.5), и вводя в рассмотрение всю ширину склона b, выражение (3.7) можно привести к следующей зависимости, дающей величину полного расхода воды Q, протекающей через замыкающий створ у подошвы склона в момент времени $t = \tau$:

$$Q = \int_0^{\tau} pb \frac{dl}{d\tau} d\tau = \int_0^{\tau} q_в \frac{d\omega}{d\tau} d\tau, \qquad (3.8)$$

где $q_в = p$ — модуль склонового притока;

$d\omega = b \cdot dl$ — элемент площади склона, заключенный между двумя воображаемыми линиями, называемыми *изохронами,* или *линиями равного добегания* (рис. 76).

Изохроны строят, откладывая от замыкающего створа по всем направлениям возможного притекания к нему воды длины пути добегания $l_д$, соответствующие постоянному времени добегания τ. Каждая изохрона соответствует определенному времени добегания τ, в течение которого вода из любой ее точки достигает замыкающего створа.

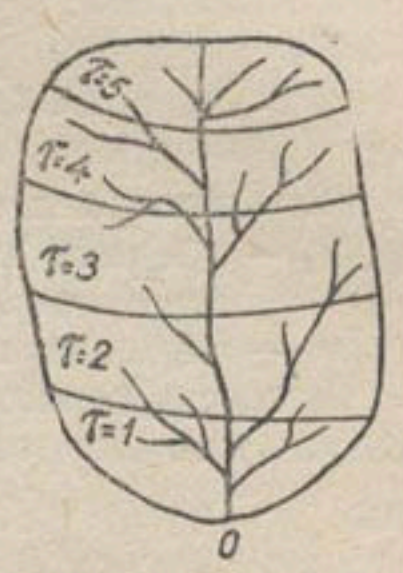


Рис. 76. Карта изохрон бассейна.

Выражение (3.8) называется *основной генетической формулой стока* и используется для теоретического анализа процессов поверхностного стока. Оно соответствует фазе подъема гидрографа, которая при продолжительности водообразования $t_в$, большей времени добегания воды из наиболее удаленных точек τ_{max}, имеет продолжительность $t_1 = \tau_{max}$.

После прекращения водообразования притекание воды к замыкающему створу осуществляется за счет стекания ее с верхних участков склона, нижние участки выключаются из формирования расхода. Изменение расхода воды, протекающей через замыкающий створ, в этом случае, соответствующем фазе спада гидрографа, определится выражением

$$Q_t = \int_{\tau=t-t_в}^{\tau_{max}} q_в \frac{d\omega}{d\tau} d\tau - Q_п, \qquad (3.9)$$

где $Q_п$ — потери воды на впитывание и испарение после окончания водообразования.

Если продолжительность водообразования $t_в < \tau_{max}$, то для периода времени t в пределах $t_в < t < \tau_{max}$ величину расхода воды Q_t находят по выражению:

$$Q_t = \int_{\tau-t_в}^{\tau=t} q_в \frac{d\omega}{d\tau} . d\tau. \qquad (3.10)$$

Приведенные выражения (3.2), (3.9) и (3.10) теоретически справедливы не только для отдельно взятого склона, но и для всей площади водосбора, если для нее построить карту изохрон, учитывая суммарное время добегания воды до замыкающего створа, слагающееся из добегания по склону (склонового τ_c) и по руслу (руслового $\tau_р$). При этом поскольку функциональные зависимости $q = f_1(\tau)$ и

$\omega = f_2(\tau)$ неизвестны, вычисления удобно производить по выражениям: при $t \leqslant \tau_{max}$; $t_в \geqslant \tau_{max}$

$$Q_t = \sum_{i=1}^{i=n} q_{n-i+1} \Delta \omega_i;$$

при $t_в < t < \tau_{max}$

$$Q_t = \sum_{i=m}^{i=n} q_{n-i+1} \Delta\omega_i;$$

при $t > t_в > \tau_{max}$

$$Q_i = \sum_{i=m}^{i=k} q_{n-i+1} \Delta\omega_i;$$

где $n = \frac{t}{\Delta\tau}$; $m = \frac{t - t_в}{\Delta\tau}$; $k = \frac{\tau_{max}}{\Delta\tau}$; (3.11)

$\Delta\tau$ — интервал времени добегания между соседними изохронами;

q_{n-i+1} — средний модуль склонового притока для элемента площади $\Delta\omega$ и промежутка времени $\Delta t = (n - i + 1) \cdot \Delta\tau$;

$\Delta\omega_i$ — площадь между соседними изохронами.

Величина максимального расхода при некоторой средней величине модуля склонового притока q_{max} определится выражениями:

при $t_в > \tau_{max}$

$$Q_{max} = K \cdot q_{max} \cdot F, \quad (3.12)$$

при $t_в < \tau_{max}$

$$Q_{max} = K \cdot q_{max} \omega_b,$$

где F — площадь водосбора;

ω_b — наибольшая величина площади между изохронами, имеющими разницу времени добегания $\Delta\tau$;

K — поправочный коэффициент, учитывающий трансформацию гидрографа стекания (рис. 77), на которую существенно влияют: 1) бассейновое задержание, 2) русловое регулирование, 3) коэффициент одновременности и 4) русловые потери (на испарение и фильтрацию).

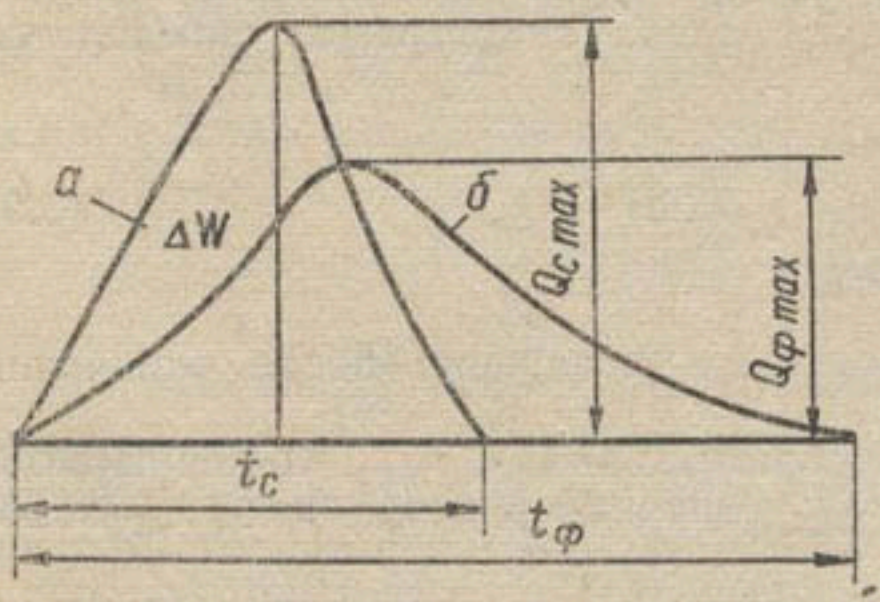


Рис. 77. Трансформация гидрографа стекания *а* в фактический гидрограф *б*; ΔW — объем воды, временно задерживающийся на склонах и в гидрографической сети.

Бассейновое задержание проявляется во временном задержании в имеющихся на территории водосбора озерах, болотах и понижениях местности части воды в начале периода водообразования с последующим поступлением ее в гидрографическую сеть в конце этого периода или после прекращения водообразования.

Русловое регулирование вызывается аккумуляцией воды в русле в фазе подъема, когда повышение горизонтов воды и ее разлив по берегам и пойме увеличивают объем заполненной части русла, на что расходуется часть проходящего стока. В фазе спада понижение

горизонтов воды в русле приводит к стеканию образовавшегося запаса вниз по течению.

Коэффициент одновременности выражает влияние различного начала и конца водообразования на отдельных участках водосбора и времени притекания максимальных расходов воды с отдельных водосборов к рассматриваемому створу.

Бассейновое задержание и русловое регулирование уменьшают величину максимального расхода гидрографа, но увеличивают продолжительность подъема и спада. Коэффициент одновременности с его увеличением повышает максимальные расходы и сокращает продолжительность подъема и спада. Для большой реки, имеющей ряд притоков с самостоятельными водосборами, он определяет степень наложения их гидрографов при формировании гидрографа.

Русловые потери зависят от гидрогеологических условий, проницаемости грунтов, длины и ширины реки, температуры и влажности воздуха и т. п. и могут существенно изменяться по длине реки, изменяя даже свой знак в местах выклинивания грунтовых вод. Обычно русловые потери невелики, особенно по сравнению с потерями при водообразовании на склонах, где сосредоточивается основная масса потерь.

§ 13.
ФОРМИРОВАНИЕ СТОКА РЕК СРЕДНЕЙ АЗИИ

В формировании стока рек Средней Азии, как указывает В. Л. Шульц, участвует не весь бассейн реки (или территория, откуда возможен приток воды в реку по рельефным условиям), а только его горная часть, называемая *водосбором* или *областью формирования стока*. Остальные части бассейна занимают области рассеивания стока (культурная территория с развитым орошением) и равновесия стока (часть равнины, где выпадающие осадки полностью испаряются).

Формирование речного стока в горных районах имеет следующие особенности.

Поверхностный склоновый сток на значительной части площади горных водосборов отсутствует, так как склоны покрыты каменными осыпями и суглинистыми грунтами с большим содержанием камней и щебня, имеющими большой коэффициент фильтрации. Поверхностный сток наблюдается лишь на скалистых участках, где он скрывается под обломочным материалом, и на склонах с глинистыми и суглинистыми сильносмытыми слабопроницаемыми грунтами, лишенными структуры, например в результате массовых оползней (эродированные склоны). Образующаяся на склонах вода поступает к их подножию преимущественно в виде подземного стока, выклинивающегося в гидрографическую сеть и имеющего вследствие высокого коэффициента фильтрации почво-грунтов сравнительно большие скорости. Этот сток В. Л. Шульц называет быстрым подземным стоком. Формирование речного стока за счет подземного уменьшает потери на испарение и увеличивает продолжительность фаз подъема и спада гидрографа, уменьшая максимальную величину расхода.

В формировании стока рек с высокими водосборами значительную роль играет таяние ледников и особенно снежников, имеющее в основном характер руслового стока. Ледники и снежники тают при высоких температурах и значительной влажности воздуха, что снижает потери на испарение в процессе водообразования, и даже отмечается

преобладание конденсации над испарением с поверхности снежников до высот 3500—4000 *м*.

При формировании больших дождевых максимумов на небольших водосборах поток обычно сильно насыщен продуктами склоновой и русловой эрозии. Нагромождение камней в местах крутых поворотов, резкие сужения и изменения уклона русла, обвалы и оползни со склонов создают в русле естественные запруды, уменьшающие расходы на нижележащих участках. Когда запруды прорываются потоком, образуется мощная волна, расходы которой во много раз превышают обычные. Число волн может доходить до 80 с интервалами около 30 мин. и высотой подъема уровня 7 *м* и более.

Фронт и тыл снеготаяния в горах всегда движутся против течения реки, что вызывает некоторое увеличение продолжительности подъема и спада гидрографа и уменьшение его максимальной ординаты.

Для анализа формирования речного стока в годовом разрезе используем уравнение водного баланса:

$$Y = X - Z - W \pm И, \tag{3.13}$$

где Y — речной сток;
X — осадки;
Z — испарение;
W — подземный сток;
$И$ — запас влаги в бассейне.

Составляющие баланса могут быть выражены как в виде объемов за период времени t, так и в виде высот слоя, соответствующих распределению их по площади водосбора.

Рассматривая водосбор, полностью дренирующий подземные воды ($W = 0$) и разделяя запас влаги на составляющие, выражение (3.13) можно написать в виде:

$$Y = X - Z \pm (B + C + A + П), \tag{3.14}$$

где B — изменение запасов воды в открытых водоемах (включая и речное русло);
C — изменение запасов снега и льда;
A — изменение запасов влаги в зоне аэрации;
$П$ — изменение запасов подземных вод.

В холодный период года осадки аккумулируются на поверхности водосбора в виде снежного покрова, т. е. $X - C = 0$. Пренебрегая испарением Z и изменениями запасов воды в водоемах B и в зоне аэрации A за малостью, из выражения (3.14) имеем: $Y = П$. Следовательно, в зимний период речной сток образуется из подземных вод, запасы которых к концу зимы сильно сокращаются.

С началом теплого периода года и появлением устойчивых положительных температур воздуха начинается снеготаяние, одновременно возрастает и испарение.

В этот период поверхностный сток Y образуется за счет выпадающих осадков X и таяния снега и льда на водосборе C. При этом значительная часть осадков и часть талых вод в процессе склонового стока расходуется на испарение Z и увеличение запасов подземных вод $П$, часть которых продолжает участвовать в образовании речного стока. В период нарастания расходов воды часть ее задерживается в открытых водоемах, и член B в выражении (3. 14) имеет знак минус. Для периода уменьшения расходов этот член имеет знак плюс, так как накопленная вода поступает в русло реки.

При отсутствии на водосборе вечных снегов и ледников после истощения запасов сезонного снега $C = 0$ образование стока Y происходит за счет осадков X и расходования запасов воды в открытых водоемах B, в зоне аэрации A и подземных вод $П$. При малом количестве летних осадков (на всех низких водосборах среднеазиатских рек) испарение может превышать осадки X, и тогда речной сток образуется в основном из подземных вод, при истощении запасов которых река пересыхает до осеннего выпадения осадков.

Если высота водосбора превышает высоту снеговой линии, после схода сезонного снега поверхностный сток продолжается за счет таяния вечных снегов и ледников до наступления отрицательных температур, прекращающих снеготаяние.

Таким образом, речной сток в годовом разрезе формируется в общем случае за счет четырех источников питания: 1) подземных (главным образом грунтовых) вод; 2) сезонных запасов снега; 3) вечных снегов и ледников и 4) жидких осадков (дождей).

Для выяснения их роли в формировании стока рассматриваемой реки применяют расчленение гидрографа по источникам питания, графически выделяя объемы воды, сформированные каждым источником отдельно (рис. 78).

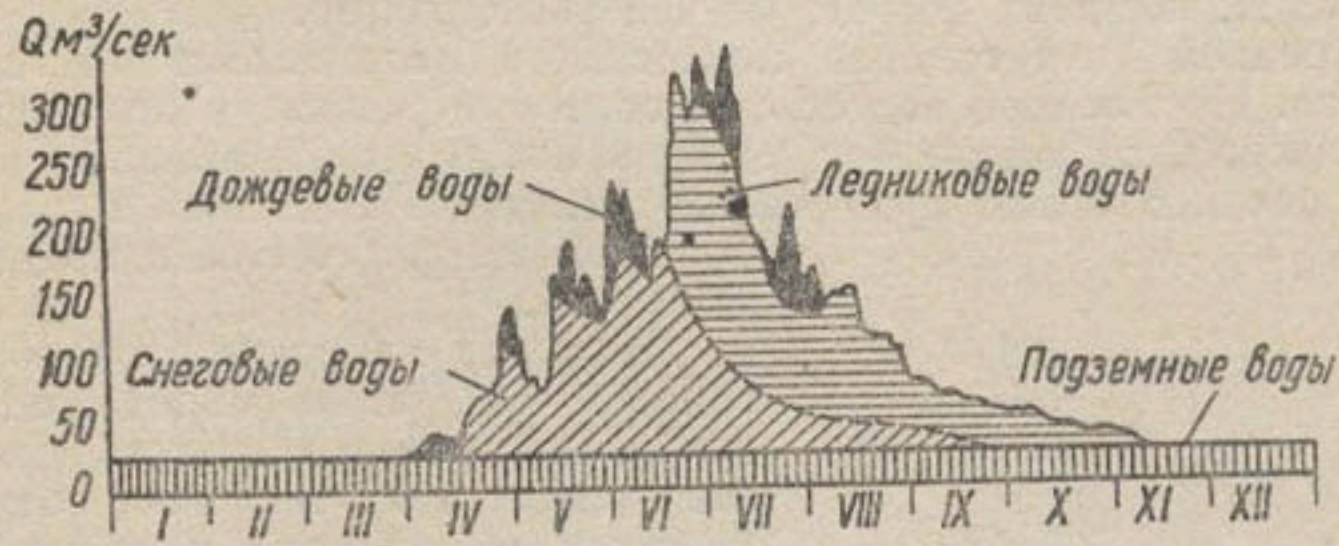


Рис. 78. Расчленение гидрографа стока горной реки по источникам питания.

Расчленение гидрографов показывает, что около 60% рек СССР питается преимущественно за счет таяния сезонного снега (реки юга РСФСР и севера Казахстана — только за счет сезонного снега). Роль подземного и дождевого питания увеличивается по мере продвижения на север, хотя в районах вечной мерзлоты резко снижается.

Преимущественно дождевое питание имеют реки Дальнего Востока, Колхидской низменности в Грузии, где снежный покров незначителен и основное количество осадков выпадает летом.

По В. Л. Шульцу, основную роль в питании рек Средней Азии играют талые воды, образующиеся в результате таяния снега и ледников в горах. При этом чисто ледниковое питание среднеазиатских рек не превышает 10% годового стока и до 50% занимает сток, образующийся от таяния снежников. Дождевое питание рек Средней Азии в среднем составляет 5—6% годового стока; на юго-западе оно доходит до 15%, а в бассейне Амударьи — 3 — 3,5%. Однако на малых и средних реках дожди формируют максимальные расходы.

Так, годовые максимумы реки Ахангаран на 50—70% формируются за счет дождей, а исключительные по величине катастрофические расходы, прошедшие в апреле 1959 г. по рекам Чирчик и Ахангаран, были сформированы дождями, ускорившими и таяние снега. Большую

роль в питании рек Средней Азии играют также подземные воды (базисный сток).

В. Л. Шульц оценивает питание рек Средней Азии за счет подземных вод в среднем около 40%, а на реках Чу, Шахимардан и Исфайрам —50% и более. Роль базисного стока особенно возрастает в предгорных районах, где в русла рек выклиниваются грунтовые воды с орошаемых площадей. Подземное питание характеризуется сравнительной равномерностью. В периоды отсутствия осадков и снеготаяния на водосборе формируемые расходы несколько уменьшаются по мере истощения запасов подземных вод. В периоды пополнения запасов подземных вод расходы увеличиваются, причем максимум подземного питания отстает по времени от максимума осадков и снеготаяния.

Годовой ход снеготаяния, в том числе и вечных снегов и ледников, определяется в основном ходом температуры воздуха и солнечной радиации. Некоторое влияние на него оказывают скопившиеся запасы снега и выпадение весенних осадков, задерживающих наступление устойчивых положительных температур по сравнению с ходом солнечной радиации. Годовой ход дождевого питания отличается большой неравномерностью и кратковременностью выпадения отдельных дождей, носящих обычно случайный характер.

В Средней Азии годовой ход осадков мало влияет на годовой ход стока. На высоких водосборах основные запасы влаги накапливаются весной, на низких — в конце зимы. В теплое время года ход жидких осадков может существенно влиять на ход стока только при большом их количестве и продолжительности.

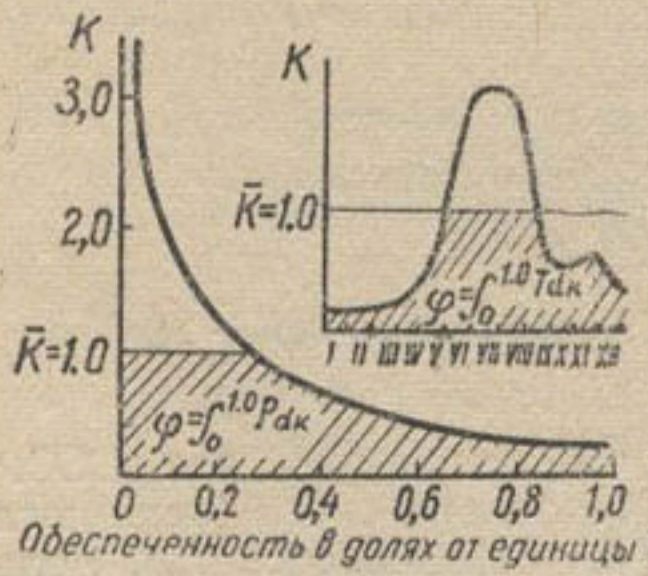


Рис. 79. Определение коэффициента естественной зарегулированности стока.

На реках с высокими водосборами годовой ход стока определяется в основном режимом снеготаяния, зависящим от хода теплового баланса. Поэтому он получил название *термического хода стока* и синхронен ходу среднесуточных температур воздуха в горах.

У рек с низкими водосборами термический ход стока наблюдается пока не исчерпаются запасы сезонного снега, а у рек с очень низкими водосборами типа Атрек, Мургаб и Теджен, где жидкие осадки могут выпадать зимой, весной и во второй половине осени, термический ход стока заменяется ходом осадков.

Неравномерность годового хода источников питания обусловливает неравномерность годового хода стока. Ее характеризуют коэффициентом внутригодовой неравномерности стока φ, представляющим отношение части площади гидрографа, расположенной выше среднего годового расхода, ко всей площади. Часто применяется также коэффициент естественной зарегулированности стока d, представляющий отношение части площади гидрографа ниже среднего расхода ко всей площади (рис. 79). Оба коэффициента связаны соотношением

$$d = 1 - \varphi. \qquad (3.15)$$

Значение коэффициента внутригодовой неравномерности стока φ для озерных рек лесной зоны СССР изменяется от 0,4 до 0,15, а

для рек Средней Азии составляет 0,20 — 0,60 и зависит от высоты водосбора и роли подземного питания, определяемой инфильтрацией поверхностного стока в рыхлые отложения долин. Малые значения φ имеют многие реки Памира.

В общей неравномерности годового хода стока, выражаемой гидрографом, выделяется ряд закономерных переходов, связанных с сезонным характером хода отдельных источников питания и получивших название *фаз гидрографа*. Основными фазами гидрографа являются *межень* и *половодье*.

Межень — это период наименьших расходов воды в реке, когда водообразование на водосборе минимальное (или отсутствует) и речной сток в основном формируется подземными водами. Различают зимнюю и летнюю межень. Первая связана с прекращением снеготаяния вследствие низких зимних температур, вторая — с истощением запасов сезонного снега на водосборе. За начало зимней межени принимается появление на реке шуги и льда. Межень обычно характеризуется отсутствием суточных колебаний расходов и плавным их снижением вследствие истощения запасов подземных вод. В конце летней межени возможно пересыхание реки. Прекращение стока в период зимней межени наблюдается на реках Казахстана, Забайкалья. Межень в 30 дней считается продолжительной, менее 30 дней — короткой.

Половодье — это период больших расходов воды в реке в результате интенсивного снеготаяния на водосборе. Различают весеннее (снеговое) половодье от таяния сезонного снега и летнее (снегово-ледниковое), в формировании которого основную роль играет таяние вечных снегов и ледников на больших высотах.

Начало снегового половодья определяет конец зимней межени, а конец половодья — начало летней. При снегово-ледниковом половодье его конец является началом осенней межени. Граница между снеговым и снегово-ледниковым половодьями выражена слабо.

Половодье характеризуется сравнительно плавными подъемом и спадом расходов, причем большие расходы могут сохраняться продолжительное время. Вместе с тем для половодья характерно значительное изменение расходов в течение суток, обусловливаемое более интенсивным снеготаянием в дневное время. Особенно резко суточный ход расходов выражен в период снегово-ледникового половодья (на реке Сох при расходах половодья 140—180 $м^3/сек$ амплитуда суточных колебаний может доходить до 30—40 $м^3/сек$).

Интенсивные кратковременные дожди (ливни) вызывают паводок, который характеризуется резким подъемом и несколько замедленным, но тоже резким спадом и небольшой продолжительностью прохождения максимальных расходов. Поэтому паводки накладываются на гидрограф в виде отдельных пиков.

Паводками также называют резкие увеличения расходов во время кратковременных оттепелей или летом в период наиболее интенсивного таяния высокогорных снегов и ледников.

Основная особенность паводков — непериодический, резко выраженный случайный характер. Дождевые паводки могут быть в любое время года, когда возможно выпадение жидких осадков, хотя существуют периоды (сезоны), когда они наблюдаются часто или крайне редки. Продолжительные, часто повторяющиеся обложные дожди вызывают длительные увеличения расходов.

Паводковые пики в период половодья, накладываясь на гидрограф, могут существенно увеличивать максимальные расходы. В Сред-

ней Азии максимальные расходы рек часто формируются в результате совпадения интенсивного снеготаяния с выпадением дождя.

Выделение на гидрографе отдельных генетически однородных фаз называется *расчленением гидрографа по горизонтали.*

Расчленение гидрографа рек Европейской территории СССР показано на рис. 80. Годовой гидрограф рек Средней Азии (рис. 81) может быть расчленен на три фазы:

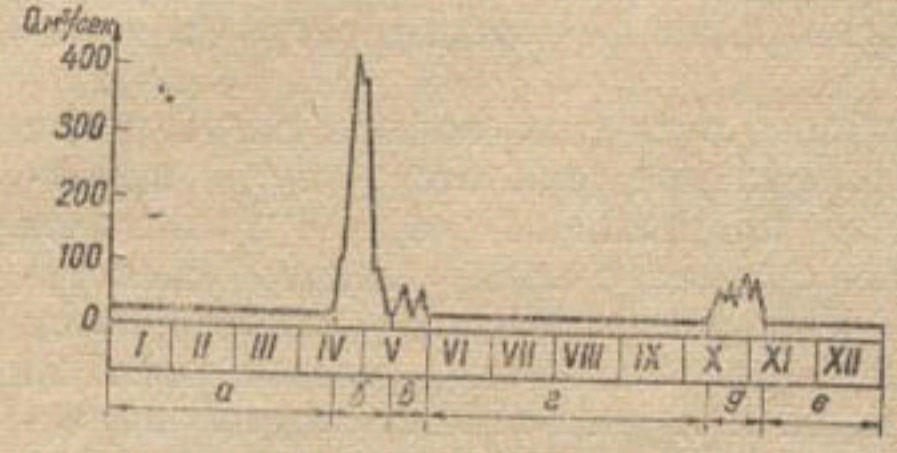


Рис. 80. Типичный гидрограф российских рек:

а — зимне-весенняя межень; *б* — весеннее половодье; *в* — весенний дождевой паводок; *г* — летняя межень; *д* — осенний дождевой подъем; *е* — осенне-зимняя межень.

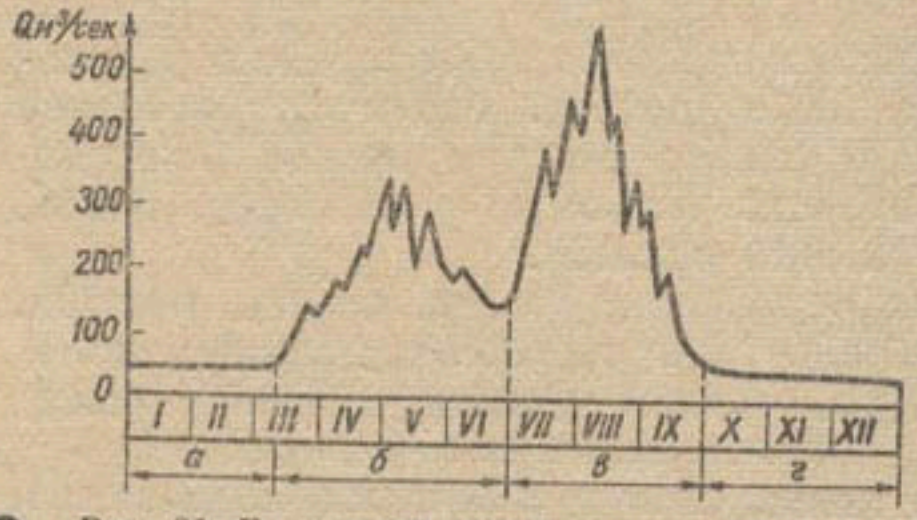


Рис. 81. Гидрограф среднеазиатских рек:

а — зимне-весенняя межень; *б* — снеговое половодье; *в* — ледниково-снеговое половодье; *г* — осенне-зимняя межень.

Межень (октябрь — февраль) — формируется преимущественно подземным питанием. Однако постоянство меженных расходов на реках Средней Азии нарушается выпадением дождей и подтаиванием снега на низких водосборах в осенне-зимний период, а также заторно-зажорными явлениями. Поэтому минимальные расходы воды в конце меженного периода наблюдаются только на реках с высокими водосборами, на реках же со средними и низкими водосборами они чаще в середине или даже в начале периода.

Снеговое половодье (март—май) — формируется от таяния сезонного снежного покрова, которое увеличивает расходы воды с наступлением периода устойчивых положительных температур воздуха. При этом расходы имеют колебания, синхронные колебаниям температур воздуха. На снеговое половодье накладываются дождевые пики паводков, формирующихся на нижних зонах водосборов. В благоприятных условиях на реках с низкими водосборами (Ахангаран, Келес, Мургаб, Теджен) паводковые пики формируют годовые и катастрофические максимумы.

Снегово-ледниковое половодье (июль — сентябрь) — формируется от таяния высокогорных снегов, снежников и ледников. Характеризуется отсутствием дождевых пиков и наиболее ярко выраженной связью хода расходов с ходом температур воздуха.

Рассмотренные фазы достаточно полно выражены в гидрографе Амударьи (рис. 82). На остальных реках Средней Азии в зависимости от высоты водосбора наблюдается сильное ослабление фазы снегового или снегово-ледникового половодья и соответствующее изменение сроков начала и конца межени. Так, на реках с низкими водосборами, не имеющими вечных снегов и ледников (Ахангаран, Келес, Кашкадарья, Теджен, Мургаб и др.), снегово-ледниковое половодье отсутствует, и начало межени совпадает с концом снегового половодья, который определяется истощением запаса сезонного снега в горах (июль — август и раньше). На реках со средними высотами

водосбора (2600 — 3200 *м*) снегово-ледниковое половодье выражено слабо, начало межени приходится на сентябрь. В обоих рассматриваемых случаях конец межени совпадает с началом снегового половодья, колеблющегося от середины февраля (для очень низких водосборов) до мая (на более высоких). На реках с сильноувлажненными водосборами (Вахш, Кафирниган) снеговое половодье начинается на 20 — 30 суток раньше.

На реках с высотами водосбора более 3500—4000 *м* снеговое половодье может отсутствовать из-за недостаточной мощности снегового покрова, и конец межени почти совпадает с началом снегово-ледникового половодья (реки Сох и Исфара, где межень продолжается до мая—июня).

Реки со средними высотами водосборов (2600-3200 *м*), характеризующимися наиболее благоприятным сочетанием величины запасов снега и продолжительности теплого периода, имеют межень около 150 суток. На реках с более высокими (4500 *м* и выше) или низкими (2200 *м* и меньше) водосборами межень длится до 220 суток.

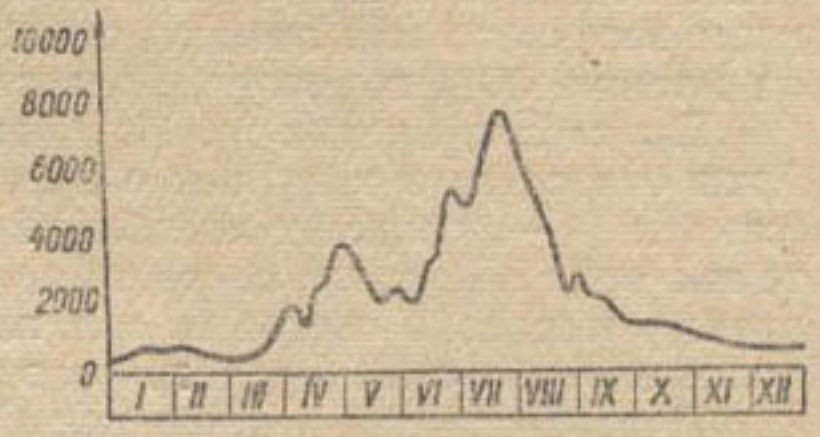


Рис. 82. Гидрограф Амударьи для многоводного 1958 г. (по створу Туямуюна).

Фазы гидрографа, кроме продолжительности, могут быть охарактеризованы объемом стока, который для удобства выражают в процентах от объема годового стока. Объем стока межени рек Средней Азии колеблется от 30 до 10% и менее. На реках Пяндж, Вахш, Зарафшан и др., стекающих с высоких хребтов Памиро-Алайской горной системы, объем снегово-ледникового половодья (июль — сентябрь) превышает 40% годового. К северу от Алайского и Туркестанского хребтов наиболее распространены реки, имеющие объем снегово-ледникового половодья в пределах 40—20% годового и большую величину снегового половодья (март — июнь). Таким образом, на реках с высокими водосборами основной объем стока концентрируется в июле — сентябре, а на реках с низкими — в марте — июне.

Б. Д. Зайков, исходя из характерных черт внутригодового режима, предложил все реки разделить на три группы, включающих ряд типов:

1-я группа — реки с весенним половодьем — разделяются на типы:

1) Казахстанский, 2) Восточно-Европейский, 3) Западно-Сибирский, 4) Восточно-Сибирский и 5) Алтайский. Казахстанский тип характерен резким и высоким половодьем и низкой меженью.

2-я группа — реки с половодьем в теплую часть года — разделяются на:

1) Дальневосточный и 2) Тяньшаньский типы. Тяньшаньский тип характеризуется невысоким, сильно растянутым половодьем от таяния высокогорных снегов и ледников.

3-я группа — реки с паводочным режимом — разделяются на: 1) Причерноморский, 2) Крымский и 3) Северо-Кавказский типы. Исходя из анализа внутреннего распределения и источников питания, М. И. Львович разделил реки СССР на четыре типа:

I. (*S*). *Реки снегового питания.*

II. (*R*). *Реки дождевого питания.*

III. (*G*). *Реки преимущественно ледникового питания.*

IV. *Реки смешанного питания* могут быть с преобладанием снегового (Sx), дождевого (r_x), ледникового (g_x) и подземного (n_x).

Характеристика питания определяется источником, дающим более 50% объема годового стока. Если каждый из источников дает меньше 50%, то река относится к типу рек смешанного питания. Если ледниковое питание дает больше 25%, то река относится к рекам преимущественно ледникового питания.

Исходя из границ сезонов года, М. И. Львович разделяет реки СССР на: а) реки с почти исключительно весенним (P) или летним (E) стоком (если весенний или летний сток больше 80% годового); б) реки с преимущественно весенним (Pg) или летним (Eg) стоком (если весенний или летний сток больше 50%) и в) реки с преобладанием весеннего или летнего стока (если объемы стока каждого сезона меньше 50% годового, но весенний или летний больше).

По классификации М. И. Львовича, большинство рек Средней Азии относится к типу рек с преимущественно ледниковым питанием (символ $G - x$) или его преобладанием (g; x). На составленной им карте эти реки занимают центр горной страны, окаймленной зоной рек с преимущественно снеговым питанием (Sx), по периферии которой расположена область широкого развития водотоков подземного питания.

Первую классификацию рек Средней Азии предложил в 1917 г. Э. М. Ольдекоп, разделивший их на: 1) реки ледникового питания, где максимальные расходы воды проходят в период наивысших температур воздуха; 2) реки снегового питания, где максимальные расходы воды проходят раньше периода наивысших температур воздуха и 3) реки смешанного питания.

В. Л. Шульц предложил классификацию рек Средней Азии по типам питания, учитывающую зависимость распределения стока по сезонам от высоты водосбора, определяющей и тип питания реки:

1) реки ледниково-снегового питания;
2) реки снегово-ледникового питания;
3) реки снегового питания;
4) реки снегово-дождевого питания.

Таблица 22

Характеристика рек Средней Азии в зависимости от типа питания

№ пп	Тип питания	Средняя высота водосбора, H м	Коэффициент вариации годовых стоков, C_v	Показатели внутригодового распределения		Месяцы с максимальным стоком	Примеры рек, относящихся к типу питания
				$\delta = \frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}}$	W_{VII-IX} в % от годового		
1	Ледниково-снеговое	>3200	0,10—0,18	>1,0	>38	VII—VIII	Амударья, Пяндж, Вахш, Зарафшан, Сох, Исафайрам, Исфара, Чу
2	Снегово-ледниковое	3200—2500	0,16—0,25	0,99—0,27	40—17	V—VI	Сырдарья, Нарын, Чирчик, Сурхан, Кафирниган, Талас, Шахимардан
3	Снеговое	2500—1500	0,24—0,46	0,27—0,18	16—12	IV—V	Карадарья, Кашкадарья, Гузардарья, Угам
4	Снегово-дождевое	<1500	0,30—0,60	0,17—0,0	13—0	III—IV—V	Ахангаран, Келес, Теджен, Мургаб, Атрек

Более подробная характеристика рек, связывающая тип питания с высотой водосбора, фазами гидрографа, их продолжительностью и водностью, приведена в табл. 22, а характерные гидрографы рек различных типов показаны на рис. 83.

Для определения типа питания рек В. Л. Шульц предложил следующие показатели:

$\delta = \frac{W_{VII-IX}}{W_{III-VI}}$ и W_{VII-IX} — в % от годового,

где W_{VII-IX} — объем снегово-ледникового половодья, т. е. сток за июль—сентябрь;

W_{III-VI} — объем снегового половодья, т. е. сток за март — июнь.

Для рек, не имеющих снегово-ледникового или снегового половодья, объемы W_{VII-IX} и W_{III-VI} выражают соответствующие этим периодам части меженного стока. Для пересыхающих рек: Теджена, Атрека, Сумбара и многих саев — $W_{VII-IX} = 0$ и, следовательно, $\delta = 0$.

Значения показателей могут определяться по формуле:

$$\delta = B \cdot H_{ср}^{3,30}; \qquad (3.16)$$

$$W_{VII-IX} = D \cdot H_{ср}^{2,19}, \qquad (3.17)$$

где $H_{ср}$ — средняя высота водосбора, *км*;

$B = 0{,}032$ в среднем (для юга и центра $B = 0{,}0265$, для севера $B = 0{,}0414$);

$D = 3{,}80$ в среднем (для юга и центра $D = 3{,}40$, для севера $D = 4{,}28$).

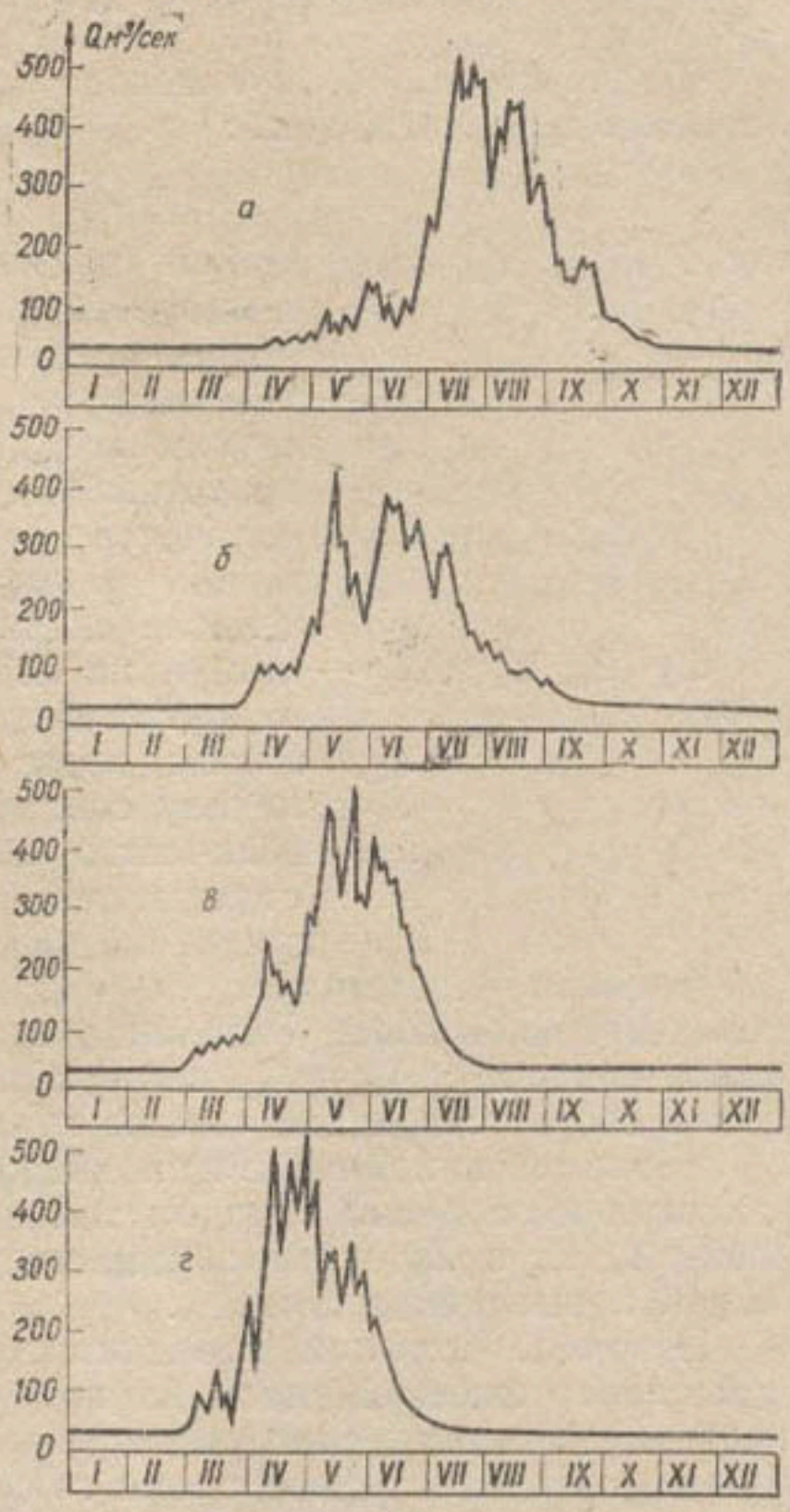


Рис. 83. Характерные гидрографы рек Средней Азии:

а — ледниково-снегового питания; *б* — снегово-ледникового; *в* — снегового; *г* — снегово-дождевого.

§ 14. МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И НОРМЫ СТОКА

Для анализа формирования стока в многолетнем разрезе используем балансовые уравнения составляющих годового стока:

1) для стока, образующегося из подземных вод:

$$Y_п = П_с + П_л + П_д - Z_п \pm U_п; \qquad (3.18)$$

2) для стока, образующегося от таяния снега:

$$Y_с = (h_с + X_с) - Z_с - П_с; \tag{3.19}$$

3) для стока, образующегося от таяния ледников, вечных снегов и снежников:

$$Y_л = (h_л + X_л) - Z_л - П_л; \tag{3.20}$$

4) для стока, образующегося после дождей в теплое время, после схода сезонного снега:

$$Y_д = X_д - Z_д - П_д, \tag{3.21}$$

где $Y_п$; $Y_с$; $Y_л$; $Y_д$ — речной сток, образующийся в результате подземного питания ($п$), таяния сезонного снега ($с$), таяния ледников ($л$) и выпадения дождя ($д$);

$П_с$; $П_л$ и $П_д$ — объемы профильтровавшихся талых снеговых и других вод (для выражений 3.19—3.21 они представляют временные потери);

$X_с$; $X_л$ и $X_д$ — количество осадков, выпадающих в периоды таяния сезонного снежного покрова, ледников и после схода сезонного снега;

$Z_п$; $Z_с$; $Z_л$ и $Z_д$ — потери на испарение подземного стока, талых и других вод за время водообразования;

$h_с$ — запасы воды в сезонном снеговом покрове к началу снеготаяния;

$h_л$ — количество льда и многолетних снежников, стаивающее в течение года;

$U_п$ — изменение запасов подземных вод.

Анализируя составляющие написанных уравнений, следует отметить, что наибольшей изменчивости в многолетнем разрезе подвержены члены $X_с$; $X_л$ и $X_д$, выражающие количество осадков, выпадающих в соответствующие сезоны года.

Большой изменчивости подвержены связанные с выпадающими осадками и особенно с ходом температур в рассматриваемые сезоны члены $Z_п$; $Z_с$ и $Z_д$, показывающие испарение подземных вод при снеготаянии и выпадении дождей.

Наконец, большой изменчивости подвержен член $h_с$, выражающий сильно изменяющиеся из года в год запасы воды в снежном покрове к моменту снеготаяния, определяемые количеством осадков, выпадающих в холодное время года, и продолжительностью периода их аккумуляции, зависящей от хода температур. С увеличением высоты водосбора изменчивость их уменьшается.

Большая изменчивость членов $X_д$; $h_с$ и $X_с$ обусловливает и большую изменчивость зависящих от них членов $П_д$ и $П_с$, т. е. запасов подземных вод, образующихся в результате инфильтрации дождевых и талых снеговых вод.

Значительно меньше изменяется член $h_д$, выражающий количество льда и вечного снега в слое воды, стаивающих в период с июля по сентябрь, который почти не зависит от количества осадков, аккумулированных за холодый период рассматриваемого года, а определяется ходом летних температур, мало изменяющихся в горных районах в многолетнем разрезе.

Малой изменчивости подвержены также члены $П_л$ и $Z_л$, характеризующие объем запасов подземных вод, образующийся в результате инфильтрации талых ледниковых вод и потери последних на испарение. Малая изменчивость $П_л$ обусловливается малой измен-

чивостью $h_д$ и небольшой ролью $X_д$, т. е. летних осадков, а $Z_д$ — малой изменчивостью теплового баланса на больших высотах в июле — сентябре.

Так как сток, образующийся в результате таяния ледников и снежников, имеет преимущественно русловый характер, то величина членов $П_д$ и $Z_д$ относительно невелика (уменьшению $Z_д$ способствует конденсация, которая, как уже отмечалось, может превышать испарение).

Согласно проведенному анализу наибольшей изменчивости в многолетнем разрезе подвержены составляющие годового стока, образующиеся в результате выпадения дождей и таяния сезонных снегов. Значительно меньше колеблется составляющая стока, образующаяся от таяния ледников и вечных снежников. Наименьшей изменчивостью обладает сток, образующийся из подземных вод, вследствие хорошей регулировки за счет их запасов.

Многолетние колебания отдельных источников питания обусловливают изменчивость определяемых ими генетически однородных фаз гидрографа, которая проявляется как в неравномерности объемов стока за фазы, так и в смещении дат начала и конца каждой фазы, а также в изменчивости распределения стока в течение самой фазы.

Многолетнюю изменчивость объемов стока в гидрологии оценивают величиной коэффициента вариации C_v, определяемой по формуле вида (1.36), исходя из данных достаточно длительных гидрологических наблюдений. Изменчивость тем больше, чем больше величина C_v (для рек с маломеняющимися расходами типа Ангары, Невы и др., вытекающих из озер, $C_v \approx 0$).

По В. Л. Шульцу, в Средней Азии наибольшей изменчивости подвержены объемы стока снегового половодья, коэффициент вариации которых колеблется в пределах 0,13 — 0,63. Меньше изменяются объемы стока снегово-ледникового половодья, коэффициент вариации которых в 80% случаев равен 0,12 — 0,40.

Наименьшей изменчивостью отличаются объемы стока межени, коэффициент вариации которых не превышает 0,30; причем в 79% случаев он равен 0,06 — 0,20, в 36% — меньше 0,15 и только в 13% — больше 0,25.

В. Л. Шульц отмечает уменьшение значений коэффициентов вариации снегового половодья (C_{vc}), снегово-ледникового половодья ($C_{vл}$) и межени ($C_{vм}$) с увеличением средневзвешенной высоты водосбора или роли подземного питания, повышающего зарегулированность стока (например, на реках Шахимардан и Чу).

По данным В. Л. Шульца, коэффициент вариации показателя δ в 84% случаев колеблется от 0,15 до 0,30.

Что же касается изменчивости сроков отдельных фаз, то в Средней Азии она определяется колебаниями сроков начала и конца половодья в целом. При этом независимо от типа питания реки отклонение дат начала, конца и максимальных расходов половодья от средней даты может составлять $\pm$ 1 месяц, так как переход температур воздуха через 0^0 весной (определяющий положение фронта и тыла снеготаяния), время максимальной площади возможного одновременного снеготаяния и его наибольшей интенсивности могут опаздывать или опережать среднюю дату на месяц.

В малоснежные годы гидрограф приобретает более резкие очертания и характеризуется малой продолжительностью и увеличенными

значениями относительной максимальной ординаты. Это влияние уменьшается с увеличением средней высоты водосбора.

Изменения термического режима, отличающие годы с ранней и поздней весной, в основном вызывают сдвиг гидрографа половодья по времени, при сравнительно небольших изменениях его формы и относительной максимальной ординаты.

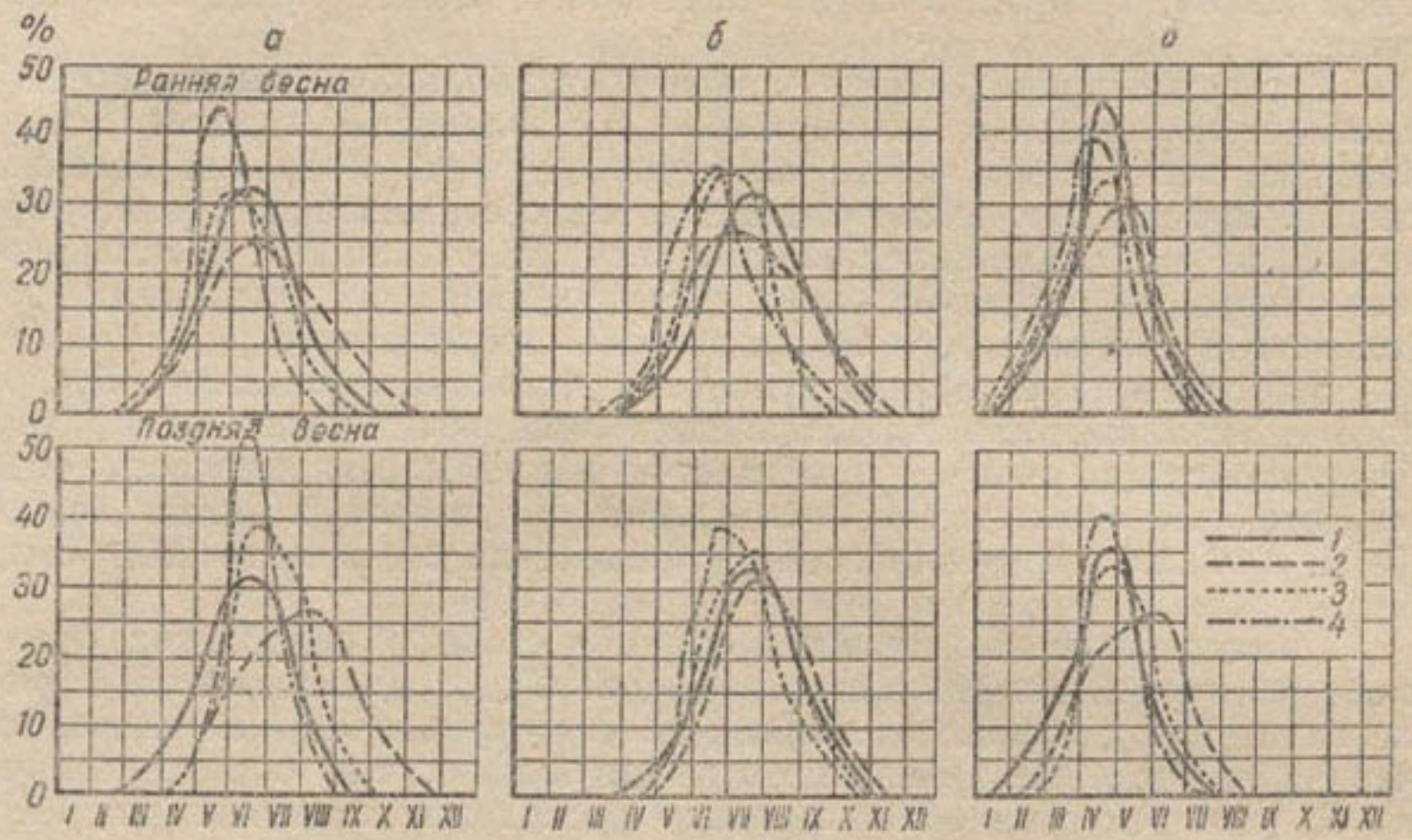


Рис. 84. Гидрографы талых вод рек при различном сочетании термического режима и водности снежного покрова:
а — р. Чирчик (ст. Ходжакент); *б* — р. Зарафшан (ст. Дупули); *в* — р. Кашкадарья (ст. Варганзи); *1* — фактический гидрограф; *2* — многоснежные годы; *3* — при средней водности снежного покрова; *4* — малоснежные годы.

Различные сочетания водности снежного покрова и термического режима определяют наблюдаемое многообразие форм гидрографов половодья. Наиболее острые очертания гидрографа половодья с большими значениями относительной максимальной ординаты и малой продолжительностью наблюдаются в малоснежные годы с поздней весной, а распластанные формы с малыми значениями относительной максимальной ординаты и большой продолжительностью — в многоснежные годы с поздней весной (рис. 84). При повышенных запасах снега в горах сток концентрируется, как правило, в более поздние сроки. Воздействие термического режима может как способствовать этому (согласованное воздействие), так и препятствовать, вызывая раннее снеготаяние (диаметрально противоположное воздействие). Результатами согласованного воздействия водности снежного покрова и термического режима являются ранняя концентрация стока в малоснежные годы с ранней весной и поздняя концентрация — в многоснежные годы с поздней весной.

Изменчивость годового стока характеризуется колебаниями объема стока за годовой период между началом аккумуляции твердых осадков на водосборе и концом расходования всех запасов влаги, накопленных в течение года. При таких границах периода формирование годового стока определяется осадками и термическим режимом, а его начало и конец совпадают с началом и концом генети-

чески однородных фаз внутригодового распределения. Такой период называется *гидрологическом годом.*

Однако выбор границ гидрологического года затруднителен, так как к моменту начала аккумуляции твердых осадков могут быть использованы не все запасы подземных вод, образовавшиеся в течение предыдущего года, или, наоборот, даже часть запасов прошлых лет. Кроме того, момент начала аккумуляции твердых осадков неопределенен, поскольку она может начинаться на различных участках водосбора в разное время. Выбор границ гидрологического года, исходя из начала аккумуляции твердых осадков, практически неудобен, так как они должны изменяться в зависимости от особенностей термического режима и хода осадков каждого конкретного года *(скользящий гидрологический год).* Поэтому за начало гидрологического года принимаются средние даты, например, 1 октября или 1 ноября, когда переходящие из года в год запасы влаги в речных бассейнах достигают минимума. По С. П. Крицкому и М. Ф. Менкелю, с точки зрения математической статистики за начало гидрологического года можно принимать момент начала отсчета, при котором значения коэффициента вариации объемов годового стока C_v достигают максимума. Произведенные в условиях Средней Азии подсчеты значений коэффициента C_v для гидрологического и обычного календарного года (начинающегося с первого января) показали их достаточную близость, поэтому при практических гидрологических расчетах можно пользоваться календарными годами.

Значения коэффициента вариации годового стока рек Средней Азии колеблются в пределах $C_v = 0{,}08 - 0{,}60$, причем у 54% рек $C_v \leqslant 0{,}20$ и только у 12% $C_v \geqslant 0{,}30$. Для Европейской территории СССР $C_v = 0{,}20 - 0{,}70$.

Наименьшие значения коэффициента вариации $C_v = 0{,}10 - 0{,}15$ отмечены на реках ледниково-снегового питания с высокими водосборами, где изменчивость водности сезонного снежного покрова к началу снеготаяния наименьшая, а роль стаивания многолетних запасов льда и вечных снегов в формировании стока — наибольшая.

У рек снегово-ледникового питания, текущих с более низких водосборов, где преобладает более изменчивое питание от таяния сезонного снега, $C_v = 0{,}15 - 0{,}25$. У рек снегового и снегово-дождевого питания, имеющих самый низкий водосбор, $C_v > 0{,}25$ и может достигать единицы и больше (у саев с дождевым питанием).

Таким образом, коэффициент вариации годового стока среднеазиатских рек уменьшается с увеличением средней высоты водосбора, что объясняется уменьшением изменчивости водности снежного покрова и испарения и увеличением роли вечных снегов и ледников в питании реки на больших высотах. В. Л. Шульцем получена следующая эмпирическая зависимость коэффициента вариации среднегодовых расходов C_v от средней высоты водосбора над уровнем моря $H_{ср}$ в *м:*

$$C_v = \frac{E}{H_{ср}^{1{,}18}}, \qquad (3.22)$$

где $E = 2300$ (в среднем для горных областей Средней Азии, для юга $E = 2250$, центра $E = 2600$ и севера $E = 2100$).

Многолетняя изменчивость речного стока в хронологической последовательности характеризуется повторением маловодных и многоводных лет группами, образующими *цикличность маловодных и многоводных лет.*

Согласно В. Л. Шульцу, маловодные и многоводные годы в Средней Азии повторяются группами по два-три года (на р. Зарафшан как исключение наблюдались 11 маловодных лет и шесть многоводных подряд). При этом вероятность появления за многоводным годом года с водностью больше средней составляет 0,81, а за маловодным годом года с водностью ниже средней 0,84.

Цикличность в колебаниях стока в многолетнем разрезе многие исследователи пытались связать с периодическими колебаниями климатических факторов.

По З. А. Джорджио, выраженной зависимости между колебаниями водоносности рек Средней Азии и 11-летним циклом изменения солнечной активности нет: в годы с наибольшей солнечной активностью следует ожидать не многоводных лет, а устойчивого понижения водоносности на два-три года.

Единой закономерности в колебаниях стока рек Средней Азии в многолетнем разрезе также нет, что проявляется в отсутствии синхронности в колебаниях водоносности близких рек, даже находящихся на одном и том же склоне хребта. Так, в многоводном для большинства рек Средней Азии 1934 г. реки Зарафшан, Сох, Исфара и Шахимардан были маловодны, а в маловодном 1938 г. Шахимардан, Исфайрамсай и Кашкадарья имели высокую водоносность.

В. Л. Шульц объясняет это сложностью распределения осадков в горной области Средней Азии, вызываемой сложностью и разнообразием синоптических процессов.

Наряду с отсутствием синхронности в колебаниях водности соседних рек отсутствует и четкая связь между водностью года и внутригодовым распределением стока, а также датами прохождения максимальных расходов, начала и продолжительности половодья и т. п. Причиной этого является зависимость хода стока рек Средней Азии от хода температур на протяжении всего периода снеготаяния и малое влияние на него запасов воды в снежном покрове. Тем не менее на реках снегово-ледникового, снегового и снегово-дождевого питания в маловодные годы более вероятно раннее прохождение максимальных расходов и меньшая продолжительность половодья, чем в многоводные.

Сток за март — июнь в многоводные и маловодные годы, как правило, отклоняется не более чем на $\pm$ 10% от своей средней многолетней величины. Отношение же стока за июль — сентябрь к стоку за март — июнь (показатель δ), как правило, в многоводные годы меньше, чем в маловодные, что объясняется влиянием особенностей термического режима многоводных лет.

Сток межени в маловодные годы относительно выше, чем в многоводные. Приведенные закономерности справедливы лишь в среднем в отдельные годы и на некоторых реках они могут не оправдываться.

В процессе многолетней изменчивости годовой сток колеблется около средней величины, называемой *нормой годового стока*, которая может быть определена из уравнения водного баланса, имеющего вид:

$$Y_0 = X_0 - Z_0, \tag{3.23}$$

где Y_0 — норма годового стока;
X_0 и Z_0 — нормы годовых осадков и испарения.

Выражая норму годового стока в виде слоя стока, а норму годовых осадков в виде слоя осадков, зависимость (3.23) можно написать так:

$$h_0 = \alpha H_0 \ мм, \tag{3.24}$$

где $\alpha = 1 - \frac{Z_0}{H_0}$ — *коэффициент стока*, показывающий, какая часть осадков расходуется на образование стока.

Для практических расчетов более удобной характеристикой нормы стока является модуль стока M_0 *л/сек·км²*, который связан с годовым слоем стока зависимостью:

$$h_0 = M_0 \times T_{\text{год}}.$$

Тогда выражение (3.24) для среднего года (365,25 дней) можно написать в виде:

$$M_0 л/сек \cdot км^2 = \frac{\alpha \cdot H_0}{31{,}56} = 0{,}0317\ \alpha \cdot H_0\ мм. \qquad (3.25)$$

Выражения (3.23) и (3.25) дают норму общего годового стока, включая подземный. При использовании выражений (3.24) и (3.25) доля подземного стока может учитываться в величине коэффициента стока.

Из выражений (3.23) и (3.25) следует, что изменение нормы годового стока определяется изменениями нормы осадков H_0 и испарения Z_0 или зависящей в основном от соотношения $\frac{Z_0}{H_0}$ величины коэффициента стока α.

Распределение осадков по временам года и видам может сильно влиять на испарение. В сухие летние месяцы возможно превышение испаряемости над количеством осадков.

На равнинных территориях, где норма осадков уменьшается, а испарение увеличивается с удалением в глубь территории, распределение нормы годового стока характеризуется уменьшением модуля стока (для Европейской части СССР в направлении с северо-запада на юго-восток). Такое распределение называется *широтной зональностью*. Она выражается картами изолиний модуля среднего многолетнего стока, на которые нанесены построенные по натуральным данным линии одинаковых модулей среднего многолетнего стока (рис. 85).

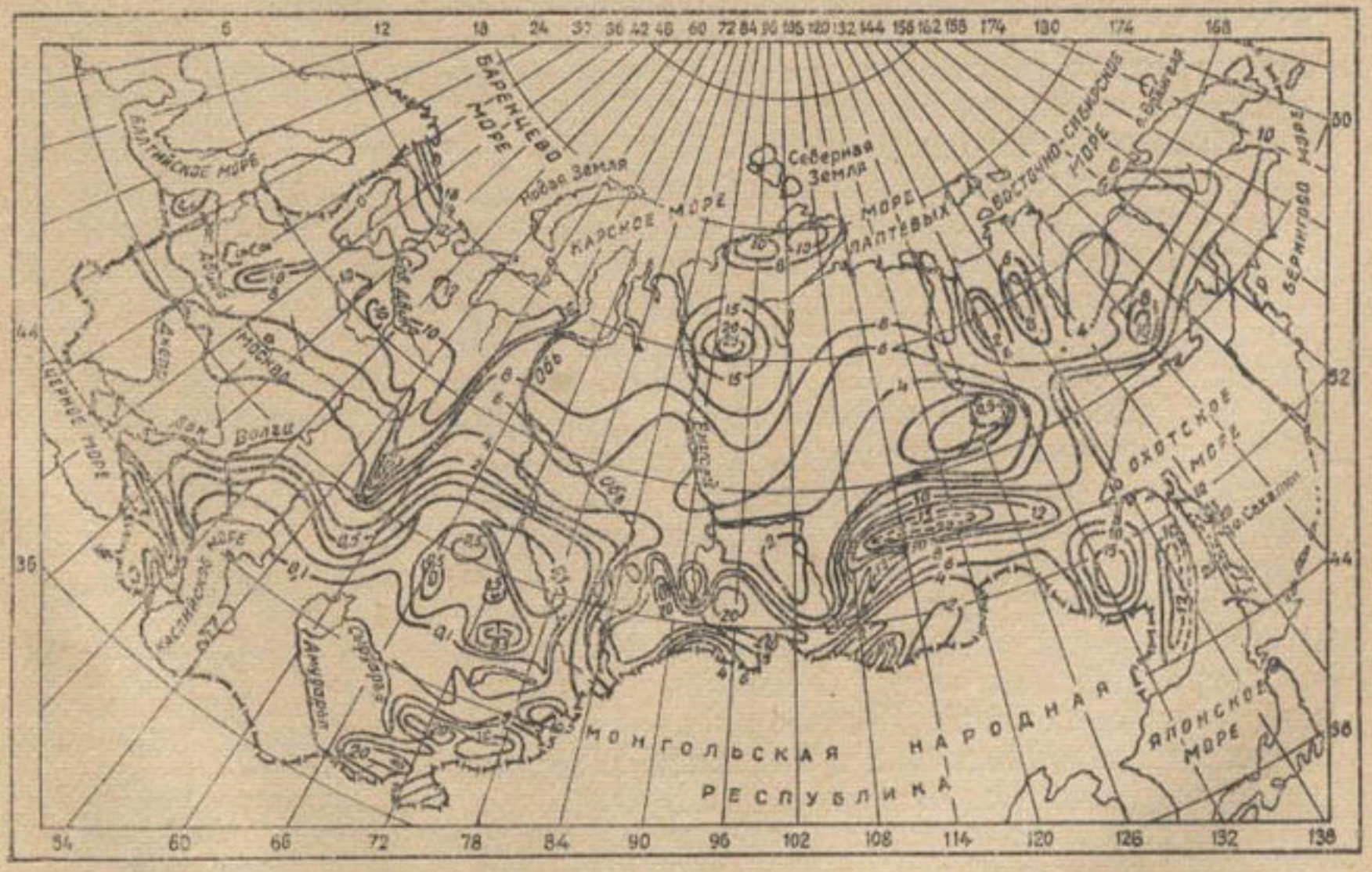


Рис. 85. Карта среднемноголетних модулей стока рек СССР, *л/сек·км²*.

В горных районах Кавказа и Средней Азии норма осадков возрастает с высотой, а испарение вследствие уменьшения дефицита влажности (рис. 86) уменьшается. Поэтому распределение нормы годового стока характеризуется повышением модуля стока с увеличением высоты водосбора. Такое распределение получило название *высотной зональности*. Оно выражается кривыми зависимости модуля среднего многолетнего стока от средневзвешенной высоты водосбора над уровнем моря (рис. 87).

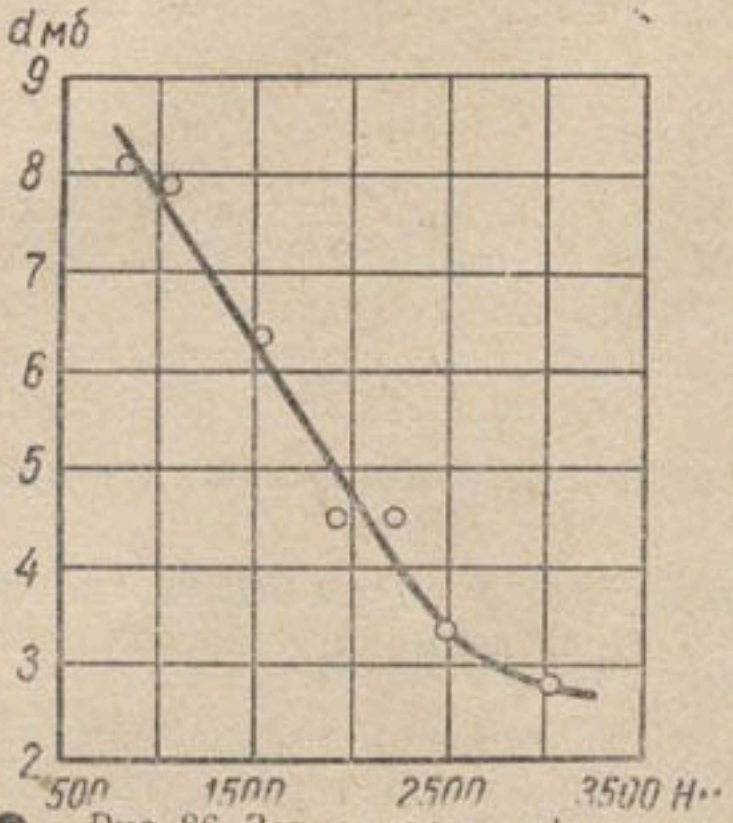


Рис. 86. Зависимость дефицита влажности (d) от высоты местности (H).

В. Л. Шульц, анализируя распределение модулей среднего многолетнего стока в горных районах Средней Азии, установил, что наибольшие их значения имеют водосборы, расположенные на склонах периферических хребтов южной, юго-западной и западной ориентации, т. е. доступные влажным воздушным массам и лежащие параллельно к направлению их движения. Склоны периферических хребтов северной и особенно восточной ориентации отличаются меньшей водоносностью. Так, в бассейне Кашкадарьи модуль среднего многолетнего стока при средневзвешенной высоте водосбора 1600 *м* составляет: для водотоков, стекающих с южного склона хребта Каратау, —17 *л/сек·км²*, с западных — 5 — 2 *л/сек·км²* и с северных — от 2 *л/сек·км²* до долей литра.

На юго-западных склонах хребта Каратау модули стока водосборов со средней высотой 1000 *м* колеблются от 11 до 7 *л/сек·км²*, а на северо-восточных склонах, менее доступных для влажных ветров, не превышают 3,5 *л/сек·км²*.

Наибольшую водоносность — до 50 *л/сек·км²* при высотах водосбора 3500 *м* и более (40 *л/сек·км²* — при высотах 3000 *м*) имеют водосборы притоков Кафирнигана, Вахша и частично Сурхандарьи, расположенные на южных склонах периферических хребтов юга Средней Азии. Высокая водоносность — 25 — 30 *л/сек·км²* при средней высоте 3000 *м* — характерна для водосборов северо-западных частей бассейнов Кашкадарьи и Чирчика, расположенных на периферии горной области и потому открытых для влажных воздушных масс, а также для водосборов юго-западного склона Ферганского хребта, в особенности правых притоков Карадарьи и северо-западной части бассейна р. Нарын, которые расположены на пути движения воздушных масс, проникающих в Ферганскую долину через Фархадскую щель.

На северных склонах наиболее водоносны (20 — 25 *л/сек·км²* при высоте 3000 *м*) водосборы Заилийского Алатау и его западной ча-

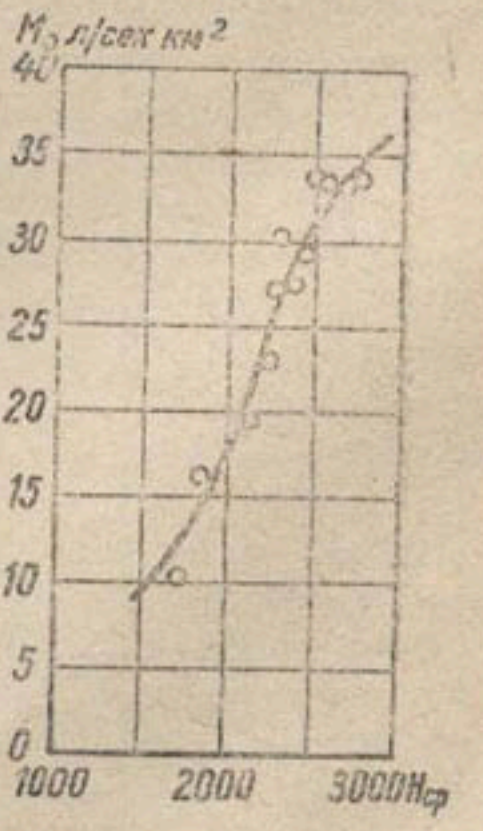


Рис. 87. Зависимость среднего многолетнего модуля стока (M_0) от средней взвешенной высоты водосбора ($H_{ср}$) для рек южного склона Гиссарского хребта.

сти, не прикрытой Джунгарским Алатау. У водосборов на северных склонах Киргизского, Алайского и Туркестанского хребтов модуль стока равен 7 — 12 *л/сек·км²*.

Наименьшей водоносностью отличаются водосборы, расположенные внутри горной области. Так, в средней части водосбора р. Нарын (Центральный Тянь-Шань), имеющей среднюю высоту 3000 *м*, значения модуля стока опускаются до 2 *л/сек·км²*, а на высотах 3500 — 3800 *м* достигают 8 — 12 *л/сек·км²*. Водосборы рек Восточного Памира имеют модули стока 5 — 2 *л/сек·км²* и ниже. Незначительной (менее 4 *л/сек·км²*) водоносностью обладают водосборы верховьев р. Чу и западной части бассейна озера Иссык-Куль.

При общей площади горной области Средней Азии 484 тыс.*км²* на площади 328,5 тыс.*км²* модуль стока M_0 составляет в среднем 11,5 *л/сек·км²*, причем на 33,9% площади он равен 1 — 5 *л/сек·км²*, на 22,4% — 5 — 10, на 27,2% — 10 — 20, на 11,2% — 20 — 30, на 4,3% — 30 — 40 и на 1% — больше 40 *л/сек·км²*. Для всей горной области Средней Азии $M_0 = 6{,}5$ *л/сек·км²*, что выше водоносности всей территории СССР и Восточной и Средней Европы, имеющих значения модуля стока соответственно 6; 6 и 5,2 *л/сек·км²*. Модуль стока всей Европы, по Б. Д. Зайкову, составляет 8,4 *л/сек·км²*. Если из территории Средней Азии исключить ничтожные по водоносности бассейны Атрека, Мургаба, Теджена и других бессточных рек Туркмении, то средняя величина модуля стока горной области достигнет 8,8 *л/сек·км²*, т.е. будет больше водоносности Европы.

Изучая изменение значений модуля среднего многолетнего стока рек Средней Азии в зависимости от средневзвешенной высоты для водосборов различной ориентации и различной доступности для влажных воздушных масс, В. Л. Шульц установил следующие предельные значения модулей M_0 и градиентов модуля, т. е. приращения величины модуля M_0 при подъеме на 100 *м* высоты (табл. 23).

Таблица 23

Предельные значения среднего многолетнего модуля стока и градиента модуля для различных средневзвешенных высот водосбора (по *В. Л. Шульцу*)

Средневзвешенная высота водосбора $H_{ср}$, *м* над ур. м.	Значения среднего многолетнего модуля M_0, *л/сек · км²*		Градиент модуля, *л/сек. км² · 100 м*	
	max	*min*	*max*	*min*
1000	11,0	0,5		
			2,30	0
1500	22,5	0,5	1,30	0
2000	29,0	0,5		
			0,80	0,1
2500	33,0	1,0		
			0,40	0,1
3000	35,0	1,5		
			0,50	0,3
3500	32,5	3,0		
			0,90	0,5
4000	23,0	5,5		
			1,80	0,5
4500	14,0	8,0		

Приведенные данные показывают, что наибольшую водоносность в Средней Азии имеют реки со средневзвешенной высотой водосборов 2500 — 3500 *м*, причем дальнейшее ее увеличение уменьшает значения модуля стока. Сравнительное постоянство минимальных значений

M_0 до высот 3000 *м* В. Л. Шульц объясняет тем, что эти водосборы расположены в глубине горных систем, т. е. мало доступны влажным воздушным массам. При средней высоте водосборов более 3000 *м* их наиболее высокие точки располагаются выше периферийных хребтов, закрывающих доступ влажного воздуха, почему значения M_0 с высотой водосбора увеличиваются.

Приведем данные о значениях модуля стока в других горных районах СССР и за рубежом. На Уральском хребте встречаются водосборы со значениями $M_0 = 10 - 15$ *л/сек·км²* (в бассейне р. Вишеры — 25 *л/сек·км²* и выше). На хребтах Сихотэ-Алинь и Буреинском значения M_0 достигают 15 *л/сек·км²* и более.

На наиболее увлажненных северных и западных отрогах Алтая, Катунского хребта и северно-западном склоне Западного Саяна значения модуля стока достигают и даже превышают 25 *л/сек·км²*, а на западном склоне южной части Кузнецкого Алатау — 50*л/сек·км²*. Такие же значения модуля стока (25 — 75 *л/сек·км²* и даже выше) имеют водосборы горных систем Альп и Пиренеев. На юго-западном склоне Большого Кавказа значения модуля стока колеблются в пределах 25 — 75 *л/сек·км²*, достигая 100 *л/сек·км²*, тогда как на северо-восточном склоне они не превышают 25 — 50 *л/сек·км²*. Наибольшими значениями модуля стока (100—200 *л/сек·км²*) в Европе характеризуются водосборы в приморских районах Скандинавского полуострова, расположенные на *больших путях циклонов*.

В западной горной области Северной Америки значения модулей стока достигают 100 — 160 *л/сек·км²*, а на тихоокеанском склоне Кордильер в Южной Америке — 100 *л/сек·км²*. В Азии, на южном склоне Гималаев, полуострове Индостан, в Японии, на Филиппинских и Зондских островах модуль стока нередко снижается до 5 *л/сек·км²*.

§ 15. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ СТОКА

Анализ процессов формирования речного стока позволяет сделать общую оценку роли и влияния на их ход различных факторов стока. Как уже говорилось, факторы стока разделяются на климатические и прочие физико-географические. Климатические факторы иногда называют зональными, а прочие физико-географические факторы разделяют на азональные и интразональные.

К климатическим, или зональным, факторам относятся осадки, испарение, температура воздуха и другие метеорологические элементы, имеющие непосредственное отношение к водообразованию на склонах, образованию и таянию ледников, снежников и безвозвратным потерям воды в процессе формирования стока. Эти факторы и их изменчивость играют основную роль в образовании стока и формировании его режима. Они определяют норму стока, многолетние колебания годового стока и отдельных генетически однородных фаз, сам годовой ход стока, т. е. распределение стока между фазами и внутри фаз, а также максимальные и минимальные расходы в году и их многолетнюю изменчивость.

При этом нормы осадков и испарения в основном определяют норму среднего многолетнего стока, а многолетняя изменчивость годовых сумм осадков и испарения — многолетние колебания годового стока. В Средней Азии многолетние колебания потерь на испа-

рение в горах (за исключением нижней их зоны), а также расходования запасов вечных снегов, ледников и многолетних снежников, асинхронны колебаниям сезонного снегового стока и незначительны. Поэтому многолетняя изменчивость годового стока определяется главным образом колебаниями атмосферных осадков и в первую очередь колебаниями запасов воды в снеге к началу интенсивного снеготаяния. Внутригодовой режим стока, т. е. распределение стока между генетически однородными фазами и внутри фаз в Средней Азии определяется преимущественно ходом теплового баланса и прежде всего среднесуточных температур воздуха. От него зависят интенсивность, размеры площади одновременного снеготаяния и положение снеговой линии, определяющее степень участия вечных снегов, снежников и ледников в формировании летнего половодья.

Зависимость внутригодового режима от годового хода теплового баланса и влияние на него водности снежного покрова приводят к тому, что многолетняя изменчивость отдельных фаз, и прежде всего снегового половодья, оказывается больше изменчивости годового стока, а внутригодовое распределение — асинхронным водности года.

Максимальные расходы дождевых паводков и половодья определяются прежде всего интенсивностью дождя или снеготаяния, в том числе и таяния вечных снегов и ледников, зависящей от температуры. При этом на расходы дождевых паводков существенно влияет продолжительность дождя, а на расходы половодий — площадь одновременного снеготаяния. Многолетняя изменчивость максимальных расходов обусловливается изменчивостью интенсивных дождей или высоких температур. Поэтому она выше изменчивости не только годового стока, но и всех фаз внутригодового режима.

Минимальные расходы в период межени также могут зависеть от климатических факторов. В Средней Азии некоторые реки снегового и снегово-дождевого питания в период летней межени пересыхают, а у большинства рек снегового, снегово-ледникового и ледниково-снегового питания минимальные расходы сдвигаются к середине и даже к началу осенне-зимней межени, что несколько их увеличивает.

Многолетняя изменчивость минимальных расходов вследствие большого регулирующего влияния подземного питания сравнительно невелика. В Средней Азии она близка к колебаниям объема стока межени (за период октябрь — март).

Прочие физико-географические факторы, отражающие рельеф и другие особенности подстилающей поверхности (почвенно-геологические условия, степень облесенности, заболоченность и т. п.), влияют на сток и его режим прямо или косвенно.

Влияние рельефа на гидрологические процессы и прежде всего на процессы стока значительно даже на равнинных и холмистых территориях. В горных же странах, особенно в засушливых областях, как, например, в Средней Азии, для водосборов с площадью более 100 $км^2$ оно становится главенствующим. Косвенное влияние рельефа в горных странах проявляется в вертикальной поясности физико-географических условий (климат, растительность, почвы, количество атмосферных осадков). Наиболее велико влияние рельефа на элементы водного баланса речных бассейнов, причем оно проявляется не только в количестве осадков, значениях температуры и других метеорологических элементах, но и в характере их режима. Время начала и конца снеготаяния различно на различных высотах, поэтому одновременное снеготаяние в каждый момент времени охватывает лишь часть площади водосбора, и площадь снеготаяния, изменяясь

по времени, постепенно поднимается по водосбору. В результате продолжительность таяния снега и половодья увеличивается.

На интенсивность снеготаяния, а следовательно, и на расходы половодья сильно влияют экспозиция склонов горных хребтов и условия затененности поверхности снега и льда, определяемые характером рельефа водосбора. Особые условия снеготаяния и формирования стока талых вод создаются в ущельях и котловинах, в которых образуются мощные скопления снега — сезонные и многолетние снежники.

Своеобразные особенности питания и режима горных рек проявляются в резко выраженной зависимости характера питания, нормы среднего многолетнего стока, изменчивости годового стока, внутригодового распределения стока, изменчивости стока отдельных фаз и т. п. от высотных условий водосбора и ориентации образующих его горных хребтов. При этом увеличение высоты водосбора повышает водность снежного покрова к началу снеготаяния, уменьшает многолетнюю изменчивость этой водности и роль испарения в водном балансе и расширяет распространение вечных снегов и ледников и их влияние на формирование летнего половодья. Некоторое косвенное влияние на формирование стока рельеф оказывает, определяя особые формы синоптических процессов, примером чего является волновая деятельность по югу Средней Азии. Она возникает тогда, когда холодные северные и северо-западные вторжения прижимают к горам теплые воздушные массы, и вызывает интенсивные и обильные осадки в предгорьях и горных районах.

Прямое влияние рельефа на формирование стока проявляется в увеличении скоростей стекания, а следовательно, и в уменьшении времени склонового и руслового добегания с увеличением уклонов.

Увеличение скоростей течения воды при крутом рельефе, вызывая уменьшение времени добегания, а следовательно, и продолжительности фаз подъема и спада гидрографа, может способствовать уменьшению потерь на фильтрацию и испарение и увеличению коэффициента стока α. В горных районах Средней Азии, где поверхностный склоновый сток, как правило, отсутствует и заменяется быстрым подземным стоком, время склонового добегания в значительной степени определяется скоростями последнего, которые колеблются от нескольких сантиметров в секунду до долей сантиметров против скоростей поверхностного склонового стока 0,70 — 0,15 *м/сек*. Это существенно удлиняет продолжительность фаз подъема и спада и уменьшает величину максимального расхода дождевых паводков, особенно на малых водосборах, а также уменьшает величину максимальных расходов и сглаживает суточные колебания расходов талых вод. Влияние руслового добегания на трансформацию волн половодья и сдвиг фаз стока по времени в условиях Средней Азии незначительны, что объясняется большими скоростями течения воды, а также небольшой длиной большинства рек.

С рельефом некоторым образом связаны такие азональные (т. е. не зависящие от условий данной зоны) факторы, как площадь водосбора, густота речной сети, почвенно-геологические особенности и т. п.

На равнинных территориях размеры площади водосбора, воздействуя через другие факторы, влияют на многолетнюю изменчивость стока. С увеличением площади водосбора разнообразие физико-географических условий в ее пределах возрастает, что уменьшает вероятность совпадения одинаковой степени маловодности или многоводности по отдельным участкам. В горных районах Средней Азии

увеличение площади водосбора уменьшает изменчивость водности снежного покрова, но это влияние подавляется влиянием высоты водосбора, определяющей разнообразие физико-географических условий, в частности условий питания. Поэтому реки ледниково-снегового питания при малых площадях, но больших высотах водосбора часто имеют гораздо меньшую изменчивость годового стока, чем реки снегово-ледникового питания, стекающие с низких водосборов значительно большей площади. Наконец, площадь водосбора вместе с его формой определяет длину путей добегания, а в сочетании с рельефом — положение изохрон и время добегания, от которых зависит формирование фаз подъема и спада гидрографов паводка, а следовательно, и величина максимальных расходов. При большой площади водосбора интенсивным ливнем или одновременным снеготаянием может охватываться лишь ее часть, что ограничивает величину максимального расхода и уменьшает интенсивность стекания по сравнению с интенсивностью ливня и особенно снеготаяния.

Густота речной сети, характеризующая развитие поверхностного стока на рассматриваемой территории, влияет на величину среднего модуля стока, изменчивость годового стока и неравномерность внутригодового распределения, так как ее увеличение повышает дренирование водоносных слоев бассейна, т. е. роль подземных вод в питании реки. При этом значительно возрастает модуль меженного стока, что уменьшает внутригодовую неравномерность и изменчивость годового стока.

Густота речной сети выражается отношением суммы длин всех рек, включая и пересыхающие водотоки $\sum L$ в *км*, к общей площади бассейна F:

$$\rho = \frac{\sum L}{F} \text{ км/км}^2. \tag{3.26}$$

Значения ρ изменяются от 0 до 1,3 *км/км*^{2} и в среднем составляют: для СССР — 0,14 *км/км*^{2}, для Европейской части СССР — 0,37 *км/км*^{2}. Величина ρ возрастает с увеличением высоты местности и количества выпадающих осадков и зависит от характера почвы, растительного покрова, уклонов, рельефа местности и т. п.

С рельефом связано также регулирующее действие на сток озер, поймы и русла, которое проявляется в трансформации гидрографов паводков и половодий, уменьшающей их максимальные расходы и увеличивающей продолжительности подъема и спада. Большие озера, пересекаемые рекой, могут существенно уменьшать внутригодовую неравномерность стока, уменьшая расходы половодья и увеличивая расходы межени. Крупные озера могут значительно ослаблять изменчивость годового стока (например, Ангара, вытекающая из озера Байкал, и Нева — из Ладожского озера имеют $C_v \approx 0$). В горных районах Средней Азии крупные озера встречаются очень редко, а аккумулирующее действие русла и поймы вследствие малой ширины долин отсутствует или крайне незначительно. Несколько большее аккумулирующее воздействие русла и поймы наблюдается в пределах равнинной части Средней Азии, где реки имеют широкое русло и пойму. Большая трансформация внутригодового распределения стока Сырдарьи в результате аккумуляции происходит в многоводные годы ниже селения Тюменьарык, где река разливается по обширному протоку Караузяк. Слабая трансформация внутригодового распределения стока наблюдается на реках Или, Кафириган, Амударье (между Керки и Чарджоу).

Несколько больше аккумулирующая способность поймы и русла влияет на трансформацию пика половодий и особенно паводков.

Важным физико-географическим фактором стока являются почвенно-геологические условия и прежде всего инфильтрационная способность почво-грунтов, определяющая потери на инфильтрацию в процессе склонового и руслового стока, а также наличие достаточно высоко расположенных водонепроницаемых пластов, обеспечивающих движение профильтровавшейся воды и выклинивание ее в речное русло. Эти условия определяют величину подземного питания реки (величину ее базисного стока).

Подземный сток испаряется меньше поверхностного, поэтому увеличение роли подземного питания приводит к снижению потерь на испарение, т. е. к увеличению коэффициента стока и среднего модуля стока M_0. Вместе с тем потери на инфильтрацию уменьшают расходы половодий и дождевых паводков, а выклинивание этих потерь в русло реки в виде подземного стока, сдвигаясь по времени вследствие его малых скоростей, увеличивает расходы межени, что уменьшает внутригодовую неравномерность стока.

При низкой фильтрационной способности грунтов в зоне выклинивания и большой мощности подземных вод запасы их, пополненные талыми и дождевыми водами многоводного года, могут расходоваться в течение ряда маловодных лет, оказывая некоторое регулирующее влияние на годовые стоки и особенно сток межени этих лет.

На равнинных пространствах СССР водопроницаемость почво-грунтов в период снеготаяния в значительной степени обусловливается их влажностью перед установлением снежного покрова и промерзаемостью, определяющими соотношение между поверхностным и подземным стоками.

В горных районах Средней Азии водосборы рек, как правило, покрыты продуктами разрушения горных пород, откладывающимися по склонам гор и в понижениях рельефа. Крупно- и мелкообломочный материал обладает высокими фильтрационными свойствами, что сглаживает различия в почвенно-геологическом строении отдельных водосборов и приводит к замене поверхностного склонового, а на некоторых участках и руслового стока быстрым подземным стоком, что оказывает регулирующее влияние на максимальные расходы половодья и особенно дождевых паводков.

Высокие инфильтрационные свойства почво-грунтов горных водосборов приводят также к тому, что подземное питание синхронно ходу снеготаяния и в многолетнем разрезе колеблется в соответствии с колебаниями водности снежного покрова.

Роль своеобразных подземных водохранилищ, регулирующих поверхностный сток, играют горные долины и котловины (например, Кочкарская долина в бассейне р. Чу). Реки с аномально высоким подземным питанием: Чу, Шахимардан и др. — имеют меньшую внутригодовую неравномерность стока и его многолетнюю изменчивость.

Наиболее выраженную роль естественного многолетнего регулятора стока играет базисный сток, представляющий часть подземного питания рек Средней Азии. Определяемые им минимальные расходы реки зависят от водопроницаемости почво-грунтов водосбора.

В предгорных равнинах базисный сток, как правило, возрастает за счет выклинивания в реку возвратных вод, образующихся в результате фильтрационных потерь в оросительной сети и на полив-

ных участках. Особенно обильны подземные воды на периферии конусов выноса, где они выходят на поверхность в виде многочисленных родников, иногда дающих начало речкам подземного питания, называемым „карасу“ (река Красная в бассейне р.Чу, Сиаб в долине Зарафшана, Карагунон в Андижанском районе и др.).

Особую роль почвенно-геологические условия играют в карстовых районах, где может наблюдаться утечка воды вглубь, до полного исчезновения реки (реки Крыма) или выклинивание в реку целых подземных потоков (на Урале).

Лес и растительность оказывают на формирование речного стока разнообразное влияние. Массивы леса способствуют выпадению осадков, вызывая подъем воздушных масс и увеличивая турбулентный обмен воздуха по вертикали, а также препятствуют сдуванию и благоприятствуют задержанию надуваемого снега.

В период снеготаяния лес, особенно хвойный, затеняя снежный покров, уменьшает интенсивность и увеличивает продолжительность снеготаяния до 20 — 30 суток. Это увеличивает потери на фильтрацию, чему способствуют повышенная скважность почв в лесу и лесная подстилка. Замедляя скорость ветра и затеняя почву, лес уменьшает испарение с почвы, а транспирируя в атмосферу значительное количество влаги из почвы, снижает запасы подземных вод. На кронах деревьев задерживается часть выпадающих осадков, испаряющихся затем в атмосферу. Лес увеличивает склоновое задержание и уменьшает скорость склонового добегания. Благодаря всему сказанному влияние леса проявляется прежде всего в уменьшении максимальных расходов половодий, особенно дождевых паводков, и увеличении их продолжительности, а также в увеличении стока межени в районах с обильными осадками при глубоком залегании водонепроницаемых пластов. В районах, где осадков мало и непроницаемые пласты лежат неглубоко, лес, транспирируя большое количество влаги, может истощать запасы подземных вод, уменьшая сток межени.

Влияние леса на годовой сток оценивается по-разному. Так, О. П. Бочков и Д. Л. Соколовский считают, что на Европейской территории СССР лесные массивы в бассейнах крупных и средних равнинных рек, полностью дренирующих подземные воды, увеличивают годовой сток. Исследования же в Швейцарии и США показали, что годовой сток с облесенных водосборов малых горных рек на 10 — 30% меньше, чем с открытых. В. Л. Шульц тоже считает, что в Средней Азии облесение водосборов, за исключением особых случаев, уменьшает годовой сток. Но так как лесистость горной области Средней Азии невелика — в среднем 2,3% — и сплошных лесных массивов нет, влияние его на сток может быть существенным лишь для отдельных малых водосборов, например рек Северной Киргизии, где сосредоточено 63,5% всей площади лесов.

Травянистая растительность влияет на процессы стока, увеличивая поверхностное задержание и потери на фильтрацию и уменьшая скорости добегания, но из-за сезонного ее характера воздействует только на формирование дождевых паводков, уменьшая их максимальные расходы. На склонах гор, покрытых каменными осыпями, травянистая растительность отсутствует, почему влияние ее на формирование стока рек Средней Азии незначительно.

Некоторое воздействие на формирование стока могут оказывать расположенные на водосборе болота, особенно торфяные. Всасывая поверхностные и грунтовые воды с глубины до 6 *м*, они испаряют

их в атмосферу за счет транспирации болотной растительностью, уменьшая запасы подземных вод и сток межени. Весной болота могут отдавать избытки талых вод, если они напитаны водой или покрыты сверху замерзшим грунтом. В районах избыточного увлажнения болота, особенно расположенные у выхода грунтовых вод, могут увеличивать меженный сток и, снижая весеннее половодье, уменьшать внутригодовую неравномерность стока.

В горных районах Средней Азии болот мало, поэтому их влияние на сток среднеазиатских рек несущественно.

На формирование речного стока и режим рек существенно влияет хозяйственная деятельность человека, изменяющая поверхность речных бассейнов и процессы стекания, а также непосредственно воздействующая на естественный сток в руслах рек.

На поверхности бассейнов деятельность человека может изменять: 1) растительный покров, в частности площади залесения и площади болот; 2) состояние почвенного покрова; 3) характер поверхностного стока; 4) направление путей стока. К таким мероприятиям можно отнести: полезащитные лесонасаждения, травопольные севообороты, снегозадержание, распашку целины или, наоборот, задернение распаханных площадей (например, в приовраженных районах), вырубку лесов и облесение, в частности облесение песков, изменение путей стока системами постоянной и временной сети оросительных каналов, осушением и канализацией болот, овражно-укрепительные работы и т. п.

Один из наиболее доступных способов снегозадержания — поперечная пахота с валиками и бороздами — может обеспечить дополнительную задержку талой воды в размерах 20—60 *мм*. Повышение глубины поперечной вспашки с 20 до 30 *см* влечет дополнительное задержание воды на 50 *мм*. При наличии структурных почв, поперечных полезащитных лесных полос, поперечной бороздковой зяблевой вспашки, поперечной пахоты снега и других приемов снегозадержания в условиях юга СССР сток весенних вод может быть прекращен полностью.

Влияние обработки почв на величину поверхностного стока видно из табл. 24, полученной в результате опытов с дождеванием.

Таблица 24

Влияние обработки почвы на величину поверхностного стока при различных уклонах

Состояние почвы	Количество осадков, *мм*	Сток, *мм*	Коэффициент стока
Уклон 0,04			
Целина	70	23,5	0,33
Продольная пахота	66	3,3	0,05
Поперечная пахота	64	0,37	0,006
Уклон 0,08			
Целина	69	31,6	0,46
Продольная пахота	64	2,5	0,04
Поперечная пахота	66	0,8	0,012

Продольная пахота уменьшает поверхностный сток в 6 — 10 раз, а поперечная — практически до нуля.

Вырубка лесов может привести к существенному повышению неравномерности распределения стока внутри года, увеличению максимальных расходов, особенно от талых и ливневых вод, и уменьшению меженных расходов, а также усилить эрозионные процессы и увеличить твердый сток. Залесение открытых площадей влечет за собой обратные результаты.

Защитные лесные полосы на водоразделах и по границам полей севооборотов, по склонам балок и оврагов, по берегам рек и озер, вокруг прудов и водоемов, а также на массивах песка создают новый ландшафт и иные условия для накопления и таяния снега, ветра, температур, влажности воздуха, испарения с поверхности грунтов. Введение травопольных севооборотов и правильной системы обработки почв изменяет структуру почв (вместе с лесными насаждениями и снегозадержанием), а также условия стекания вод по поверхности и условия инфильтрации атмосферных вод в грунты. Широкое строительство прудов и водоемов влечет за собой перераспределение речного стока, а орошение водами местного стока влияет на увеличение влажности воздуха и инфильтрацию воды в глубь грунтов.

Воздействие человека на естественный речной сток проявляется в строительстве водохранилищ и других сооружений для изменения режима стока, в заборе воды из рек на орошение, в соединении рек различных бассейнов судоходными каналами или каналами для переброса воды из многоводных бассейнов в маловодные и т. д.

Особенно большую роль хозяйственная деятельность человека приобретает в Средней Азии, где, по выражению В. Л. Шульца, она становится одним из основных стокообразующих факторов и важной гидрологической особенностью. Хозяйственная деятельность человека здесь прежде всего сказывается на размерах области рассеивания стока, т. е. территории с резким преобладанием испарения влаги в атмосферу над осадками.

Благодаря орошению эта территория выходит далеко за пределы речных долин, охватывая как участки горной области, так и участки равнины с большими площадями, например, Бухарский и Хорезмский оазисы, Голодную степь, в ближайшем будущем Каршинскую степь и т. п. Границы орошаемой территории в прошлом неоднократно изменялись в результате сменявшихся расцветов и упадков материальной культуры общества.

Хозяйственная деятельность человека изменяет и гидрографическую сеть. Ирригационные каналы Средней Азии безусловно являются составным, но своеобразным элементом речной сети. Интенсивный разбор воды на орошение приводит к уменьшению стока по длине реки, вследствие чего многие реки Средней Азии не доходят до главной реки (например, Зарафшан), причем полный или почти полный разбор воды может осуществляться сразу после выхода реки из гор (ирригационные веера Соха, Исфары и других рек). Наряду с этим хозяйственная деятельность человека образует новые, в естественных условиях отсутствующие связи водотоков. Так, Каракумский канал перебрасывает часть стока Амударьи в бассейны маловодных рек Мургаба и Теджена, Южный Ферганский канал подает воду Карадарьи в низовья Акбуры, Аравана и Исфайрама, Большой Ферганский канал подпитывает Карадарью в период маловодья водами Нарына, а водами Нарына и Карадарьи — низовья Исфайрама, Шахи-

мардана, Соха, Исфары, Ходжабакиргана и других рек. Часть стока р. Зарафшан по каналу Эски-Ангор подается в бассейн маловодной Кашкадарьи, а низовья р. Зарафшан (Бухарская область), наоборот, получают воду из Амударьи по Аму-Бухарскому и Аму-Каракульскому машинным каналам. В Ташкентской области вода из Чирчика по Ташкентскому каналу подается в бассейн маловодной реки Ахангаран. Соединение различных рек каналами стирает грани между отдельными речными бассейнами. Под влиянием хозяйственной деятельности человека части области формирования стока могут переходить в область рассеивания, что характерно для рек Туркмении.

В пределах области рассеивания сток по длине реки уменьшается. Поэтому ее характеризуют модулями рассеивания стока. В Средней Азии модули рассеивания стока значительно превышают модули образования. Так, средний модуль рассеивания стока Зарафшанской долины составляет 16,9 *л/сек·км²* при модуле образования стока водосбора р. Зарафшан 10,7 *л/сек·км²*. В целом для Средней Азии модуль рассеивания стока, по В. Л. Шульцу, составляет 10,4 *л/сек·км²*, а с озером Балхаш и Аральским морем — 14 *л/сек·км²*.

Хозяйственная деятельность человека, воздействуя на режим стока рек Средней Азии, уменьшает сток половодий, так как основной водозабор на орошение сосредоточивается в период половодий, и увеличивает сток межени вследствие подпитывания реки возвратными водами, образующимися в результате больших фильтрационных потерь воды, поступающей в оросительные каналы и на поливные участки. Эти потери составляют (по В. Л. Шульцу) до 30% головного водозабора. Питая грунтовые воды, они повышают их уровень, что способствует выклиниванию грунтовых вод в русла каналов, рек и даже на поверхность. Особенностью режима возвратных вод является то, что, возвращаясь в реку значительно ниже места водозабора, они вследствие малых скоростей фильтрации поступают значительно позже времени водозабора, часто в начале межени. В период половодья поступление возвратных вод обычно минимальное и даже отрицательное (при питании грунтовых вод рекой).

Уменьшение стока половодья вследствие водозабора и увеличение стока межени за счет возвратных вод усиливаются в направлении к низовьям реки, что уменьшает естественную неравномерность стока по длине реки.

Большое значение приобретает также искусственное регулирование внутригодового режима стока водохранилищами и каналами-перебросами, соединяющими реки с различными типами питания для подпитывания реки в маловодный период водами другой реки, где в это время имеются излишки воды. Так, например, Большой Ферганский канал подает воду из Нарына в Карадарью после спада ее весеннего половодья, а воды Нарына и Карадарьи — в низовья Соха и Исфары до начала летнего половодья на этих реках.

Развернувшееся в республиках Средней Азии строительство водохранилищ, общая емкость которых к 1980 г. достигнет 50 млрд. *м³*, приведет к искусственному изменению не только внутригодового, но и многолетнего режима большинства рек, что будет способствовать наиболее эффективному использованию водных ресурсов для целей народного хозяйства.

В заключение рассмотрим кратко влияние основных синоптических процессов на режим среднеазиатских рек. Почти все синоптические процессы, наблюдающиеся в Средней Азии, могут вызывать кратковременные колебания водности рек.

Первые существенные подъемы расходов воды на горных реках Средней Азии наблюдаются в марте и иногда в феврале под действием прорывов южнокаспийских и мургабских циклонов или волновой деятельности по юго-востоку. Другие процессы в это время года паводков не вызывают из-за низких температур, при которых они протекают. Начиная с апреля паводки могут вызываться амударьинскими циклонами, западными, северо-западными и северными вторжениями, хотя основную роль продолжают играть южнокаспийские и мургабские циклоны и волновая деятельность. Начиная с мая и до конца лета роль юго-западных циклонов и волновой деятельности резко падает и все паводки возникают под воздействием либо западных, северо-западных или северных вторжений, либо летней термической депрессии. На холодном фронте циклонов осадков обычно выпадает много. Если они выпадают в виде дождя на большой площади, то могут усилить подъем воды в реке, вызванный таянием снега. Однако наступающее вслед за прохождением холодного фронта похолодание приводит к резкому ослаблению или даже прекращению таяния снега, а следовательно, и к снижению расходов, сначала быстрому, а затем медленному. При длительном периоде холодной погоды падение расходов может прекратиться через несколько дней. Новое повышение расходов начинается при прохождении следующего циклона с юго-запада или при возникновении волновой деятельности. При волновой деятельности подъемы воды в реках могут также вызываться выносом тропического воздуха в горные районы или дождями. Поскольку в период волновой деятельности обычно наблюдается несколько волн, следующих друг за другом, вызываемый ею подъем воды в реках более растянут по времени, а время пика расходов менее выражено, чем при подъемах, возникающих при юго-западных циклонах. Подъем воды при холодных вторжениях вызывается предфронтальным потеплением и выпадением дождей на фронте. Похолодание, наступающее после прохождения фронта, снижает расходы воды, причем падение расходов продолжается до начала достаточно интенсивного потепления, связанного с развитием термической депрессии или предшествующего новому похолоданию. При термической депрессии паводки образуются исключительно из-за повышения температуры, почему на реках, в водосборах которых запасы снега практически стаивают к июню, она паводковых подъемов не вызывает. Летние паводки на таких реках появляются после дождей на фронтах холодных вторжений. На реках, текущих с высоких гор, имеющих большие запасы вечных снегов и льдов, основные летние паводки (в июне — июле) вызываются развитием термической депрессии (такие паводки наблюдались в июле 1966 г. на р. Нарын и других реках Ферганской долины), а более слабые паводки в мае — июне — западными, северо-западными и северными вторжениями. Причиной же небольших апрельских подъемов воды служат юго-западные циклоны и волновая деятельность.

ГЛАВА IV.

РАСЧЕТЫ СТОКА И РЕЖИМА РЕК

§ 16. РАСЧЕТЫ ГОДОВОГО СТОКА

Расчеты годового стока связаны с использованием речного стока для народнохозяйственных целей (орошение, гидроэнергетика, водоснабжение и т. п.). Конечной их целью является определение расчетного объема годового стока, соответствующего некоторому проценту обеспеченности, установленному строительными нормами и правилами для тех или иных отраслей народного хозяйства. Расчетный объем годового стока, в свою очередь, определяет возможную площадь орошения, мощность ГЭС или другие показатели использования воды.

В процессе расчетов все операции производятся обычно со среднегодовыми расходами воды, связанными с объемом годового стока выражением $W_{\text{год}} = 31{,}56\ Q_{\text{ср год.}}$ Гидрологические наблюдения на реках содержат в основном данные о расходах воды, а при гидрологических анализах, в случае отсутствия данных наблюдений, используются модули стока, наиболее просто переводимые в расходы.

В зависимости от наличия и продолжительности гидрометрических наблюдений за стоком на рассматриваемой реке методы гидрологических расчетов разделяются на: 1) расчеты при наличии длительного ряда наблюдений; 2) расчеты при недостаточных данных наблюдений; 3) расчеты при отсутствии данных наблюдений.

Расчеты при наличии длительного ряда наблюдений

Если есть длительный ряд гидрометрических наблюдений на рассматриваемой реке, расчеты среднегодового стока сводятся к обработке данных наблюдений методами теории вероятностей с построением теоретической кривой обеспеченности среднегодовых расходов.

Возможность применения методов теории вероятностей к таким расчетам обосновывается тем, что годовые стоки реки в многолетнем разрезе образуют прерывный ряд, каждый член которого отделен от соседних промежутком времени, равным году. Это исключает или сильно ослабляет возможное влияние стоков соседних лет друг на друга, позволяя рассматривать их как независимые случайные величины, подчиняющиеся общим законам распределения случайных величин. Правильность этого можно проверить, вычисляя значения

коэффициента корреляции между среднегодовыми расходами смежных лет по формуле

$$r = \frac{\sum_{1}^{n-1} (x_i - x_0)(y_i - y_0)}{\sqrt{\sum_{1}^{n-1} (x_i - x_0)^2 \sum_{1}^{n-1} (y_i - y_0)^2}}, \qquad (4.1)$$

где $x_i = Q_i$; $y_i = Q_{i+1}$;

$$x_0 = \frac{\sum_{1}^{n-1} x_i}{n-1} = \frac{\sum_{1}^{n-1} Q_i}{n-1};$$

$$y_0 = \frac{\sum_{1}^{n-1} y_i}{n-1} = \frac{\sum_{2}^{n} Q_i}{n-1};$$

$i = 1, 2, 3 \ldots\ldots n$ — порядковый номер среднегодового расхода в хронологическом ряду наблюдений;

n — число лет наблюдений.

Так как величина коэффициента корреляции r является мерой тесноты связи, то отсутствие связи между стоками смежных лет определяется условием $r \leqslant 0{,}5$.

Подсчеты значений коэффициентов корреляции для рек Средней Азии показали отсутствие связи между водностью соседних лет, а следовательно, и возможность применения к расчетам теоретических кривых распределения. В гидрологических расчетах широко распространены кривые распределения Пирсона III типа или биномиальные кривые распределения, называемые также *функциями трехпараметрического гамма-распределения* (см. § 3). Построенные на их основе теоретические кривые обеспеченности в большинстве случаев удовлетворительно совпадают с натуральными гидрологическими материалами (хотя при $P \to 0$, $Q_p \to \infty$, что не соответствует физической сущности гидрологических явлений).

Применяя биномиальную кривую распределения, значения расходов любого процента обеспеченности P определяют по формуле (1.50), приведенной к виду:

$$Q_p = Q_0(1 + C_v \Phi_p), \qquad (4.2)$$

где Q_0 — норма среднегодовых расходов;

C_v — коэффициент вариации среднегодовых расходов;

Φ_p — число Фостера — Рыбкина, определяемое по табл. 5 в зависимости от процента обеспеченности P и коэффициента асимметрии C_s.

Параметры кривой распределения Q_0, C_v и C_s определяются по выражениям, полученным из (1.31), (1.36) и (1.37) заменой $X_i = Q_i$ $X_0 = Q_0$

$$Q_0 = \frac{\sum_{1}^{n} Q_i}{n}; \qquad (4.3)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{1}^{n} (Q_i - Q_0)^2}{n \cdot Q_0^2}} = \sqrt{\frac{\sum_{1}^{n} (K_i - 1)^2}{n}} \qquad (4.4)$$

или при $n < 30$ лет

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_1^n (K_i - 1)^2}{n-1}}; \tag{4.5}$$

$$C_s = \frac{\sum_1^n (Q_i - Q_0)^3}{Q_0^3 \cdot C_v^3 (n-1)} = \frac{\sum_1^n (K_i - 1)^3}{(n-1) C_v^3}. \tag{4.6}$$

В этих формулах $K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$ — модульный коэффициент.

Введение модульных коэффициентов K_i упрощает процесс вычисления C_v и C_s.

Значения Q_0, C_v и C_s, определенные по приведенным выражениям, имеют закономерные погрешности (ошибки), связанные с природой случайных величин и зависящие от числа лет наблюдений n.

Вычисление этих погрешностей (ошибок) производится по формулам:

а) ошибка в величине Q_0

$$\sigma_{Q_0} = \pm \frac{100 \cdot C_v}{\sqrt{n}} \ \%; \tag{4.7}$$

б) ошибка в величине C_v

$$\sigma_{C_v} = \pm 100 \sqrt{\frac{1 + 3C_v^2}{2(n-1)}} \ \%; \tag{4.8}$$

в) ошибка в величине C_s

$$\sigma_{C_s} = \pm \frac{100}{C_s} \sqrt{\frac{6}{n} \cdot (1 + 6\,C_v^2 + 5\,C_v^4)} \ \%. \tag{4.9}$$

Вычисленные по этим формулам значения ошибок в зависимости от величины C_v и числа лет наблюдений n приведены в табл 25.

Таблица 25

Cv	Ошибки в величине	Число лет наблюдений				
		10	20	30	50	100
0,10	Q_0	3,2	2,2	1,8	1,4	1,0
	C_v	24,0	16,5	13,3	10,2	7,2
	C_s	399,0	281,0	234,0	178,0	125,0
0,20	Q_0	6,4	4,5	3,7	2,8	2,0
	C_v	25,0	17,2	13,9	10,7	7,5
	C_s	216,0	153,0	125,0	96,0	69,0
0,40	Q_0	9,5	6,7	7,3	5,7	3,0
	C_v	28,7	19,7	16,0	12,3	8,6
	C_s	140,0	99,0	80,0	63,0	44,0
0,60	Q_0	19,0	13,4	11,0	8,5	6,0
	C_v	34,0	23,4	18,9	14,5	10,2
	C_s	126,0	85,0	72,0	56,0	39,0

Из таблицы видно, что ошибки с увеличением числа лет наблюдений быстро уменьшаются. Значительных ошибок в величине Q_0 и C_v можно избежать, если ограничить применение теоретических кривых распределения условием, чтобы число лет наблюдений (длительность ряда) была не меньше некоторого минимума, соответствующего предельно допустимым ошибкам. В. Л. Шульц, исходя из выражений (4.7) и (4.8), дает следующие значения минимального числа лет наблюдений, необходимого для определения Q_0 с ошибкой $\pm$ 5% и C_v с ошибкой $\pm$ 20% (табл. 26).

Таблица 26

Минимальное число лет наблюдений n	Коэффициент вариации C_v					
	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35
При $\sigma_{Q_0} < \pm 5\%$	4	9	16	25	36	49
При $\sigma_{C_v} < \pm 20\%$	15	15	16	17	18	19

Ошибка $\sigma_{C_v} = \pm$ 20% при $C_v \leqslant 0{,}30$; $C_s = 2\,C_v$ и $P \leqslant 90\%$ дает ошибку в величине расчетного расхода Q_p не более 10%.

Строительные нормы и правила устанавливают минимальную продолжительность ряда непрерывных гидрометрических наблюдений, который может быть использован для вычисления параметров биномиальной кривой $n = 20$ лет (для северных рек и рек Средней Азии, имеющих $C_v = 0{,}30 - 0{,}20$ и менее, допускается более короткий период — 15—16 лет). Минимально допустимая продолжительность периода наблюдений должна достаточно полно охватывать возможные многолетние колебания водности в пределах от максимума до минимума.

Анализ многолетних колебаний водности рек Средней Азии показывает достаточную устойчивость средних значений стока в течение последних 50 лет, причем любой 25-летний период внутри этих 50 лет дает величину стока, близкую к средней. Так, средние расходы воды за 1933—1958 гг. для рек ледниково - снегового и снегово-ледникового питания отличаются от средних за более длительный период на 2—3%, а для Зарафшана и Нарына — менее 1%.

Наблюдения, используемые для расчетов, не должны иметь перерывов, исключающих возможность определения среднегодового расхода хотя бы одного года. При наличии перерыва может быть использована только часть периода наблюдений, удовлетворяющая требованию непрерывности, продолжительность которой должна быть не менее минимальной.

Кроме того, изменения режима стока под влиянием хозяйственной деятельности человека в период наблюдений не должны вызывать изменения среднегодовых расходов воды в гидрометрическом створе более чем на $\pm$ 5—10%.

При расширении ирригационной сети, дающем более значительные изменения режима стока, последние годы периода исключают из расчета или исправляют с учетом изменения водозабора в каналы, русловых потерь и поступления выклинивающихся подземных вод с орошаемой территории.

На точность расчетов незначительно влияет так называемая *разрезка года,* т. е. выбор начала лет, входящих в рассматриваемый

период наблюдений. Как указывалось, с генетической точки зрения наиболее правильно принимать за начало гидрологического года момент начала аккумуляции твердых осадков на водосборе, который обеспечивает минимальную связь между годовыми стоками смежных лет, поскольку осадки рассматриваемого года расходуются на образование стока главным образом этого же года. Для среднеазиатских рек допустима обычная календарная разрезка года, принимающая за начало 1 января, которая дает ошибку в величине коэффициента вариации годовых стоков не более 1—2%.

Норму стока Q_0 и коэффициент вариации C_v вычисляют по таблице. Пример вычислений для Амударьи (пост Чатлы) показан в табл. 27.

Таблица 27

№ m	В хронологическом порядке: годы наблюдений	В хронологическом порядке: ср. годовые расходы Q_i м³/сек	В убывающем порядке: годы наблюдений	В убывающем порядке: ср. годовые расходы Q_i м³/сек	Модульные коэффициенты $K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$	$K_i - 1$	$(K_i - 1)^2$	Обеспеченность $p = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100$
1	1943	1610	1945	2040	1,419	0,419	0,176	3,43
2	1944	1590	1949	1805	1,257	0,257	0,066	8,33
3	1945	2040	1952	1750	1,219	0,219	0,048	13,23
4	1946	1290	1945	1750	1,219	0,219	0,048	18,13
5	1947	1110	1953	1740	1,212	0,212	0,045	23,03
6	1948	1510	1958	1660	1,156	0,156	0,024	27,93
7	1949	1805	1943	1610	1,121	0,121	0,015	32,84
8	1950	1300	1944	1590	1,107	0,107	0,011	37,74
9	1951	1060	1956	1520	1,059	0,059	0,004	42,64
10	1952	1750	1948	1510	1,052	0,052	0,003	47,54
11	1953	1740	1959	1470	1,024	0,024	0,001	52,45
12	1954	1750	1955	1330	0,926	−0,074	0,005	57,35
13	1955	1330	1960	1320	0,919	−0,081	0,007	62,25
14	1956	1520	1950	1300	0,905	−0,095	0,009	67,15
15	1957	980	1946	1290	0,898	−0,102	0,010	72,05
16	1958	1660	1947	1110	0,773	−0,227	0,051	76,96
17	1959	1470	1951	1060	0,738	−0,262	0,069	81,86
18	1960	1320	1961	984	0,685	−0,315	0,099	87,76
19	1961	984	1957	980	0,682	−0,318	0,101	91,66
20	1962	901	1962	901	0,627	−0,373	0,139	96,56

$$\sum Q_i = 28720 \qquad \sum (K_i - 1)^2 = 0{,}931.$$

По данным таблицы определяем норму стока

$$Q_0 = \frac{\sum Q_i}{n} = \frac{28720}{20} = 1436 \ м^3/сек$$

и коэффициент вариации

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (K_i - 1)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{0{,}931}{19}} = 0{,}221.$$

В последнем столбце таблицы подсчитана обеспеченность наблюденных расходов по формуле:

$$P = \frac{m - 0{,}3}{n + 0{,}4} 100\%, \qquad (4.10)$$

где m — номер расхода в убывающем порядке;

n — общее число лет наблюдений.

Обычно в практике гидрологических расчетов для среднегодовых расходов предварительное значение коэффициента асимметрии при-

нимается $C_s = 2C_v$, что в большем числе случаев дает удовлетворительное совпадение теоретической кривой с натурными точками. Ординаты теоретической кривой обеспеченности вычисляют по следующей форме:

Ординаты	% обеспеченности											
	1	3	5	10	15	25	50	75	90	95	98	99
$Q_p = Q_0 (1 + C_v \cdot \Phi_p)$												

Значение Φ_p определяется по таблице в зависимости от коэффициента асимметрии и процента обеспеченности.

Вычисление ординат теоретической кривой обеспеченности обязательно во всех случаях расчета годовых стоков. По вычисленным ординатам строится теоретическая кривая обеспеченности, которая сопоставляется с натурными точками (рис. 88). Для нанесения последних используют эмпирические обеспеченности, определенные по формуле (4. 10).

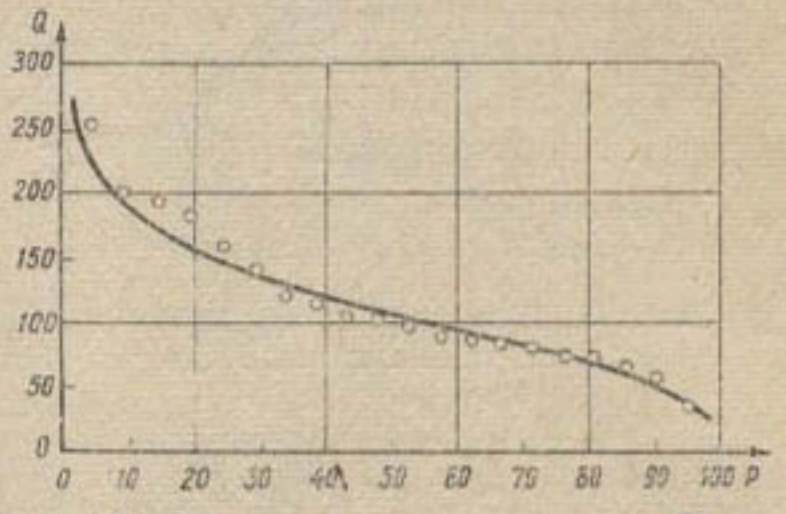


Рис. 88. Сопоставление теоретической кривой обеспеченности с натурными точками.

Сопоставляя теоретическую кривую обеспеченности с натурными точками, надо иметь в виду, что:

а) изменение величины нормы среднегодовых расходов Q_0 поднимает кривую обеспеченности при увеличении Q_0 и опускает — при уменьшении Q_0 (рис. 89);

б) увеличение значения коэффициента вариации C_v повышает кривую обеспеченности при процентах обеспеченности $P < 50\%$ и понижает при $P > 50\%$.

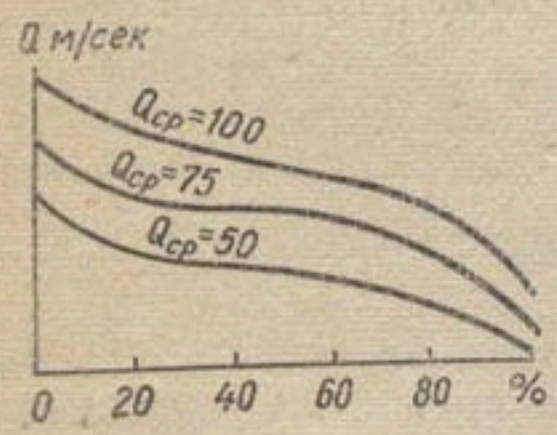


Рис. 89. Влияние среднего расхода на кривые обеспеченности.

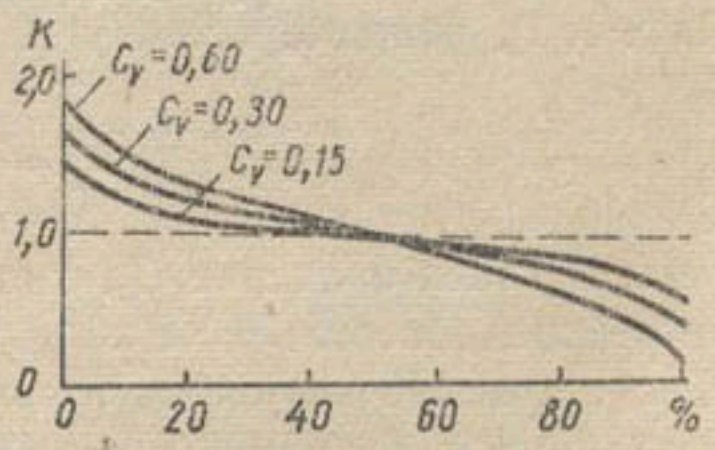


Рис. 90. Влияние коэффициента вариации на кривые обеспеченности.

Уменьшение C_v действует обратно (понижает кривую при $P < 50\%$ и повышает при $P > 50\%$). При $C_v = 0$ кривая обеспеченности изображается прямой, параллельной оси P ($Q_p = Q_0 = \text{const}$). При увеличении C_v наклон кривой обеспеченности, характеризующий изменчивость расходов, возрастает, почему коэффициент вариации рассматривается как характеристика изменчивости (рис. 90);

в) увеличение значения коэффициента асимметрии C_s повышает кривую обеспеченности в области малых ($P < 25\%$) и больших ($P > 75\%$) процентов обеспеченности и понижает в области средних значений, уменьшение действует обратно (рис. 91). При этом кривая обеспеченности в области малых процентов при увеличении C_s повышается быстрее, чем в области больших процентов. Перекос кривой характеризует асимметричность распределения расходов, почему коэффициент асимметрии рассматривается как характеристика асимметричности.

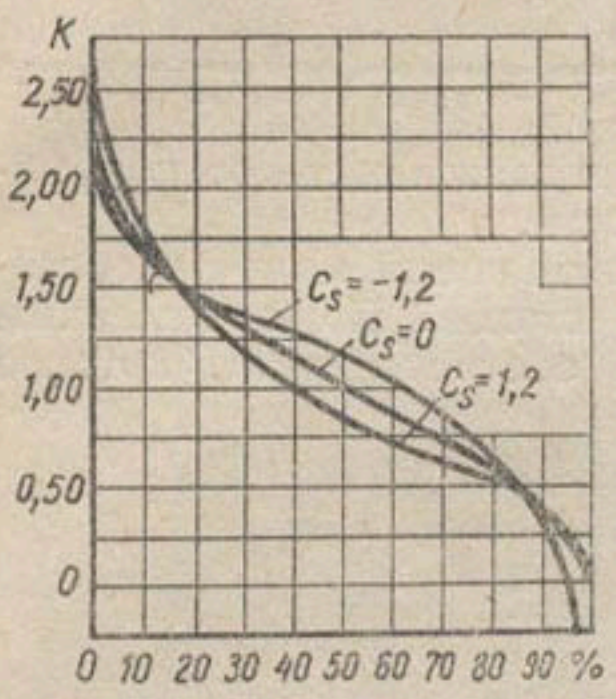


Рис. 91. Влияние коэффициента асимметрии на кривые обеспеченности.

Исходя из сказанного и сопоставляя теоретическую кривую обеспеченности с натурными точками, можно сделать выводы о правильности вычислений Q_0 и C_v и допустимости принятого значения C_s.

Например, на рис. 92 норма среднегодовых расходов Q_0 завышена для сплошной кривой *а*, которая проходит выше натурных точек, и занижена для пунктирной *б*, проведенной ниже.

На рис. 93 коэффициент вариации C_v завышен для сплошной кривой *а* (кривая поднимается круче натурных точек) и занижен для пунктирной *б* (кривая идет положе). Наконец, из рис. 94 следует, что коэффициент асимметрии должен быть увеличен против принятого значения $C_s = 2C_v$, так как натурные точки в области малых значений P располагаются выше теоретической кривой обеспеченности, а в области средних значений P — ниже (увеличение C_s поднимет кривую по концам и опустит посередине).

Для определения нужного значения C_v можно с учетом расположения натурных точек и общего характера построенной теоретической кривой обеспеченности наметить теоретическую точку (вне этой кривой), например, точку A на рис. 94, и, определив:

$$\Phi_A = \frac{Q_A - Q_0}{C_v \cdot Q_0}, \qquad (4.11)$$

по табл. 8 найти значение C_s, соответствующее значению Φ_A при проценте обеспеченности $P = P_A$.

Расположение натурных точек, показанное на рис. 95, говорит о физической неприменимости биномиальной кривой для описания натурного материала, так как теоретическую кривую обеспеченности, построенную при $C_s = 2C_v$ в соответствии с натурными точками, надо опустить по краям и поднять в средней части, приняв $C_s < 2\ C_v$.

Если очертание биномиальной кривой резко не соответствует расположению натурных точек, то применяются другие типы теоретических кривых:

1. *Кривая распределения Пирсона I типа* (распространена в практике гидрологических расчетов в США). Ординаты кривой обеспеченности вычисляют по формуле (4.2) при определении значений $\Phi_p = f(p, C_s)$ по специальной таблице. Кривая распределения Пирсона I ограничена с обеих сторон ($Q_{100\%} < \infty$), поэтому расчеты, основанные на ее использовании, дают меньшие значения Q_p в обла-

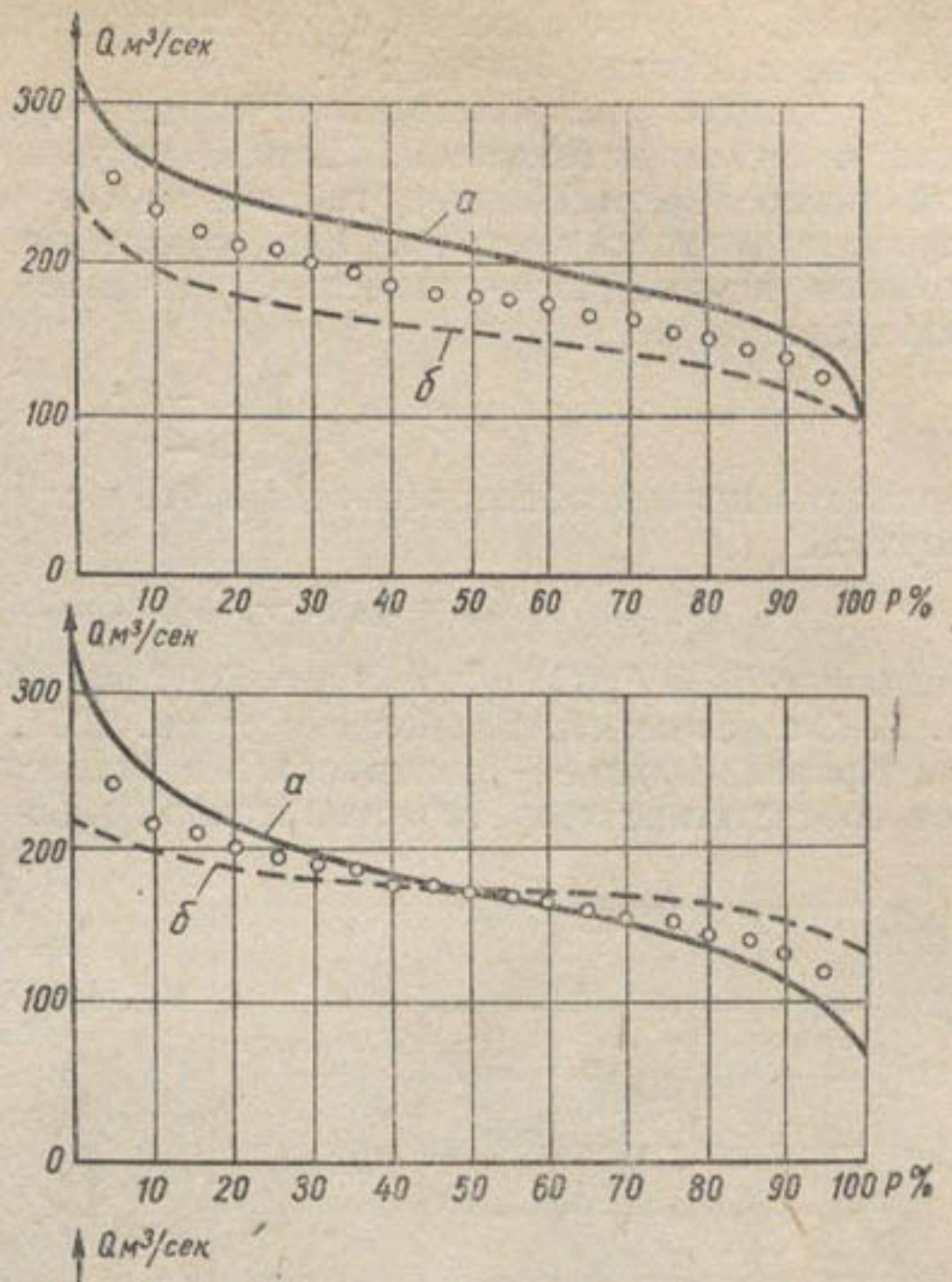


Рис. 92. Расхождение теоретической кривой обеспеченности с натурными точками из-за ошибки в величине Q_0.

Рис. 93. Расхождение теоретической кривой обеспеченности с натурными точками из-за ошибки в величине C_v.

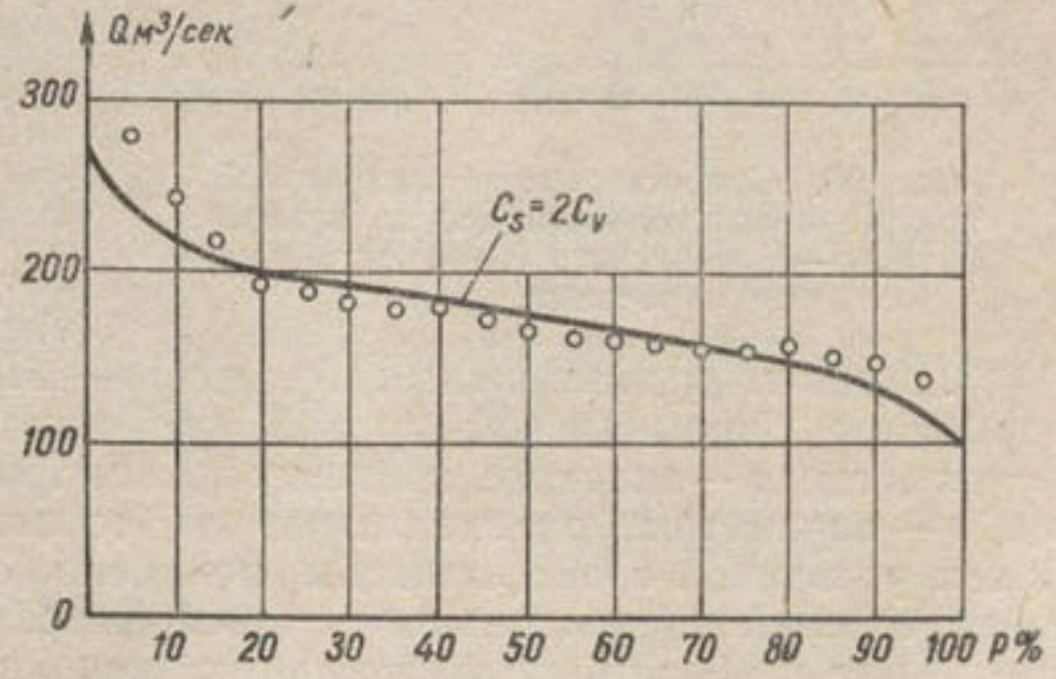


Рис. 94. Расхождение теоретической кривой с натурными точками при заниженном значении C_v.

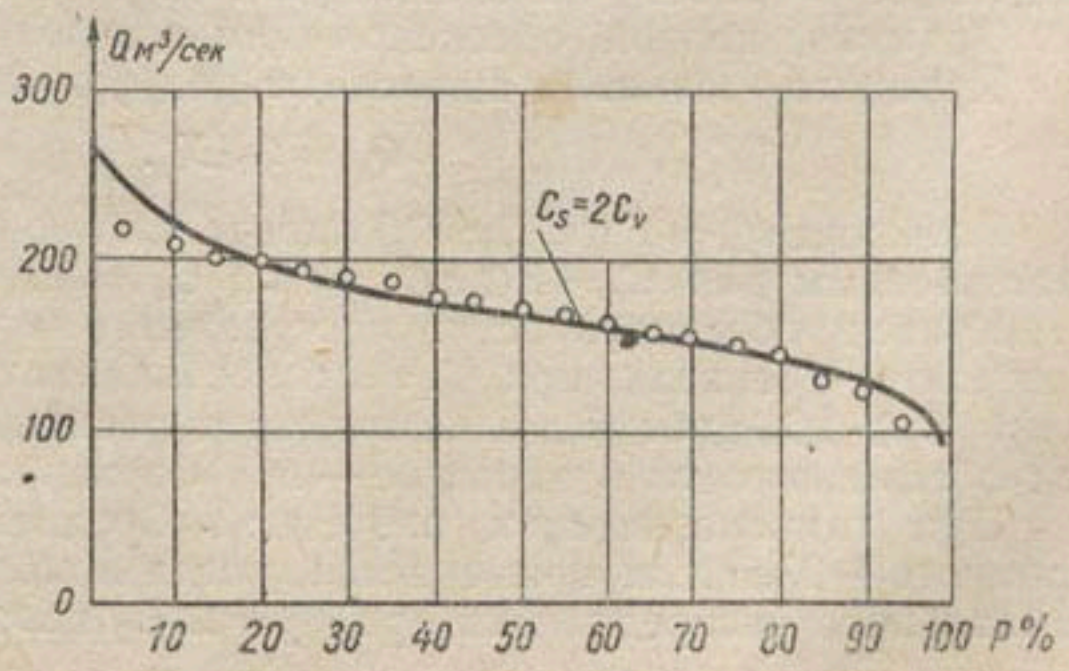


Рис. 95. Расхождение теоретической кривой с натурными точками при завышенном значении C_s.

сти малых P (по сравнению с расчетами по биномиальной кривой) и большие в области больших P.

2. *Кривая распределения Шарлье — Мялковского* (полученная скандинавским математиком Шарлье из уравнения нормальной кривой распределения) более гибка и может иметь положительную и отрицательную асимметрию. Вид уравнения определяется дополнительным параметром — эксцессом, значение которого вычисляют по формуле:

$$E = \frac{1}{8}\left[\frac{\sum (K-1)^4}{C_v^4 (n-1)} - 3\right]. \qquad (4.12)$$

Ординаты кривой обеспеченности в этом случае вычисляют по формуле

$$Q_p = Q_0 [1 + C_v (Ш + Ш_E)]. \qquad (4.13)$$

Значения $Ш = F_1 (C_s, p)$ и $Ш_s = F_2 (E_1 p)$ находят по таблицам (см. А. В. Огиевский. Гидрология суши. 1951, стр. 134—137).

Кривая Шарлье — Мялковского в ряде случаев дает более близкое соответствие теоретической кривой обеспеченности расположению натурных точек (рис. 96). Однако в практике гидрологических расчетов она не получила распространения. Основанные на ней расчеты при $C_s < 2\ C_v$ не дают отрицательных значений для $p \geqslant 99\%$ только при $C_v < 0{,}70$—$0{,}45$. Для вычисления эксцесса по формуле (4.12) необходим ряд непрерывных наблюдений 40—50 лет (при меньшей длительности принимают $E = 0{,}20$, что дает запас в расчетах).

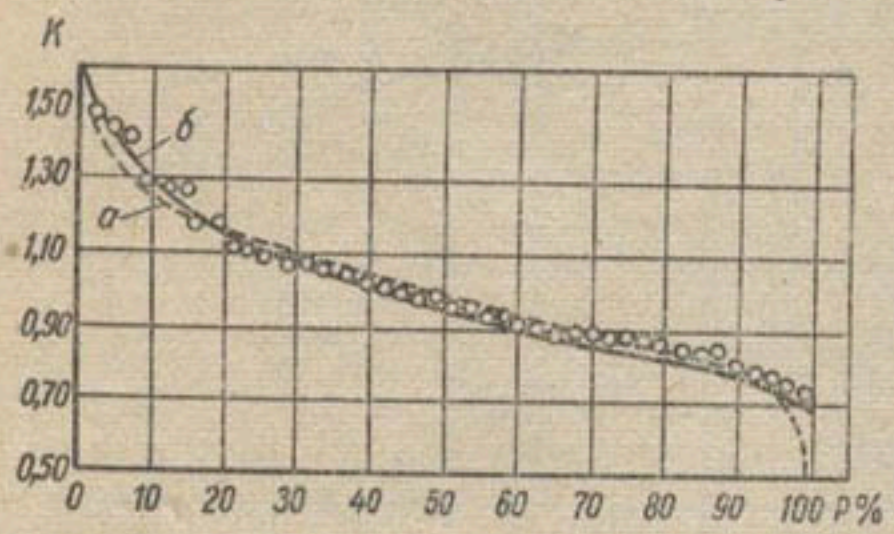


Рис. 96. Сопоставление биномиальной кривой обеспеченности (*а*) и кривой Шарлье—Мялковского (*б*) с натурными точками.

3. *Кривая распределения Крицкого — Менкеля* получена трансформацией биномиальной кривой при помощи степенной функции $z = ax^b$, где z — значение признака нового трансформированного ряда, a и b — параметры, определяемые на основе натуральных данных. Путем указанной трансформации получено семейство кривых, у которых нижний предел величины признака равен нулю, т. е. все кривые лежат в области положительных значений.

Ординаты кривой обеспеченности с использованием распределения Крицкого—Менкеля вычисляют по формуле:

$$Q_p = Q_0 \cdot K_p. \qquad (4.14)$$

Значения $K_p = F(p;\ C_v;\ C_s)$ определяют по специальным таблицам, составленным для $C_s = 2C_v$; $C_s = 3C_v$; $C_s = 4C_v$ и т. д.

Кривая обеспеченности, построенная на основе распределения Крицкого — Менкеля, при $C_s = 2C_v$ совпадает с биномиальной кривой, а при $C_s > 2C_v$ дает большие значения расходов при малых процентах обеспеченности и меньшие — при больших.

При гидрологических расчетах в Средней Азии распределение Крицкого — Менкеля применяется, когда кривая обеспеченности, биномиального распределения при $C_s = 2\ C_v$ плохо соответствует натур-

ным точкам. Значение C_s подбирают такое, при котором достигается наилучшее соответствие наблюденных значений средних годовых расходов с теоретической кривой.

Если очертание теоретической кривой обеспеченности не соответствует натурному материалу, подходы к определению параметров Q_0, C_v и C_s могут быть различными. С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель рекомендуют для более объективной оценки коэффициента вариации C_v определять его значения „методом наибольшего правдоподобия", используя величину

$$\lambda = \frac{\sum_1^n \lg K_i}{n-1} = \frac{1}{n-1}\left(\sum_1^n \lg Q_i - n \cdot \lg Q_0\right), \qquad (4.15)$$

где K_i — модульные коэффициенты натурного ряда расходов Q_i.

Значения C_v, соответствующие вычисленным значениям λ, определяют по табл. 28.

Таблица 28

λ	C_v	λ	C_v	λ	C_v
0,020	0,31	0,070	0,56	0,12	0,715
0,025	0,34	0,075	0,57	0,14	0,77
0,030	0,37	0,080	0,59	0,16	0,815
0,040	0,425	0,085	0,61	0,18	0,86
0,045	0,450	0,090	0,625	0,20	0,905
0,050	0,47	0,095	0,64	0,30	1,08
0,055	0,495	0,10	0,66	0,40	1,23
0,060	0,52	0,11	0,69	0,50	1,355
				0,60	1,465

Метод наибольшего правдоподобия приемлем для определения значений коэффициента вариации годового стока рек степных районов, где $C_v \geqslant 1$ и дает значения C_v меньше, чем по формуле (4.5).

В. В. Лебедев приводит следующую таблицу значений C_v среднегодового стока рек Северного Казахстана.

Таблица 29

Река	Пост	Значение C_v, вычисленные	
		по формуле (4.5)	по методу наибольшего правдоподобия
Тобол	Кустанай	1,16	1,05
"	Курган	1,02	0,88
Ишим	Целиноград	0,91	0,91
Нура	Сергиопольское	0,90	0,83
Джаксы	Сарысу	1,04	0,91
Иргиз	Иргиз	1,13	1,06

И. А. Бузунов предложил определять параметры C_v и C_s биномиальной кривой распределения, нанося на график обеспеченности натурные точки [натурные расходы и их обеспеченности, определенные по эмпирической формуле (1.25) или (1.24)] и выбирая, исходя из расположения этих точек, две точки Q_1; P_1 (в области больших P),

Q_2; P_2 (в области малых P), через которые должна пройти кривая обеспеченности (рис. 97). Вычисляя отношение:

$$\frac{\Phi_1}{\Phi_2} = \frac{Q_1 - Q_0}{Q_2 - Q_0}, \tag{4.16}$$

по табл. 30 определяют значение коэффициента асимметрии C_s. Затем, определив по табл. 5 $\Phi_1 = F(C_s, P_1)$, вычисляют значение коэффициента вариации C_v по формуле:

$$C_v = \frac{Q_1 - Q_0}{\Phi_1 \cdot Q}. \tag{4.17}$$

Таблица 30

Определение коэффициента асимметрии C_s по отношению $\frac{\Phi_1}{\Phi_2}$

C_s	$\frac{\Phi 90\%}{\Phi 10\%}$	$\frac{\Phi 80\%}{\Phi 20\%}$	$\frac{\Phi 75\%}{\Phi 25\%}$	$\frac{\Phi 70\%}{\Phi 30\%}$	C_s	$\frac{\Phi 90\%}{\Phi 10\%}$	$\frac{\Phi 80\%}{\Phi 20\%}$	$\frac{\Phi 15\%}{\Phi 25\%}$	$\frac{\Phi 10\%}{\Phi 30\%}$
0	—1,00	—1,000	—1,00	—1,00	1,6	—0,750	—1,200	—1,58	—2,30
0,1	—0,985	—1,010	—1,02	—1,04	1,7	—0,735	—1,215	—1,63	—2,50
0,2	—0,970	—1,020	—1,05	—1,08	1,8	—0,720	—1,230	—1,68	—2,70
0,3	—0,950	—1,030	—1,07	—1,13	1,9	—0,705	—1,245	—1,73	—2,90
0,4	—0,930	—1,045	—1,11	—1,20	2,0	—0,690	—1,260	—1,79	—3,20
0,5	—0,915	—1,050	—1,14	—1,27	2,1	—0,675	—1,275	—1,83	—3,40
0,6	—0,900	—1,060	—1,18	—1,35	2,2	—0,660	—1,290	—1,89	—3,70
0,7	—0,885	—1,075	—1,21	—1,43	2,3	—0,645	—1,305	—1,94	—4,15
0,8	—0,870	—1,096	—1,26	—1,52	2,4	—0,630	—1,320	—2,00	—4,75
0,9	—0,855	—1,105	—1,29	—1,60	2,5	—0,615	—1,335	—2,05	—5,25
1,0	—0,840	—1,120	—1,33	—1,70	2,6	—0,600	—1,350	—2,12	—6,00
1,1	—0,825	—1,135	—1,36	—1,78	2,7	—0,590	—1,365	—2,18	—7,5
1,2	—0,810	—1,150	—1,41	—1,88	2,8	—0,580	—1,380	—2,25	—10,0
1,3	—0,795	—1,165	—1,45	—1,96	2,9	—0,565	—1,400	—2,32	—14,0
1,4	—0,780	—1,170	—1,49	—2,06	3,0	—0,550	—1,420	—2,40	—19,0
1,5	—0,765	—1,185	—1,53	—2,17	—	—	—	—	—

Исходя из полученных значений C_v и C_s, вычисляют ординаты теоретической кривой обеспеченности и, построив ее на графике, проверяют ее соответствие нанесенным натурным точкам.

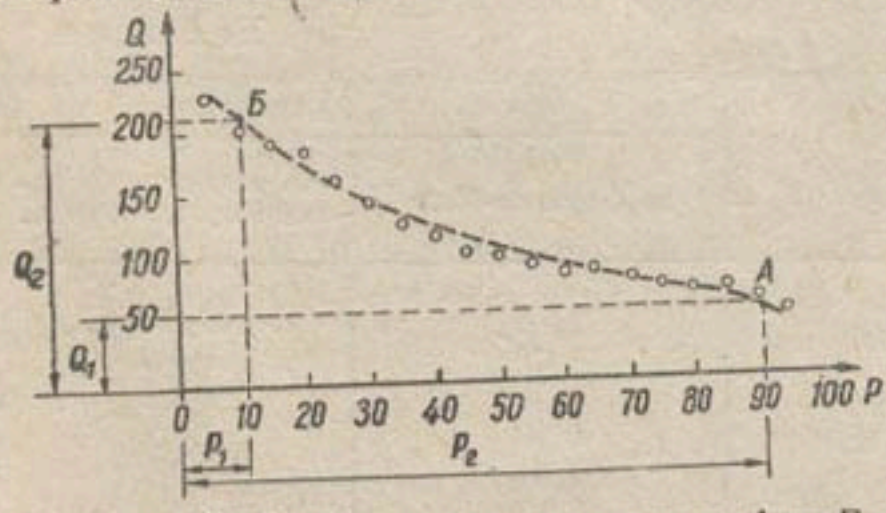


Рис. 97. Выбор исходных точек A и $Б$ для определения параметров теоретической кривой обеспеченности по расположению натурных точек.

Чтобы теоретическая кривая больше соответствовала натурным точкам, значения C_v и C_s несколько изменяют. Рекомендуются следующие сочетания значений P_1 и P_2: 1) 90 и 10%; 2) 80 и 20%; 3) 75 и 25%; 4) 70 и 30%.

Для расчетов, не требующих большой точности, приближенное значение среднегодового расхода заданного процента обеспеченности определяют, как расход натурного ряда, расположенного по убывающей величине Q, имеющий порядковый номер в этом ряду m, наиболее близкий к величине m_p, вычисленной по формуле:

$$m_p = \frac{p}{100}(n+1)$$

или

$$m_p = \frac{p}{100}(n+0{,}4) + 03.$$

В частности, при $p = 50$ и 75% значения m_p будут:

$$m_{50\%} = 0{,}5\ (n+1);$$
$$m_{75\%} = 0{,}75\,(n+1). \qquad (4.18)$$

Естественный режим рек Средней Азии существенно изменяется от хозяйственной деятельности человека. Поэтому в створах с непостоянным режимом изменчивость годового стока можно получить лишь „для данной ступени развития водохозяйственных мероприятий. Каждая новая ступень будет характеризоваться другой вариантностью годового стока" (В. Л. Шульц), а следовательно, требует построения самостоятельной кривой обеспеченности (или введения в построенную специальных поправок, учитывающих изменение Q_0 и C_v, если колебание среднегодовых расходов в результате изменения хозяйственной деятельности превышает 10% их величины).

Расчеты при недостаточных данных наблюдений

Недостаточными считаются данные наблюдений, продолжительность которых меньше предельно допустимой (15—20 лет) или разрывы непрерывности которых разделяют их на отдельные периоды с продолжительностью меньше предельно допустимой. В этих случаях основное внимание обращают на возможность удлинения ряда или восстановления данных для периодов перерыва наблюдений, после чего полученный ряд обрабатывают обычными методами.

Чтобы удлинить короткий ряд или восстановить данные за периоды перерыва наблюдений, используют связи среднегодовых расходов рассматриваемой реки с годовым количеством осадков, выпадающих на ее водосборе, или со среднегодовыми расходами гидрологически хорошо изученной, с достаточным периодом непрерывных наблюдений, реки-аналога.

В первом случае между взятыми величинами имеется непосредственная причинная связь (расходы воды в реке определяются осадками), во втором — косвенная (расходы двух рек могут иметь связь лишь при близком количестве осадков, выпадающих на их водосборах). Непосредственная причинная связь между годовыми стоками реки и годовым количеством осадков, выпадающих на ее водосборе в горных районах, существенно искажается высотой местности, от которой зависят распределение осадков по их видам, продолжительность периода аккумуляции твердых осадков и ход снеготаяния.

Как уже отмечалось, с высотой водосбора увеличивается роль вечных снегов и ледников в питании реки. При этом многолетний ход ледниково-снегового половодья противоположен многолетнему ходу годового стока (с увеличением годового стока доля ледниково-снеговой составляющей уменьшается). Поэтому у среднеазиатских рек ледниково-снегового питания, значительную роль в формировании которых играет годовой ход температуры, летние расходы воды связаны с накоплением снега в горах менее тесно, чем у рек с более низкими водосборами.

Однако сток рек ледниково-снегового питания не связан прямо с температурой воздуха весеннего полугодия. Коэффициент корреляции r между летними расходами и дневными температурами воздуха отрицательный. Для Амударьи и Нарына он равен 0,54, Зарафшана — 0,28, Исфайрамсая — 0,38 и по величине меньше значений r между стоком и зимними осадками. Это объясняется тем, что в многоводные годы в горах накапливаются большие запасы снега, на растапливание которых затрачивается много тепла, вследствие чего температура воздуха снижается.

По мнению З. В. Джорджио, для большинства рек Средней Азии все же можно найти удовлетворительную связь стока с осадками. В частности, хорошие связи между летними расходами воды и количеством зимних осадков с коэффициентом корреляции, близким к единице, показывают расходы р. Чирчик с данными наблюдений метеорологических станций Ташкент и Чимкент, р. Талас и станции Джамбул, р. Нарын со станцией Нарын. К сожалению, сеть метеорологических станций в горных районах Средней Азии пока недостаточна. Поэтому основным видом связей, используемых для продления коротких рядов гидрометрических наблюдений, являются связи среднегодовых расходов недостаточно изученных рек со среднегодовыми расходами гидрологически изученных створов рек-аналогов.

В. Л. Шульц указывает, что выбор створа-аналога — задача трудная, требующая нескольких попыток, так как лучший створ-аналог часто значительно удален от рассматриваемого створа реки. Наиболее просто эта задача решается, если на рассматриваемой реке есть достаточно изученный створ, который может быть принят в качестве створа-аналога (расходы на обоих створах не должны различаться более чем на 20—30%, а условия питания достаточно близки).

Выбирая реку-аналог или створ-аналог, руководствуются сходством физико-географических условий водосборов рассматриваемой реки и реки-аналога, в частности сходством:

1) высотного положения, орографии и расположения относительно влагоносных ветров;

2) общих климатических условий, особенно количества осадков и температуры;

3) растительного покрова;

4) озерности и заболоченности;

5) площадей водосбора (которые должны различаться не более чем на 20—30% и иметь одинаковую конфигурацию).

Достаточное сходство водосборов по указанным характеристикам даже при значительном их удалении друг от друга дает основание для переноса выводов о стоке с исследованного створа на малоизученный.

Необходимые для последующего удлинения короткого ряда наблюдений (или приведения рядов к одному периоду) связи могут строиться чисто графически или методами корреляции, дающими уравнение связи (уравнение регрессии). В обоих случаях для построения кривых связи используют натурные данные параллельных (совместных) наблюдений за одинаковые годы. Число лет таких параллельных наблюдений n должно удовлетворять условию

$$r\sqrt{n-1} \geqslant 3, \tag{4.19}$$

т. е. должно быть не менее 10 (r — коэффициент корреляции).

Графически кривую связи строят тогда, когда натурные точки параллельных наблюдений располагаются с небольшим разбросом, и

проведенная по ним плавная кривая дает отклонения от натурных точек не более 10—15% величины их координат. Для проведенных кривых аналитическим путем подбирают уравнения. Недостатком этого приема является произвольность кривой связи при большом разбросе натурных точек и сложность оценки надежности получаемой связи.

Поэтому при наличии двух створов-аналогов с длительным периодом наблюдений В. Л. Шульц рекомендует увязывать расходы во всех створах, строя сопряженные графики линий связи так, чтобы расходы каждого створа находились в зависимости от расходов двух других (рис. 98). Согласование линий связи достигается круговым обходом графиков (в квадрате, где линия связи отсутствует, обход направлен под углом 45° к осям координат), начиная с какой-либо точки на одной из линий связи. Если конечная точка обхода не совпадает с исходной, то линии связи изменяют и повторяют обход. Такие сопряженные графики позволяют не только построить наиболее надежные кривые связи, но и выяснить качество исходных материалов, так как значительное отклонение какой-либо натурной точки от двух линий связи при хорошем согласовании с третьей дает основание считать натурный расход сомнительным.

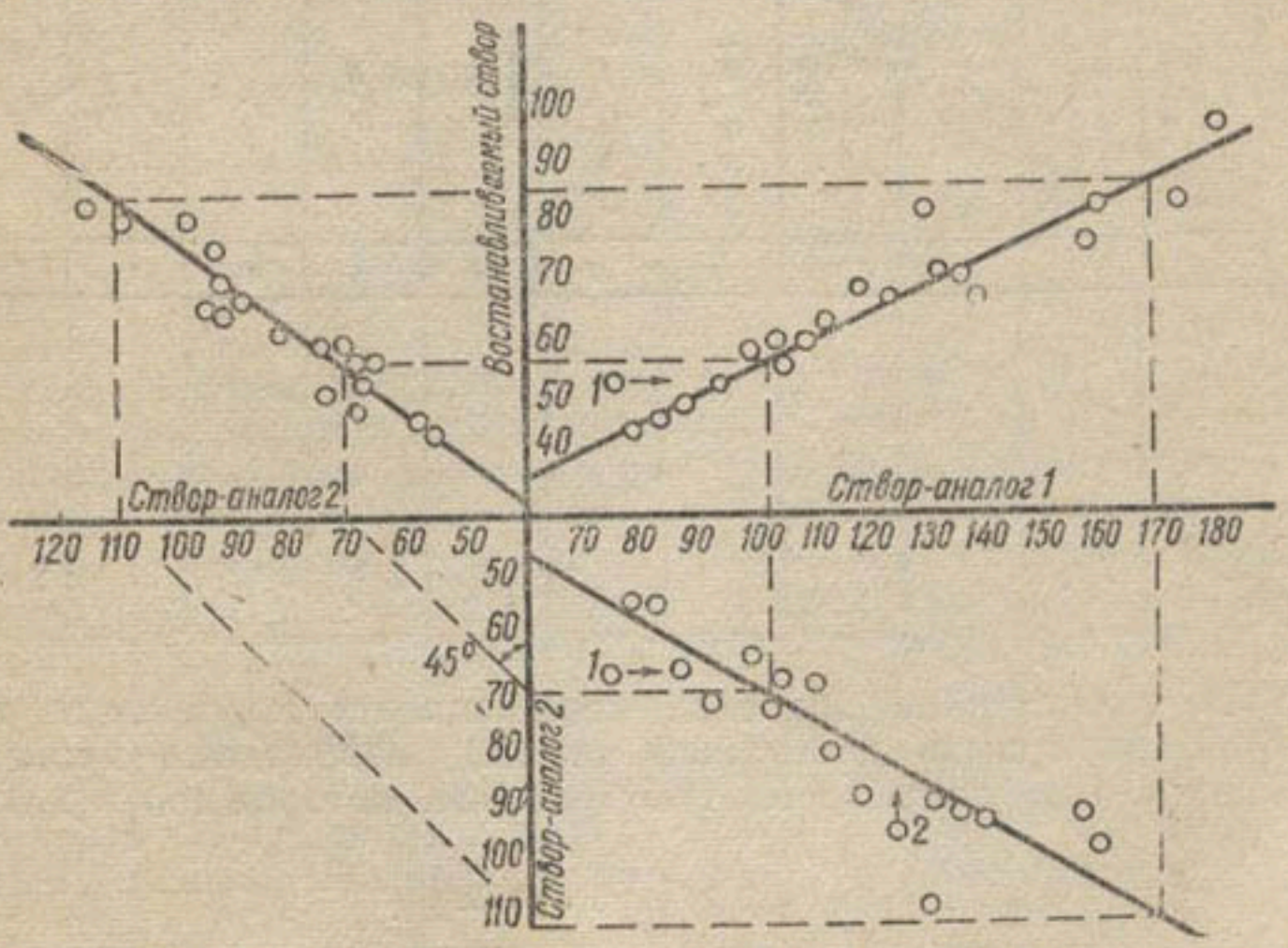


Рис. 98. Сопряженные графики связи расходов воды.

Более надежным методом получения связей является метод корреляции. В гидрологии наиболее распространена прямолинейная корреляция, в основном между двумя переменными. Возможность ее применения ограничивается условием достаточности тесноты связи. Значения коэффициента корреляции вычисляют по формуле (1.53), выраженной в модульных коэффициентах:

$$r_{yx} = \frac{\sum_1^n \delta_x \cdot \delta_y}{\sqrt{\sum_1^n \delta_x^2 \sum_1^n \delta_y^2}}, \qquad (4.20)$$

где $\delta_x = K_x - 1$; $\delta_y = K_y - 1$;

$$K_x = \frac{x_i}{x_0}; \quad x_0 = \frac{\sum_1^n x_i}{n}; \quad x_i = Q \text{ аналога или осадки.}$$

$$K_y = \frac{y_i}{y_0}; \quad y_0 = \frac{\sum_1^n y_i}{n}; \quad y_i = Q \text{ рассматриваемой реки.}$$

Для вычисления r заполняют табл. 31, которая, кроме десяти основных граф, содержит дополнительные графы 11 и 12. Итог графы 12 равняется сумме итогов граф 8 и 9 плюс удвоенный итог графы 10, а любая цифра в графе 12 равна сумме цифр граф 8 и 9 плюс удвоенная цифра графы 10 на той же строке, что позволяет корректировать ход вычислений. Заполнение граф 11 и 12 желательно, но необязательно.

Таблица 31

Годы совместных наблюдений	x — расходы реки аналога или осадки	y — расходы изучаемой реки	Модульные коэффициенты $K_x = \frac{x_i}{x_{ср}}$	Модульные коэффициенты $K_y = \frac{y_i}{y_{ср}}$	$\delta_x = K_x - 1$	$\delta_y = K_y - 1$	δ_x^2	δ_y^2	$\delta_x \cdot \delta_y$	$\delta_x + \delta_y$	$(\delta_x + \delta_y)^2$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Σx_i	Σy_i					$\Sigma \delta_x^2$	$\Sigma \delta_y^2$	$\Sigma \delta_x \delta_y$		$\Sigma (\delta_x + \delta_y)^2$

Если вычисленное значение коэффициента корреляции $r \geqslant 0{,}6$ (прямолинейная связь достаточно тесная), необходима проверка ее надежности. Для этого используют условие, которое при $r > 0$ имеет вид:

$$n > 7{,}27\left(\frac{1}{r^2} + r^2 - 2\right). \tag{4.21}$$

Установив достаточность тесноты связи и ее надежность, вычисляют коэффициент регрессии y на x по формуле:

$$\rho_{yx} = r_{xy} \frac{y_0}{x_0} \sqrt{\frac{\sum_1^n \delta_y^2}{\sum_1^n \delta_x^2}}, \tag{4.22}$$

что позволяет написать уравнение регрессии y на x

$$y = \rho_{yx} x + (y_0 - \rho_{yx} \cdot x_0) \tag{4.23}$$

в численном выражении

$$y = ax + b.$$

При необходимости коэффициент регрессии x на y может быть вычислен по формулам:

$$\rho_{xy} = r_{xy} \frac{x_0}{y_0} \sqrt{\frac{\sum_1^n \delta_x^2}{\sum_1^n \delta_y^2}} \tag{4.24}$$

или

$$\rho_{xy} = \frac{r_{yx}^2}{\rho_{yx}},$$

а уравнение регрессии по выражению

$$x = \rho_{xy} y + (x_0 - \rho_{xy} y_0). \tag{4.25}$$

Среднюю ошибку уравнений регрессии (среднее квадратическое отклонение ординат y или x от прямой регрессии) определяют по формулам

$$S_y = y_0 \sqrt{\frac{\sum_1^n \delta_y^2}{n-1}} \cdot \sqrt{1 - r^2}; \tag{4.26}$$

$$S_x = x_0 \sqrt{\frac{\sum_1^n \delta_x^2}{n-1}} \sqrt{1 - r^2}.$$

Пользуясь полученным уравнением регрессии y на x, легко определить значения расходов рассматриваемой реки y за годы отсутствия наблюдений по соответствующим расходам реки-аналога x (или годовым суммам осадков, если связь получена между среднегодовыми расходами и годовыми осадками). Полученная прямолинейная связь может считаться правильной только в пределах значений x или y, использованных для вычисления коэффициента корреляции. Распространение ее за пределы этих значений, т. е. определение с ее помощью значений y при $x < x_{1\,\min}$ или $x > x_{1\,\max}$ (где $x_{1\,\min}$ и $x_{1\,\max}$ — минимальное и максимальное значения x_i натурных точек за годы параллельных наблюдений) может давать большие погрешности, и полученные значения y необходимо подвергать дополнительному анализу.

Рассматривая удлиненный (или приведенный к одному периоду) ряд как ряд достаточных данных наблюдений, определяют для него параметры Q_0 и C_v, исходя из которых по формуле (4.2) вычисляют ординаты кривой обеспеченности (предварительно принимая $C_s = 2C_v$ и уточняя значение C_s путем сопоставления теоретической кривой с натурными точками). Если для использованного ряда наблюдений реки-аналога (или годовых сумм осадков) известен коэффициент вариации $C_{V(x)}^{(N)}$, то коэффициент вариации удлиненного ряда определяют по формуле Крицкого — Менкеля:

$$C_{V(y)}^{(N)} = \frac{C_{V(y)}^{(n)} \cdot y_0^{(n)}}{y_0^N \sqrt{1 - r_{yx}^2 \left[1 - \left(\frac{C_{V(x)}^n \cdot x_0^{(n)}}{C_{V(x)}^N x_0^{(N)}}\right)^2\right]}}, \tag{4.27}$$

где

$$C^n_{V(y)} = \sqrt{\frac{\sum \delta^2_y}{n-1}};\ C^n_{V(x)} = \sqrt{\frac{\sum \delta^2_x}{n-1}};$$

$$y_0^N = \frac{\sum_1^N y_i}{N};\ x_0^N = \frac{\sum_1^N x_i}{N}.$$

n — число лет параллельных наблюдений;
N — число лет удлиненного ряда.

Значения $\sum \delta^2_y$, $\sum \delta^2_x$, $y_0^{(n)}$ и $x_0^{(n)}$ берут из табл. 31. Формула (4.27) применима при $r_{yx} > 0{,}8$ и числе лет совместных наблюдений $n \geqslant 10$.

Относительные средние квадратические ошибки вычисления нормы стока (σ_y^N) и коэффициента вариации ($C_{V(y)}^{(N)}$), приведенные к длинному ряду, определяют по формулам:

$$\sigma_y^N = \pm C_{V_y}^{(N)} \sqrt{\frac{1 - \frac{N-n}{N} r^2_{yx}}{n}} \cdot 100\%; \qquad (4.28)$$

$$\sigma_{C_{V_y}}^{(N)} = \pm \sqrt{\frac{1 - \frac{N-n}{N} r^4_{yx}}{2n}} 100\%. \qquad (4.29)$$

Для упрощения расчетов при достаточно тесной прямолинейной связи, построенной графически (или полученной методом прямолинейной корреляции), применяют приближенную формулу МосГИДЭПа:

$$C_{V_y}^{(N)} = C_{V_x}^{(N)} \frac{x_0^{(N)}}{y_0^{(N)}} \operatorname{tg} \alpha, \qquad (4.30)$$

где α — угол наклона прямой связи, проведенной по эмпирическим точкам к оси абсцисс (если связь получена методом корреляции $\operatorname{tg} \alpha = \rho_{yx}$).

Если прямая проходит через начало координат, то $\operatorname{tg} \alpha = \frac{y_0^{(N)}}{x_0^{(N)}}$ и $C_{vy}^{(N)} = C_{vx}^{(N)}$.

Если среднемноголетние расходы реки-аналога за короткий период наблюдений отличаются от среднемноголетних за длительное время не более чем на $\pm 5\%$, то, по В. Л. Шульцу, норма стока рассматриваемой реки с коротким рядом наблюдений может отождествляться со среднемноголетним расходом этого ряда. При устойчивом же отношении средних расходов за длительный период к средним расходам за короткий период для рек данного района норму стока для створа с коротким рядом наблюдений определяют, умножая среднюю величину расхода этого ряда на указанное отношение. Следует учитывать, что из-за отсутствия полной синхронности в колебаниях годового стока рек Средней Азии связь между среднегодовыми расходами восстанавливаемого створа и створа-аналога в отдельные годы может нарушаться, вызывая большие ошибки в величине расходов этих лет. В створах с режимом, изменяемым хозяйственной деятельностью человека, если на протяжении периода наблюдений изменение водохозяйственных условий вызывало изменение средних годовых расходов воды более 10%, при построении кривых связи и определении C_v вводят соответствующие поправки в натурные данные

или ограничивают их ряд периодом, где изменения не превышали 5—10%.

Возможные изменения режима в связи с изменением водохозяйственных условий анализируют и при использовании уже построенных связей в будущем вводят в расчеты необходимые поправки.

Расчеты при отсутствии данных наблюдений

Здесь целесообразно выделить два случая:

1) на реке нет гидрометрического створа или короткий ряд наблюдений на имеющемся створе не может быть продлен из-за недостаточной продолжительности (меньше 10 лет) или недостаточной тесноты и надежности полученных связей;

2) на реке есть гидрометрический створ с наблюдениями достаточной длительности или ряд наблюдений на этом створе может быть продлен до необходимой продолжительности по связи с осадками или расходами реки-аналога, но сам этот гидрометрический створ удален от рассматриваемого створа, где намечаются мероприятия по использованию речного стока.

Указанные случаи наиболее часто встречаются в практике гидрологических расчетов. Каждый из них имеет свою специфику в методике расчетов, почему они рассматриваются раздельно. В первом случае, т. е. при полном отсутствии гидрометрических наблюдений, расчет слагается из двух задач: 1) определения нормы годового стока Q_0 и 2) определения коэффициента вариации годового стока C_v. Зная Q_0 и C_v, легко определить расчетный расход любого процента обеспеченности по формуле (4.2), принимая $C_s = 2C_v$. Норму годового стока Q_0 определяют: 1) методом изолиний и графиков среднемноголетнего модуля стока; 2) методом аналогов; 3) методом уравнения водного баланса; 4) методом эмпирических формул.

Основным при существующей степени гидрологической изученности многих районов СССР считается метод изолиний и графиков среднемноголетнего модуля стока. Основой этого метода является рассмотренный ранее принцип зональности в распределении среднемноголетних величин осадков, суммарного испарения и речного стока по территории, согласно которому элементы водного баланса плавно убывают (возрастают) в направлении ослабления (усиления) обусловливающих их факторов. При этом допускается линейная интерполяция характеристик между двумя пунктами наблюдений.

Для гидрологических расчетов наибольший интерес представляют карты изолиний норм стока, содержащие линии одинаковой величины модуля среднемноголетнего стока M_0. Первую такую карту составил в 1927 г. для Европейской части СССР Д. И. Кочерин на основе данных наблюдений по 34 бассейнам. В дальнейшем изолинии были уточнены и распространены на всю территорию СССР (в 1937 г. Б. Д. Зайковым и С. Ю. Белиньковым, в 1946 г. Б. Д. Зайковым с использованием данных наблюдений на 2360 пунктах).

Карта 1946 г. позволяла определять величину модуля среднегодового стока для севера и центра Европейской территории СССР с ошибкой ± 8% для больших бассейнов и ± 15% для малых. Для южной части Европейской территории СССР ошибка в величине M_0 составляла соответственно ± 10% и ± 20%.

Наиболее совершенна и точна опубликованная в 1962 г. Государственным гидрологическим институтом (ГГИ) „Карта изолиний среднемноголетнего модуля стока рек СССР“, составленная под ру-

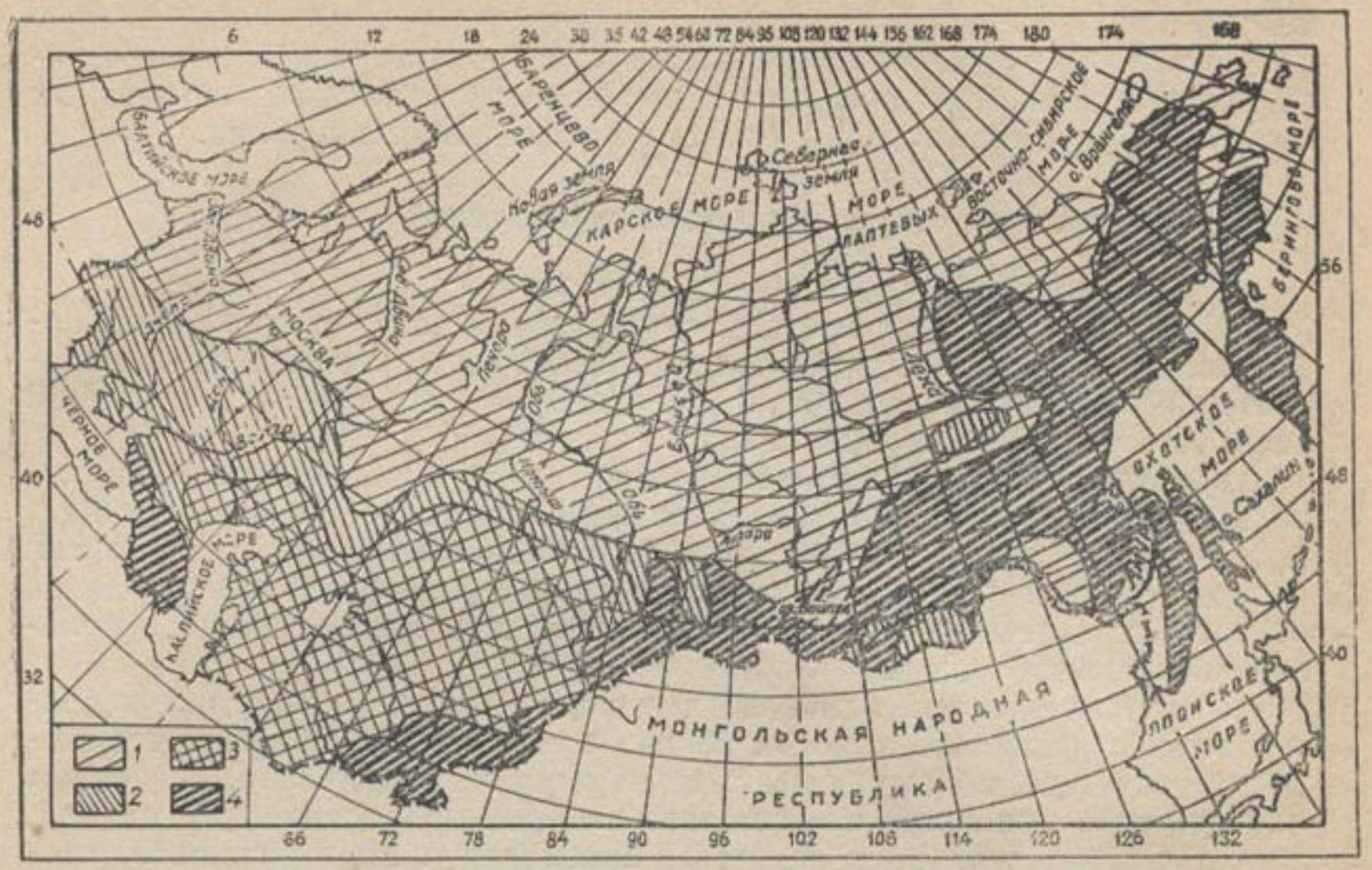


Рис. 99. Поправки к карте среднемноголетних модулей рек СССР, *л/сек·км²*:

1 — величина стока рек малых водотоков не зависит от размера площади водосбора; *2* — сток малых водотоков уменьшается с убыванием размера площади водосбора; *3* — сток малых водотоков увеличивается с уменьшением площади водосбора; *4* — сток увеличивается при повышении рельефа местности.

ководством К. П. Воскресенского по многолетним данным о стоке рек с бассейнами площадью 3000 *км* и более (см. рис. 85). По этой карте можно определять значения среднемноголетнего модуля стока для рек с площадью бассейна > 3000 *км²* с точностью $\pm$ 3%. Для рек же с меньшими площадями, чтобы избежать возможных больших ошибок, вводят поправки, характер и величина которых определяются в зависимости от зональных особенностей бассейна.

Для учета этих особенностей территория СССР разбита на четыре зоны (рис. 99). В первой зоне (северная часть СССР в пределах достаточного и избыточного увлажнения) величина модуля стока (кроме очень малых водотоков) не зависит от площади бассейна и величина M_0, определенная по карте, не требует поправок.

Во второй зоне (южная часть Европейской территории СССР и Западной Сибири, охватывающая лесостепные и степные районы с недостаточным увлажнением) величина модуля стока уменьшается с уменьшением площади бассейна ввиду уменьшения доли грунтового питания и дренирующей роли реки. Поэтому значения M_0, определенные по карте изолиний для малых рек этой зоны, умножают на поправочный коэффициент $K_2 < 1{,}0$, значения которого, в зависимости от района и размеров площади, приводятся в специальной таблице и могут снижаться до 0,5 (при площадях 10—50 *км²*).

В третьей зоне (степные и полустепные районы Арало-Каспийской низменности, Северного Казахстана и Кулундинской степи) модуль стока увеличивается с уменьшением площади бассейна. Это объясняется тем, что в малых бассейнах запасы снега, задерживающегося в руслах гидрографической сети, повышаются и потери талых вод уменьшаются. Кроме того, в бассейнах больших рек имеются

бессточные территории. Поправочные коэффициенты к значениям M_0, определенным по карте изолиний для малых рек этой зоны, больше единицы. С уменьшением площади и M_0 они увеличиваются до 5. Значения K_3, как и K_2, определяют по специальной таблице (для такыров при $M_0 = 0{,}1$ *л/сек·км²* коэффициент K_3 вводят для площадей менее 50 *км²* при $F = 10$ *км²*, $K_3 = 2$).

В четвертой зоне, включающей горные области Кавказа, Средней Азии и Дальнего Востока, модуль стока увеличивается с высотой водосбора, почему карта ГГИ для этой зоны имеет чисто иллюстративное значение.

Наряду с картами изолиний для всей территории СССР имеется много зональных карт (для степной и лесостепной зон Европейской территории СССР, Урала, Украинской ССР, Белорусской ССР, Закавказья, горных районов Средней Азии).

При составлении карт изолиний величину стока, полученную по данным наблюдений на каком-либо створе реки, равномерно распределяют по всей площади бассейна выше этого створа и относят к ее центру тяжести. Поэтому, определяя норму стока по картам изолиний, площадь бассейна, лежащую выше рассматриваемого створа, оконтуривают и находят ее центр, в качестве которого допускается принимать точку пересечения двух прямых, проведенных в разных направлениях так, что каждая из них делит площадь на две примерно равные части (рис. 100). На-

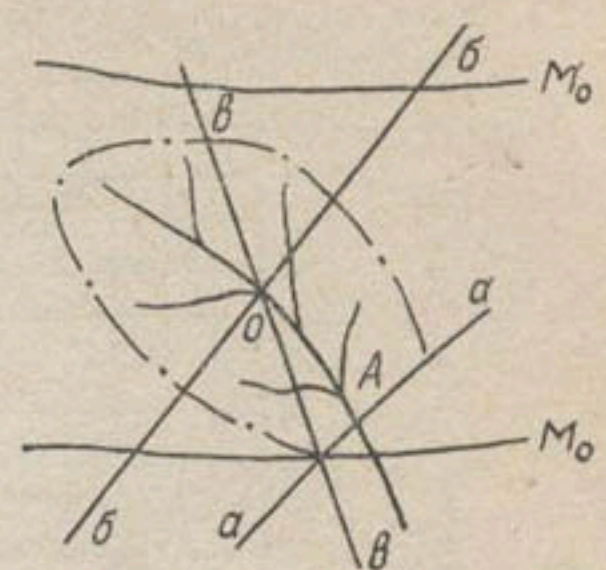


Рис. 100. Определение центра бассейна, расположенного между двумя изолиниями:

а—а — нижняя граница бассейна, соответствующая рассматриваемому створу *А*; *б—б* и *в—в* — прямые, делящие площадь бассейна пополам; *О* — центр бассейна.

нося положение центра бассейна на карту изолиний, определяют соответствующее ему значение модуля стока, интерполируя между ближайшими изолиниями. Среднемноголетнюю величину расхода Q_0 вычисляют по формуле:

$$Q_0 = \frac{M_0 F}{1000}, \qquad (4.31)$$

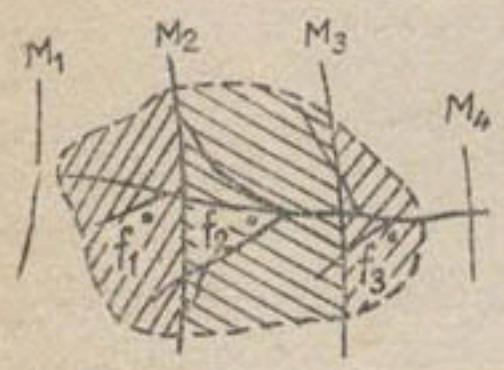


Рис. 101. Бассейн реки с нанесением изолиний модулей стока.

где M_0 — значение модуля стока для центра бассейна, *л/сек·км²*;

F — площадь бассейна, *км²*.

Если площадь бассейна охватывает несколько изолиний (рис. 101), ее разбивают на ряд частей, ограниченных смежными изолиниями. Для каждой части определяют положение центра и соответствующее ему значение модуля стока интерполяцией между соседними изолиниями. Чтобы упростить расчеты для площадей, ограниченных двумя смежными изолиниями, допускается, не определяя центров, принимать значение модуля равным среднеарифметическому значению M_0 этих изолиний. Величину среднемноголетнего расхода в этом случае определяют по формуле:

$$Q_0 = \frac{\sum_1^n \Delta F_i M_i}{1000}, \qquad (4.32)$$

где ΔF_i — площади частей бассейна между изолиниями;
M_i — значения модулей стока для центров площадей ΔF_i (или среднеарифметические значения M_0 изолиний, ограничивающих площади ΔF_i).

В горных районах нормы осадков, испарения и стока распределяются в зависимости от высоты расчетного водосбора или пункта наблюдений над уровнем моря. Первые графики зависимостей среднемноголетнего модуля стока от средневзвешенной высоты бассейнов были построены для районов Кавказа Б. Д. Зайковым.

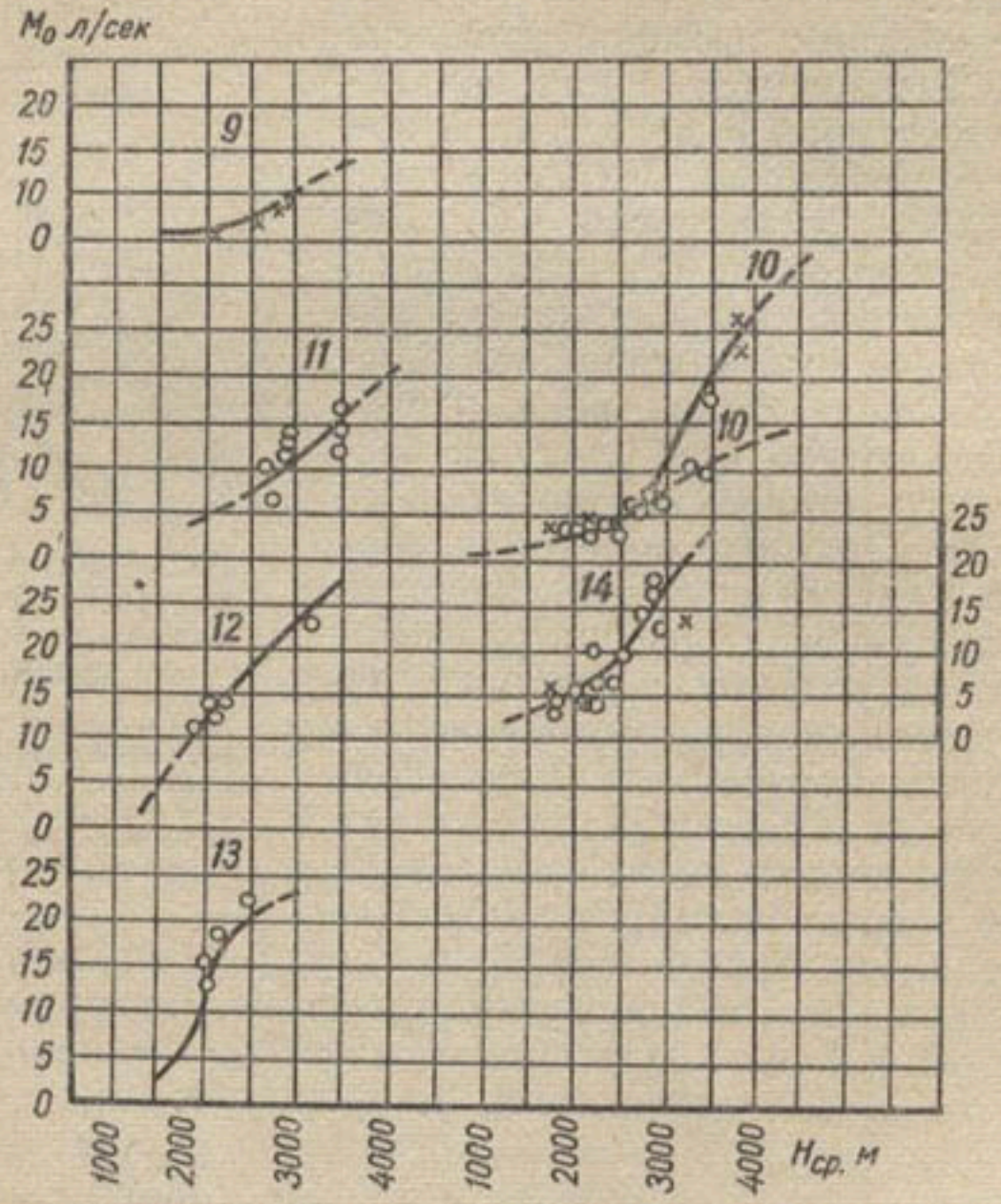
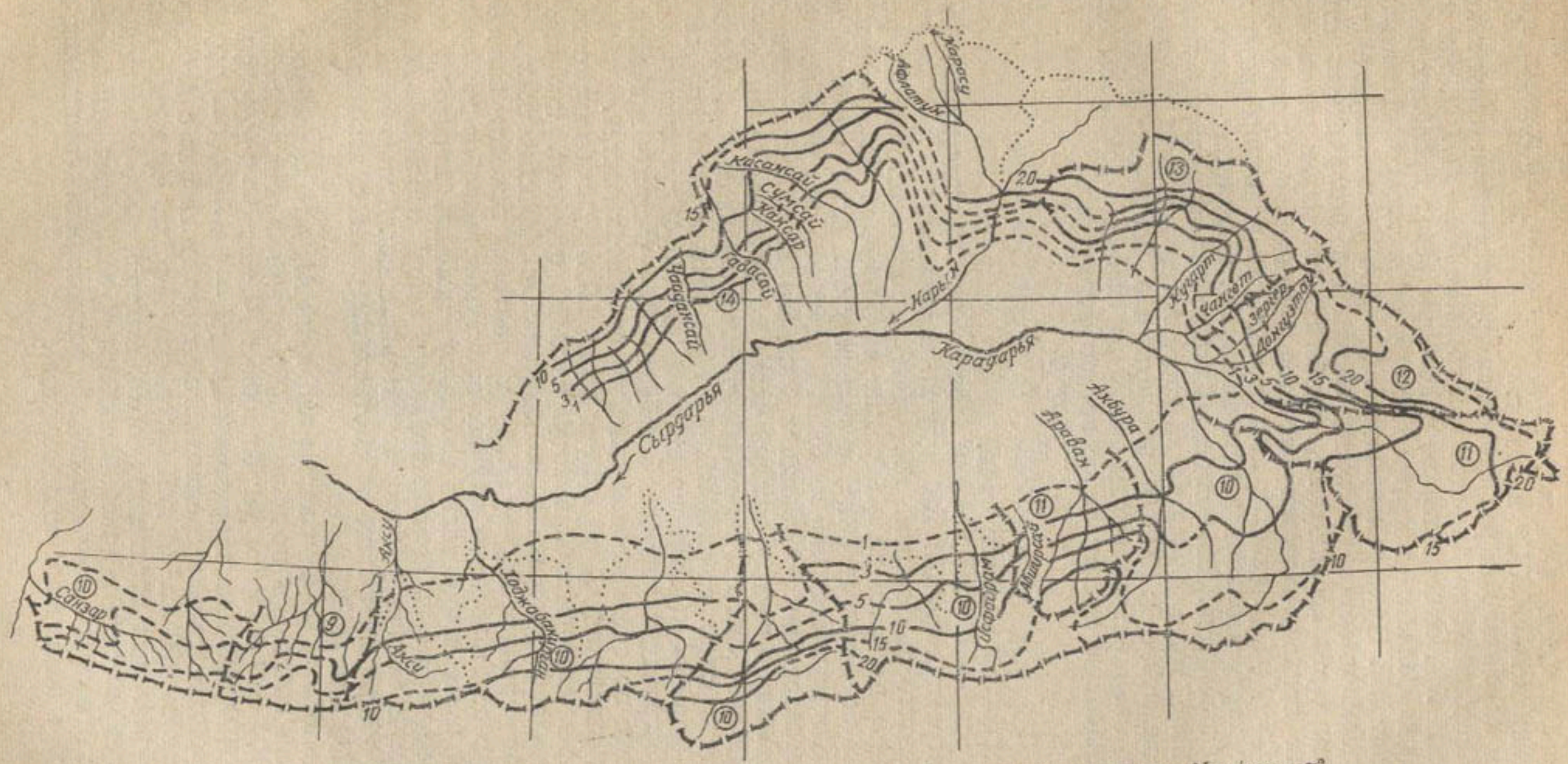


Рис. 102. Кривые модулей стока по высотной характеристике.

Под руководством В. Л. Шульца для районов горной области Средней Азии составлено пять графиков, содержащих в общей сложности 32 кривые $M_0 = f(H_{ср})$ (M_0 — среднемноголетний модуль створа, $H_{ср}$ — средняя высота бассейна), из которых каждая соответствует определенному району. Границы районов, помеченных теми же номерами, что и кривые $M_0 = f(H_{ср})$ на графиках, показаны на картах изолиний среднемноголетнего модуля стока, составленных для: 1) бассейнов Кашкадарьи, Сурхандарьи и Зарафшана; 2) рек Ферганской котловины; 3) бассейнов Ахангарана, Чирчика, Келеса, Арыси и рек, стекающих с хребта Каратау; 4) бассейнов Таласа и Чу; 5) бассейнов Или и оз. Иссык-Куль.

В качестве примера на рис. 102 показаны графики $M_0 = f(H_{ср})$, а на рис. 103—карта изолиний M_0 с указанием районов действия отдельных кривых, помеченных номерами 9—14 для рек Ферганской котловины. Графики и карты для остальных горных районов Средней



● Рис. 103. Схематическая карта среднего годового стока рек Ферганской котловины, M_0 *л/сек·км²*.

Азии содержатся в „Указаниях к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии", изданных Институтом водных проблем и гидротехники АН УзССР в 1959 г.

Таким образом, для расчета стока при отсутствии данных наблюдений в Средней Азии имеются как графики $M_0 = f(H_{ср})$, так и карты изолиний M_0, охватывающие водосборы рек в пределах основной части горной области (для рек Памира есть только схематическая карта изолиний). При этом кривые $M_0 = f(H_{ср})$ позволяют определять среднемноголетние расходы воды Q_0 в неизученных створах точнее, чем карты изолиний M_0, прибегать к которым рекомендуется только для предварительных расчетов. Определяя Q_0 при помощи кривых $M_0 = f(H_{ср})$, наносят контур площади водосбора на соответствующую карту изолиний и устанавливают, в границах каких районов он располагается. Если площадь водосбора находится в границах одного района, то, разбивая ее на карте в горизонталях (желательно масштаба не менее 1 : 100 000) на пять или более высотных зон и определяя планиметрированием площадь каждой зоны, вычисляют средневзвешенную высоту водосбора по формуле:

$$H_{ср} = \frac{\Sigma \Delta F \cdot H_i}{F}, \tag{4.33}$$

где ΔF — площади высотных зон,

H_i — средняя высота каждой зоны, равная полусумме высот, ограничивающих эту зону по вертикали.

После этого по кривой $M_0 = f(H_{ср})$, соответствующей району расположения площади водосбора, по вычисленной $H_{ср}$ определяют M_0, а затем по формуле (4.31) и величину Q_0. Если площадь водосбора распространяется на несколько районов, то, разбивая ее на части, располагающиеся в границах каждого из районов, вычисляют средневзвешенную высоту каждой части по формуле (4.33). Определив частные значения M_0 по вычисленным значениям $H_{ср}$, при помощи соответствующих кривых $M_0 = f(H_{ср})$ находят искомую величину Q_0 по формуле (4.32), подставляя вместо ΔF_i площади частей водосбора в границах районов, а вместо M_i — частные значения M_0, определенные по средневзвешенным высотам этих частей.

При определении Q_0 по картам изолиний M_0 необходимость вычисления средневзвешенной высоты бассейна отпадает, так как эти карты составлены путем отнесения значений M_0 [фактических и определенных по кривым $M_0 = f(H_{ср})$] к центрам тяжести водосбора. Поэтому в рассматриваемом случае, оконтурив водосбор на крупномасштабной карте и определив его центр тяжести, переносят координаты этого центра на соответствующую карту изолиний M_0 и находят искомую величину M_0 путем интерполяции. Дальнейший расчет ведется по общим правилам, рассмотренным ранее с использованием формул (4.31) или (4.32).

Графики $M_0 = f(H_{ср})$ и карты изолиний M_0 для водосборов рек Средней Азии построены по данным наблюдений на реках с площадью водосбора 100 $км^2$ и выше (в бассейнах Чаткала — более 300 $км^2$, Чу — более 400 $км^2$ и на территории Памира — более 2000—3000 $км^2$). Поэтому при определении среднемноголетнего стока рек с площадью водосбора менее 100 $км^2$ (а для бассейнов Чаткала, Чу и рек Памира — менее указанных пределов) необходимо тщательно анализировать физико-географические условия водосбора (увлажнение атмосферными осадками, геологическое строение и возможность совпадения поверхностного и подземного водоразделов).

Ошибки при определении значений среднемноголетнего модуля стока при помощи кривых $M_0 = f(H_{ср})$ при площадях водосбора $F \geqslant 100$ *км*² могут достигать $\pm 10\%$ (35% случаев) $\pm 20\%$ (10% случаев) и более. При этом большие погрешности вызывают неточности в определении средневзвешенной высоты водосбора по различным картам (которые могут расходиться на 100—200 *м*). При составлении кривых $M_0 = f(H_{ср})$ и карт изолиний M_0 учтен водозабор на орошение выше гидрометрических створов. Поэтому расчетные расходы могут быть несколько больше фактических (на величину этого водозабора).

Метод аналогов

Определение нормы годового стока методом аналогии основывается на перенесении среднемноголетнего модуля стока из бассейна хорошо гидрологически изученной реки-аналога в бассейн рассматриваемого неизученного водотока (рис. 104). Для этого требуется достаточно тесная связь между среднегодовыми расходами рассматриваемой реки и реки-аналога и, как уже говорилось, примерно одинаковые физико-географические условия бассейнов обеих рек.

Основное внимание при этом уделяется не только выбору бассейна-аналога с наиболее близкими физико-географическими условиями, но и внесению необходимых поправок, учитывающих различия в факторах стока неизученного водотока и аналога. Такие различия могут проявляться в нормах осадков и испарения с суши, геологическом строении и гидрогеологических условиях, лесистости и заболоченности, озерности, зарегулированности стока прудами, пересыхании и промерзании водотоков. С учетом указанных поправок норму среднегодовых расходов неизученной реки определяют по формуле:

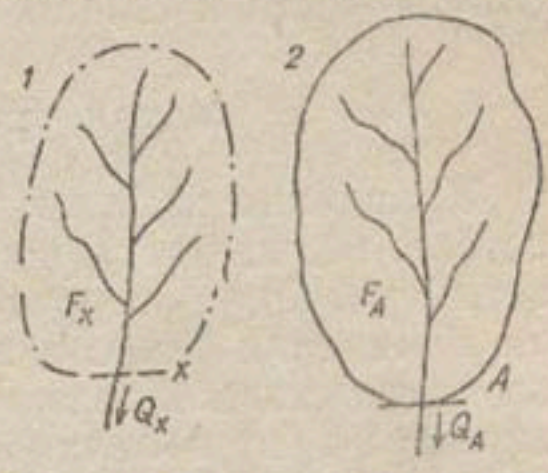


Рис. 104. Определение нормы стока методом аналогии:

1 — бассейн рассматриваемой реки выше проектируемого створа *x*; *2* — бассейн реки-аналога выше створа гидрометрической станции *a*.

$$Q_{ox} = Q_{oa} \frac{F_x}{F_a} K_и K_{оз} K_р, \tag{4.34}$$

где Q_{oa} — норма среднегодовых расходов реки-аналога;

F_x, F_a — площади водосборов рассматриваемой реки и реки-аналога (выше соответствующих створов на этих реках), *км*²;

$K_и = \frac{H_{ox} - Z_{ox}}{H_{oa} - Z_{oa}}$ — поправка на различие норм осадков (H_o) и испарения (Z_o) в бассейнах рассматриваемой реки (x) и аналога (a);

$K_{оз} = 1 + (\delta_o f_a - \delta_x \cdot f_x) \frac{1 - f_x}{1 - f_a}$ — поправка на озерность;

f — площади озер в долях от площади водосбора F, $\delta = \frac{E_o - H_o}{h_o} + 1$;

E_o — норма испарения с поверхности озер;

$h_o = 31{,}54 \cdot M_o$ — среднемноголетний слой стока;

$K_р = 1 + \frac{W_a}{F_a} - \frac{W_x}{F_x}$ — поправка на регулирование стока пру-

дами и водохранилищами (W_a и W_x — объемы прудов и водохранилищ в бассейне-аналоге и неизученной реки, тыс. $м^3$).

Если на рассматриваемой реке имеются кратковременные (3—5 лет) гидрометрические наблюдения, норму среднегодовых расходов определяют по формуле:

$$Q_{ox} = Q_{oa} \frac{\sum_1^n Q_x}{\sum_1^n Q_a}, \tag{4.35}$$

где $\sum_1^n Q_x$ и $\sum_1^n Q_a$ — суммы среднегодовых расходов неизученной реки и реки-аналога за период параллельных коротких наблюдений (или средние их расходы за этот период). Метод аналогии применяют как при отсутствии карт изолиний M_0 или графиков $M_0 = f(H_{ср})$, так и при наличии этих карт и графиков для уточнения расчетов, если точность изолиний или графиков вызывает сомнение.

Метод уравнения водного баланса

Уравнение водного баланса определяет соотношение между количеством воды, поступившей за какой-либо промежуток времени на рассматриваемую территорию и выходящей через ее границы, с учетом изменения запасов влаги. Приходную часть уравнения водного баланса составляют атмосферные осадки X, конденсация влаги Z_1, подземный W_1 и поверхностный Y_1 приток; расходную — испарение с поверхности воды, снега, почвы, растительного покрова и транспирация Z_2, подземный W_2 и поверхностный Y_2 отток. Превышение приходной части баланса над расходной вызывает увеличение запасов влаги, обратное соотношение — их уменьшение. В общем виде уравнение водного баланса для произвольного контура и промежутка времени записывается так:

$$X = Y + Z \pm W \pm U, \tag{4.36}$$

где X — атмосферные осадки;
Y — поверхностный отток за вычетом притока;
W — подземный отток за вычетом подземного притока;
Z — испарение за вычетом конденсации;
U — изменение запасов влаги.

Для водосбора в целом в многолетнем разрезе $X = H_0$; $Y = h_0$; $Z = Z_0$; $W = h_{гр}$ и уравнение получает вид:

$$h_0 = H_0 - Z_0 - h_{гр}, \tag{4.37}$$

где h_0 — среднемноголетний слой поверхностного стока;
H_0 — норма осадков;
Z_0 — норма испарения;
$h_{гр}$ — среднемноголетний слой подземного стока.

Практически удобнее следующее выражение:

$$Q_0 = 3{,}174 \cdot 10^{-5} (H_0 - Z_0) F - Q_{гр}, \tag{4.38}$$

где F — площадь водосбора, $км^2$;
$Q_{гр}$ — подземный сток.

Зная норму осадков и норму испарения и оценив возможный подземный сток, легко определить норму поверхностного стока. Норму осадков для водосбора рассматриваемой реки определяют по карте изогиет или данным метеорологических станций. Норму испарения вычисляют при помощи расчетных формул.

Расчет нормы годового стока по эмпирическим формулам

Эмпирические формулы выражают зависимость нормы стока от климатических факторов (осадков, температуры воздуха и дефицита влажности). Первую такую формулу предложили М. А. Великанов и Д. Л. Соколовский:

$$h_0 = H_0\left(1 - \sqrt{\frac{D_0}{4{,}8}}\right), \tag{4.39}$$

где h_0 — среднемноголетний слой стока, *мм*;
H_0 и D_0 — нормы осадков и дефицита влажности.

С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель вывели следующую формулу:

$$h_0 = \frac{11 - H_0}{D_0^{3,5} + 11}. \tag{4.40}$$

Приведенные формулы применимы для водосборов в равнинной и холмистой местности и в пределах тех физико-географических условий, которые соответствуют исходным данным, использованным для их построения. Для высокогорных районов, где условия стока и конденсация влаги на больших высотах, а также участие ледников в формировании стока почти полностью исключают зависимость коэффициента стока от испарения, а следовательно, и от дефицита влажности, пользоваться этими формулами нельзя. Вообще эмпирические формулы для определения нормы стока не получили распространения.

Определение коэффициента вариации при отсутствии данных наблюдений

Коэффициент вариации среднегодовых расходов, необходимый для вычисления среднегодовых расходов расчетного процента обеспеченности, определяется по эмпирическим формулам, большая часть которых имеет местный (региональный) характер и может применяться только в пределах района и бассейна, по данным о стоке которых они получены. Рассмотрим главнейшие из этих формул:

1) Формула Д. Л. Соколовского для Европейской территории СССР:

$$C_v = a - 0{,}063 \lg (F + 1), \tag{4.41}$$

где a — параметр, отражающий физико-географические условия бассейна, значения которого определяются по карте изолиний (увеличиваются в направлении с севера на юг от 0,45 до 0,90);

F — площадь бассейна, *км*^{2}.

Формула (4.41) отражает отмеченную ранее закономерность, по которой изменчивость годового стока равнинных рек уменьшается с увеличением площади бассейна.

2) Приближенная формула К. П. Воскресенского для всех рек СССР:

$$C_v = \frac{K}{M_0^{0,4}\,(F+1000)^{0,1}}, \qquad (4.42)$$

где M_0 — среднемноголетний модуль стока, *л/сек·км²*;

K — коэффициент, отражающий влияние различных факторов (кроме площади и модуля стока) и определяемый методом аналогии; для большинства рек значения его колеблются от 1 до 3.

3) Формула С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля:

$$C_v = \frac{0,83}{F^{0,06}\,M_0^{0,27}}. \qquad (4.43)$$

В Средней Азии распределение характеристик стока подчинено в основном вертикальной зональности. Поэтому преобладающее влияние на многолетнюю изменчивость стока оказывает высота водосбора, и рассмотренные формулы мало применимы для расчетов стока среднеазиатских рек. В. Л. Шульц, обработав натурные данные по рекам Средней Азии, получил:

$$C_v = \frac{E}{H_{ср}^{1,18}}, \qquad (4.44)$$

где $H_{ср}$ — средняя высота водосбора. Параметр E имеет следующие значения (табл. 32).

Таблица 32

Гидрологический район	Бассейны	E	Пределы высот $H_{ср}$	Средняя ошибка, %
Юг Средней Азии	Пянджа, Вахша, Кафирнигана, Сурхандарьи, Кашкадарьи, Зарафшана	2250	1500—4000	12
Центр Средней Азии	Рек Ферганской котловины, Нарына, Ахангарана, Чирчика и Келеса	2600	1500—4000	26,6
Север Средней Азии	Арыси, Таласа, Чу, Или, оз. Иссык-Куль и рек Каратау	2100	2000—4000	20,2

Карты изолиний коэффициента вариации для основных горных районов Средней Азии приводятся в „Указаниях к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии“ (1959 г.). На рис. 105 в качестве примера показана карта изолиний C_v для рек Ферганской котловины. Карты составлены с учетом фактических значений C_v, отнесенных к центру тяжести водосбора. Поэтому определение C_v для неизученной реки по ним дают более точные значения, чем по формуле (4.44). Определение C_v по картам изолиний или формуле (4.44) можно производить лишь при площади водосбора $F \geqslant 100$ *км²*. Если изолиний нет, подсчеты производят по формуле (4.44), уточняя параметр методом аналогии по соседним рекам с близкими условиями питания.

Для горных рек Восточного Казахстана коэффициент вариации среднегодовых расходов определяют по формуле П. С. Соседова:

$$C_v = \frac{A}{H_{ср}^{m} \cdot F^{n}}, \qquad (4.45)$$

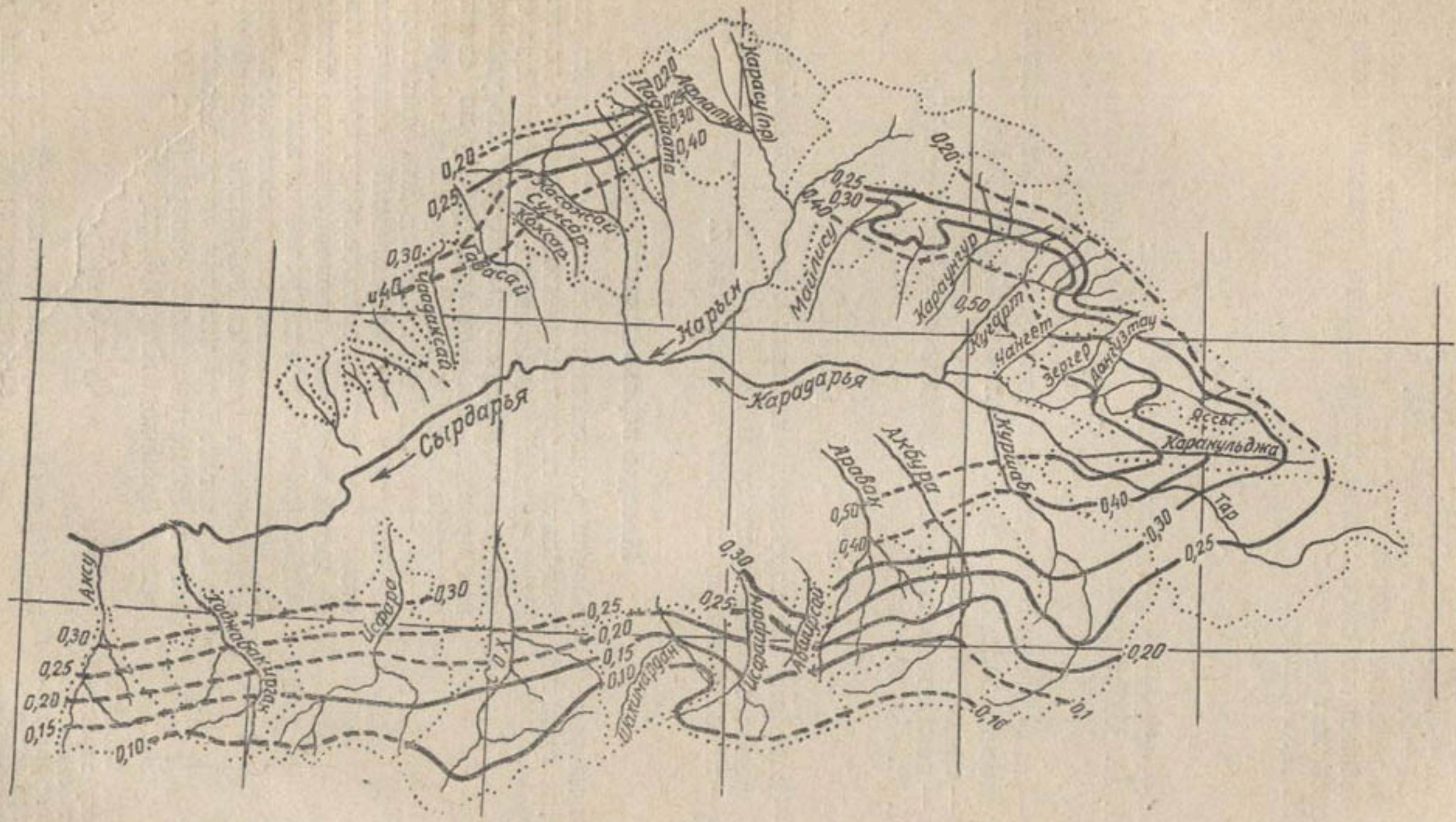


Рис. 105. Схематическая карта изолиний коэффициента вариации годового стока рек Ферганской котловины.

где $H_{ср}$ — средняя высота бассейна, *м*;
F — площадь бассейна, *км*²;
A, m, n — параметры, имеющие значения для северной части: $A = 3{,}17$ *м*; $m = 0{,}31$; $n = 0{,}44$ и для южной части: $A = 6{,}36$; $m = 0{,}32$; $n = 0{,}084$.

При определении нормы годового стока при помощи уравнения водного баланса для вычисления коэффициента вариации неизученной реки служат формулы:

а) Н. Д. Антонова

$$C_v = \frac{0{,}295\, D_0^{0{,}89}}{(F+1)^{0{,}076}}, \tag{4.46}$$

где D_0 — среднемноголетний дефицит влажности;

б) Н. П. Чеботарева

$$C_v = \frac{C_{vx}}{\alpha^m F^n}, \tag{4.47}$$

где C_{vx} — коэффициент вариации среднегодовых сумм осадков для всего бассейна (средняя величина $C_{vx} = 0{,}34$);
α — среднемноголетний коэффициент стока;
m и n — показатели степени (в среднем $m = 0{,}5$; $n = 0{,}77$);

д) Л. Н. Давыдова

$$C_v = \frac{C_{vx}}{\alpha}\sqrt{\frac{1 - r^2_{XZ}}{1 - r^2_{YZ}}}, \tag{4.48}$$

где r_{XZ} — коэффициент корреляции годовых сумм осадков X и испарения с поверхности суши Z;
r_{YZ} — то же годового стока Y и испарения Z.

Методы переноса стока

Если на реке в удалении от рассматриваемого неизученного створа имеется один или несколько гидрометрических створов с длительными рядами непрерывных наблюдений за стоком (или рядами, которые могут быть удлинены или приведены к одному периоду по связи с осадками или расходами другой реки), результаты расчетов, выполненных для этих створов, переносят в рассматриваемый неизученный створ. При таком переносе могут применяться: а) метод пересчета пропорционально площади водосбора и б) метод уравнения водного баланса. Метод пересчета пропорционально площади водосбора является своеобразной формой метода аналогов. При наличии на реке только одного гидрометрического створа (рис. 106) пересчет производится по формуле:



Рис. 106. Схема к переносу характеристик стока из гидрометрического створа *гс* в рассматриваемый проектный створ *x*.

$$Q_x = Q_{г.с}\frac{F_x}{F_{г.с}}, \tag{4.49}$$

где Q_x и $Q_{г.с}$ — среднегодовые расходы в рассматриваемом неизученном (x) и гидрометрическом ($г.с$) створах;

F_x и $F_{г.с}$ — площади водосборов выше этих створов. Если на реке имеются два гидрометрических створа, из которых один расположен выше, а другой ниже рассматриваемого створа (рис. 107) по течению реки, для пересчета используется формула:

$$Q_x = Q_{г.в} + (Q_{г.н} - Q_{г.в}) \frac{F_x - F_{г.в}}{F_{г.н} - F_{г.в}}, \qquad (4.50)$$

где $Q_{г.в}$ и $Q_{г.н}$ — среднегодовые расходы на верхнем (*г.в*) и нижнем (*г.н*) гидрометрических створах;

$F_{г.в}$ и $F_{г.н}$ — площади водосборов, соответствующие этим створам.

Формулу (4.50) можно применять и в случае, когда оба гидрометрических створа лежат выше или ниже рассматриваемого створа по течению реки.

При использовании формул (4.49) и (4.50) необходимо иметь в виду следующее:

1. Если площадь водосбора выше рассматриваемого створа отличается от площади водосбора ближайшего гидрометрического створа $F_{г.с}$ менее чем на 10%, то расходы в створе x могут приниматься равными расходам гидрометрического створа.

2. Если площадь водосбора F_x значительно отличается от площадей гидрометрических створов $F_{г.с}$, то формулы (4.49) и (4.50) могут использоваться только для определения нормы стока Q_{0x} в рассматриваемом створе. Среднегодовой расход расчетной обеспеченности $Q_{p.x}$ определяют по общей формуле (4.2)

$$Q_{p \cdot x} = Q_{0x}(1 + C_{vx} \times \Phi_p),$$

предварительно пересчитав коэффициент вариации, вычисленный для гидрометрического створа. При этом в условиях Средней Азии, если на реке имеется один гидрометрический створ, пересчет может производиться по формуле:



Рис. 107. Схема к переносу характеристик стока в проектный створ при наличии двух гидрометрических станций.

$$C_{vx} = C_{vг} \cdot \left(\frac{H_x}{H_{г.с}}\right)^{1,18}, \qquad (4.51)$$

где H_x и $H_{г.с}$ — средневзвешенные высоты водосборов рассматриваемого и гидрометрического створов. Если же на реке есть несколько гидрометрических створов, по данным каждого из них вычисляют параметр E в формуле (4.44):

$$E_{г.с} = C_{vг} \cdot H_{г.с}^{1,18}, \qquad (4.52)$$

а затем определяют его значение для рассматриваемого створа прямолинейной интерполяцией пропорционально средневзвешенным высотам водосборов:

$$E_x = E_{г.в} + (E_{г.н} - E_{г.в}) \frac{H_x - H_{г.в}}{H_{г.н} - H_{г.в}}. \qquad (4.53)$$

После этого искомое значение коэффициента вариации определяется по формуле (4.44):

$$C_{vx} = \frac{E_x}{H_x^{1,1\sigma}}.$$

3. В случае, когда на участке между рассматриваемым и гидрометрическим створами осуществляется водозабор в ирригационные каналы, выясняют изменения естественного стока реки, вызываемые водозабором. Если они превосходят 10% величины расходов реки, в расчеты вносят поправки следующего характера:

а) при расположении гидрометрического створа выше рассматриваемого расходы Q_x, определенные по формуле (4.49), уменьшают на величину водозабора $Q_в$;

б) при расположении гидрометрического створа ниже рассматриваемого при определении расходов Q_x по формуле (4.49) исходные расходы гидрометрического створа $Q_{г.с}$ предварительно увеличивают на величину водозабора $Q_в$;

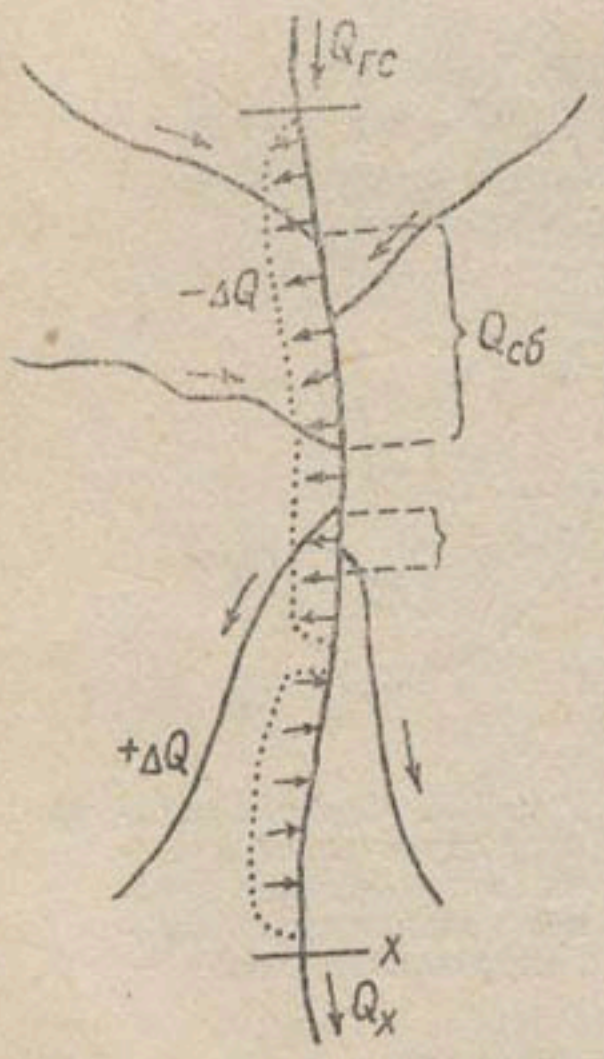


Рис. 103. Расчетная схема к уравнению водного баланса.

в) при расположении рассматриваемого створа x между гидрометрическими створами при определении расходов Q_x по формуле (4.50) исходные расходы нижнего гидрометрического створа предварительно повышают на величину водозабора $Q_в$ на участке между верхним и нижним створами, а вычисленный для рассматриваемого створа расход Q_x уменьшают на величину водозабора $Q_в$ на участке, лежащем выше этого створа.

Введя такие поправки, учитывают возможный возврат части отводимой каналами воды обратно в реку после сбора ее с полей и особенно выклинивание в русло реки фильтрационных вод (возвратные воды). Для упрощенных подсчетов водозабор иногда учитывают в виде так называемого безвозвратного водоотвода, определяемого исходя из величины орошаемой площади по формуле:

$$Q_в = q_в \cdot F_{ор}, \qquad (4.54)$$

где $q_в$ — безвозвратный водоотвод на 1 *га* орошаемой площади (для р. Сырдарьи в Ферганской долине $q_в = 7000$ *м*³/*га* или 0,222 *л*/*сек*·*га*);

$F_{ор}$ — общая орошаемая площадь.

Очевидно, что пользоваться формулой (4.54) можно лишь в случае, когда основное количество сбросных и фильтрационных вод с орошаемой площади поступает выше рассматриваемых створов. Иначе придется вводить коррективы, увеличивая расход $Q_в$ для той части орошаемой площади, которая расположена ниже рассматриваемых створов.

Наиболее точно учет водозабора может быть осуществлен балансовыми расчетами при помощи уравнения водного баланса.

В. Л. Шульц применительно к условиям Средней Азии дает следующую формулу уравнения водного баланса (рис. 108):

$$Q_x = Q_{г.с} + Q_{сб} - Q_{вод} \pm \Delta Q, \qquad (4.55)$$

где $Q_{г.с}$ — среднегодовой расход гидрометрического створа;

$Q_{сб}$ — среднегодовой расход сбросных вод на участке между гидрометрическим и рассматриваемым створами;

$Q_{вод}$ — среднегодовой расход водозабора в каналы на том же участке;

ΔQ — потери в русле или поступление в русло подземных вод на том же участке.

При этом под расходом сбросных вод подразумеваются главным образом расходы воды, поступающие в реку по притокам и представляющие разницу между расходами самих притоков и забором воды на орошение в пределах притоков. Значения $Q_{сб}$ и $Q_{вод}$ могут определяться по данным эксплуатационной гидрометрии из отчетов по водопользованию Министерства мелиорации и водного хозяйства или областного управления оросительных систем. Если же таких данных в отчетах нет, величину водозабора устанавливают исходя из размера орошаемых площадей, состава культур, оросительных норм и коэффициента полезного действия ирригационных систем, а величину сброса — составлением уравнения водного баланса по притокам. При этом при отсутствии гидрометрических створов на притоках расходы их могут определяться методом аналогии или по картам изолиний.

Русловые потери или поступление в русло подземных вод ΔQ определяют исходя из общих гидрогеологических условий. Если на рассматриваемом участке возможны только потери на инфильтрацию, их определяют методом аналогии с другой рекой или по формуле А. Н. Костякова — САНИИРИ:

$$\Delta Q = A \cdot Q_{ср}^{0,5} L, \tag{4.56}$$

где $Q_{ср}$ — средняя величина расхода воды на участке

$$Q_{ср} = \frac{1}{2}(Q_{г.с} + Q_x);$$

A — коэффициент, зависящий от характера отложений русла; при гравелисто-галечниковых грунтах в среднем $A = 10{,}75$;

L — длина участка реки, *км*.

Если на участке, кроме зоны потерь, имеется зона выклинивания, то величину ΔQ определяют как разницу между потерями на инфильтрацию по формуле (4.56) и поступлением подземных вод, устанавливаемым исходя из удельных показателей по данным рек-аналогов. Наиболее точно величина ΔQ может быть определена специальными гидрологическими исследованиями с одновременными измерениями расходов в створе гидрометрической станции, рассматриваемом створе, в устьях притоков и головах каналов. Это дает возможность вычислить значение ΔQ из уравнения (4.55). Когда рассматриваемый створ расположен выше гидрометрического, пользуются уравнением:

$$Q_x = Q_{г.с} - Q_{сб} + Q_{вод} \pm \Delta Q. \tag{4.57}$$

Уравнения (4.55) и (4.57) применяют для переноса расходов расчетного процента обеспеченности, определенных для гидрометрического створа, только в случае, если $Q_{вод}$ не превышает 10—15% расходов гидрометрического створа $Q_{г.с}$. В противном случае весь ряд наблюденных среднегодовых расходов переносят из гидрометрического створа в рассматриваемый по уравнению

$$Q_x = Q_{г.с} \pm \sum Q_{пр}, \tag{4.58}$$

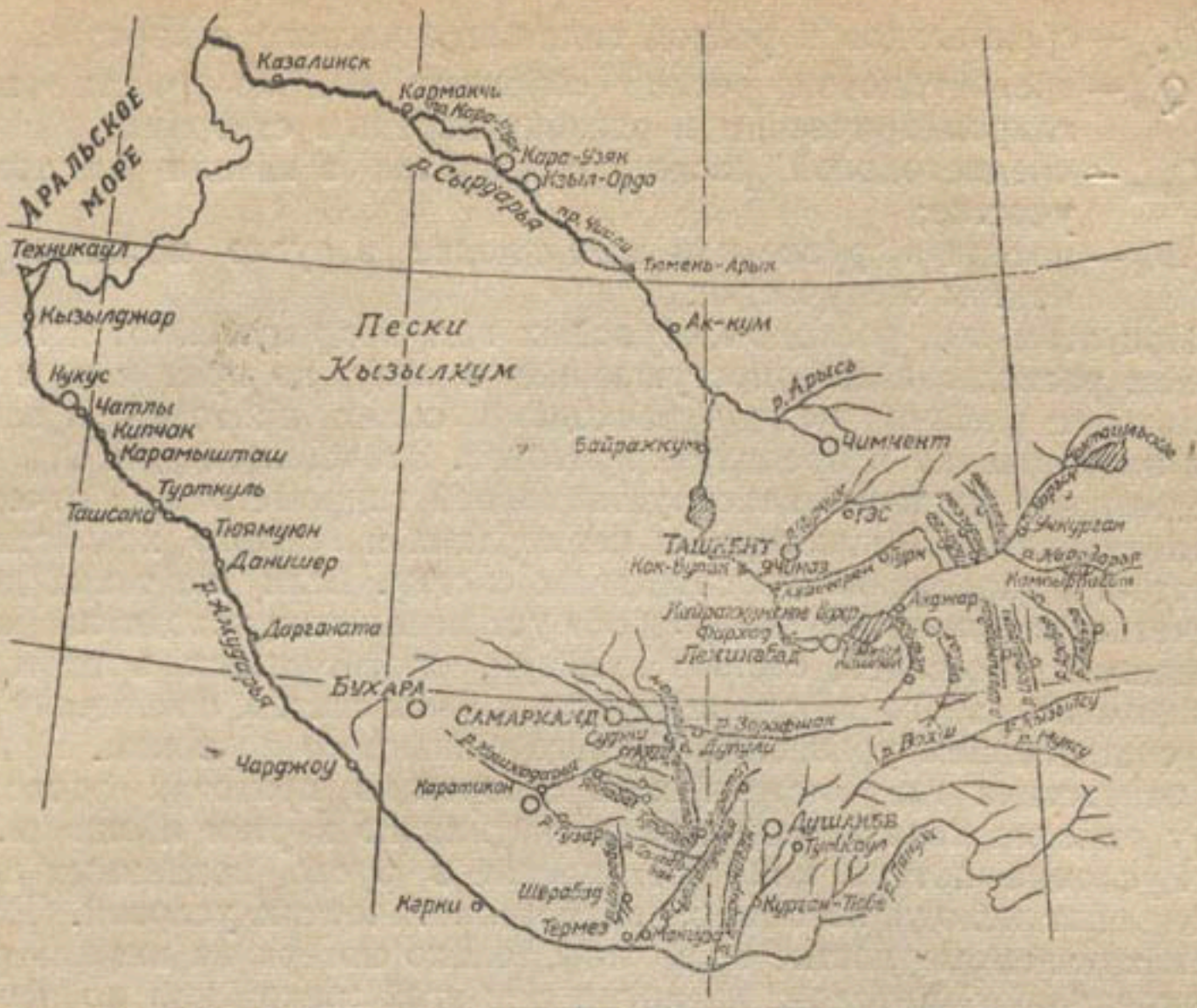


Рис. 109. Карта размещения гидропостов Средней Азии.

где $\sum Q_{пр}$ — суммарные (без учета водозабора) расходы притоков [знак (—) берется, когда рассматриваемый створ расположен выше гидрометрического].

После этого для полученного длительного ряда среднегодовых расходов Q_x вычисляют норму стока Q_{xo} и коэффициент вариации C_{vx}, а также уточняют принятое значение $C_s = 2C_v$ сопоставлением теоретической кривой обеспеченности с натурными точками. Окончательно искомый расход расчетной обеспеченности для створа x определяют по формуле

$$Q_{px} = Q_{xo}(1 + C_{vx}\Phi_{px}) \pm \sum Q_{вод} \pm \Delta Q, \qquad (4.59)$$

где $\sum Q_{вод}$ — среднемноголетний расход водозабора (включая и расходы водозабора из притоков).

Если на реке имеется несколько гидрометрических створов, в рассматриваемый створ переносят расходы створа (станции) с наиболее надежными данными наблюдений (даже если этот створ значительно удален от рассматриваемого). Данные по другим створам используют для корректировки результатов расчетов. Например, на Амударье имеется 12 гидрометрических станций и постов (рис. 109). Наиболее надежными являются данные станций Керки и Чатлы, которые и используются при всех водохозяйственных расчетах, а для корректировки расчетов служат данные промежуточной станции Тюямуюн, еще не имеющей длительного ряда наблюдений.

§ 17.
РАСЧЕТЫ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ

Расчетные, так называемые *катастрофические*, *расходы* необходимы для расчета сбросных отверстий плотин, отверстий мостов, определения расчетных катастрофических уровней воды в реке при проектировании бесплотинных водозаборных сооружений, дамб обвалования, набережных и в ряде других случаев.

Часто расчеты ограничиваются определением максимальной ординаты половодья или паводка. При расчетах сбросных сооружений водохранилищ и водохранилищ, предназначенных для трансформации волны паводков, требуется также знание расчетного гидрографа катастрофического паводка. Методы расчета максимальных расходов разделяются на:

а) применяемые при наличии длительного ряда гидрометрических наблюдений;

б) применяемые при коротком ряде наблюдений;

в) применяемые при отсутствии данных наблюдений.

Методы расчетов при наличии длительного ряда гидрометрических наблюдений

При наличии длительного (не менее 16—20 лет) периода непрерывных гидрометрических наблюдений расчеты максимальных расходов сводятся к обработке данных наблюдений методами теории вероятностей с построением теоретической кривой распределения вероятностей превышения.

Для построения этой кривой рекомендуется применять функции трехпараметрического гамма-распределения, значения ординат которых для $C_s = 2C_v$, $3C_v$ и $4C_v$ определяются по специальным таблицам, приводимым в приложениях к СНИП-II-И-7—65. Правильность построенной теоретической кривой распределения проверяют, сопоставляя ее с повторяемостью наблюденных расходов по формуле (1.25). Если теоретическая кривая резко расходится с данными наблюдений, принятое соотношение между C_s и C_v изменяют или даже принимают другой тип кривой распределения. Такие изменения особенно необходимы для рек, режиму которых свойственны изредка наблюдающиеся очень высокие пики паводков (горные реки, реки засушливых областей, ливневые паводки с малых водосборов). Для их обоснования проводят специальные исследования с использованием объединенных материалов наблюдений по группам водосборов и применением расчетных приемов, основанных на зависимостях между максимальным стоком и характеристиками ливней и т. п.

При установлении параметров кривых распределения вероятностей превышения максимальных расходов воды по рядам гидрометрических наблюдений строительные нормы и правила допускают применение и других методов теории оценок (в частности метод наибольшего правдоподобия) при надлежащем обосновании их эффективности.

Расчеты максимальных расходов имеют следующие особенности:

1. Построение теоретических кривых распределения вероятностей превышения может производиться только для генетически однородных максимальных расходов.

2. Теоретическая кривая распределения может строиться по числу случаев максимальных расходов.

3. Параметры теоретической кривой распределения могут уточняться по данным об исторических максимумах, находящихся вне пределов периода систематических наблюдений.

4. В результаты теоретических расчетов вводится гарантийная поправка.

Остановимся подробнее на этих особенностях.

Годовые максимумы расходов по их происхождению могут быть разделены на:

а) максимальные расходы талых вод (от интенсивного таяния сезонного или вечного снега и ледников на водосборе);

б) максимальные расходы дождевых вод (вызываемые ливнями, выпадающими на водосборе) и

в) смешанные максимальные расходы (интенсивное снеготаяние совпадает с выпадением интенсивного ливня на разных или одной общей части водосбора).

Включение в один ряд наблюденных годовых максимумов расходов различного происхождения теоретически неверно. Поэтому, составляя таблицу ряда наблюденных максимальных расходов, тщательно исследуют происхождение каждого годового максимума, избегая включения в ряд наблюденных максимальных расходов, сформированных талыми водами, годового максимума от дождя (и наоборот). Для рек, на которых максимальные расходы воды в разные сезоны имеют разное происхождение, кривые вероятностей превышения годовых максимумов расходов воды рекомендуется строить, определяя ежегодную вероятность P превышения над заданной величиной годового максимума Q_p по формуле:

$$P = P_1 + P_2 - 0{,}01\, P_1 \cdot P_2, \tag{4.60}$$

где P_1 и P_2 — вероятности (в%) превышения годовых максимумов отдельных типов (например, типом 1 могут быть весенние снеговые максимумы, а типом 2 — летне-осенние дождевые), определенные по кривым распределения, построенным для каждого типа отдельно.

Если ежегодные величины максимумов каждого из двух типов связаны между собой (наблюдаются в одинаковые сезоны), величины расчетных расходов воды для I и II классов капитальности рекомендуется проверять, исследуя вероятности сочетания природных факторов, влияющих на формирование максимальных расходов. В частности, если максимальные расходы отдельных типов могут налагаться друг на друга, ежегодную вероятность превышения над заданной величиной годового максимума определяют по формуле:

$$P = 0{,}01\, P_1 P_2, \tag{4.61}$$

где P_1 и P_2 — вероятности (в%) превышения годовых максимумов отдельных типов, определяемые по построенным для них кривым распределения, исходя из величин годовых максимумов, в сумме дающих заданную величину Q_p (для каждого расхода Q_p находят сочетание расходов Q_{p_1} и Q_{p_2}, дающее максимум P по формуле 4.61).

Рассмотренные методы построения кривых обеспеченности (вероятности превышения) максимальных расходов называются *композиционными*. В Средней Азии, где максимальные расходы, как правило, являются смешанными (на реках снего-дождевого питания типа р. Ахангаран они могут формироваться дождями на 70% и более),

композиционные методы построения кривых обеспеченности не получили широкого распространения.

При построении теоретических кривых распределения для генетически однородных типов годовых максимумов предварительные значения коэффициента асимметрии C_s принимаются, исходя из следующих соотношений, рекомендуемых СНИП-II-И-7—65:

а) для годовых максимумов талых вод равнинных рек $C_s = 2C_v$;

б) для годовых максимумов дождевых и смешанных вод равнинных рек $C_s = (3—4)\ C_v$;

в) для годовых максимумов дождевых и смешанных вод горных рек $C_s = 4\ C_v$.

Для рек с малыми водосборами, расположенными в засушливых областях и ливневых районах, значения C_s допускается принимать больше указанных. Определение величины коэффициента C_s основывается на совместных исследованиях материалов наблюдений по группам гидрологически сходных рек, что позволяет избежать больших ошибок, возможных при выборочной оценке.

На реках, где максимальные расходы формируются почти исключительно дождями с несколькими крупными пиками дождевых паводков в течение года, не накладывающимися друг на друга (селевые потоки в Средней Азии), возможно построение кривой распределения вероятностей максимальных расходов, исходя не из числа лет наблюдений, а из числа случаев, т. е. рассматривая не только годовые максимумы, но и все наблюденные пики паводков (рис. 110). Это позволяет использовать данные сравнительно короткого периода наблюдений (менее 15—20 лет), если общее число наблюденных максимальных расходов (число пиков) превышает 20.

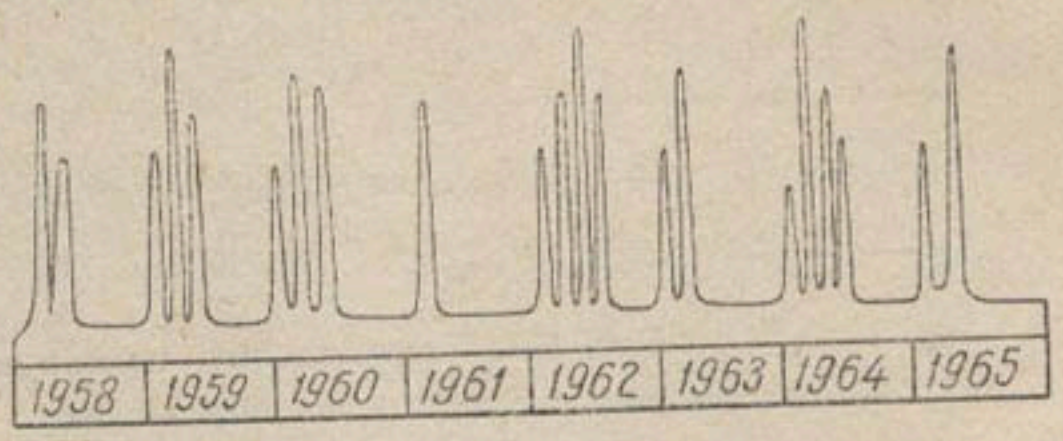


Рис. 110. Пики дождевых паводков (среднее число случаев 2,62 в год).

Составляя ряд наблюдений из числа случаев n, можно построить соответствующую ему теоретическую кривую распределения вероятностей превышения максимальных расходов теми же приемами, как и в случае ряда наблюденных годовых максимумов. При этом ежегодная вероятность превышения максимального расхода Q_p может определяться по формуле:

$$P = mp_c, \tag{4.62}$$

где m — среднее число случаев пиков паводка в году;

p_c — вероятность превышения, выраженная в числе случаев (для которой построена кривая распределения).

Следовательно, при известных Q_{0max}, C_v и C_s искомый расход Q_p заданного процента (вероятности) превышения может определяться по формуле

$$Q_p = Q_{0max}\left(1 + C_v \Phi_{\frac{p}{m}}\right). \tag{4.63}$$

При установлении расчетных максимальных расходов воды рекомендуется использовать, кроме материалов систематических гидрометри-

ческих данных, данные об исторических наивысших уровнях воды изучаемой реки, получаемые изучением меток высоких вод, опросом старожилов и сбором архивных сведений. Максимальные расходы воды по ним определяются путем экстраполяции зависимости между уровнями и расходами, выполняемой гидравлическими приемами. Полученные из различных источников сведения тщательно анализируют, сопоставляют между собой и взаимно контролируют, проявляя особую осторожность как при выборе исторического уровня, так и при определении расхода воды (особенно по рекам с неустойчивым рус-

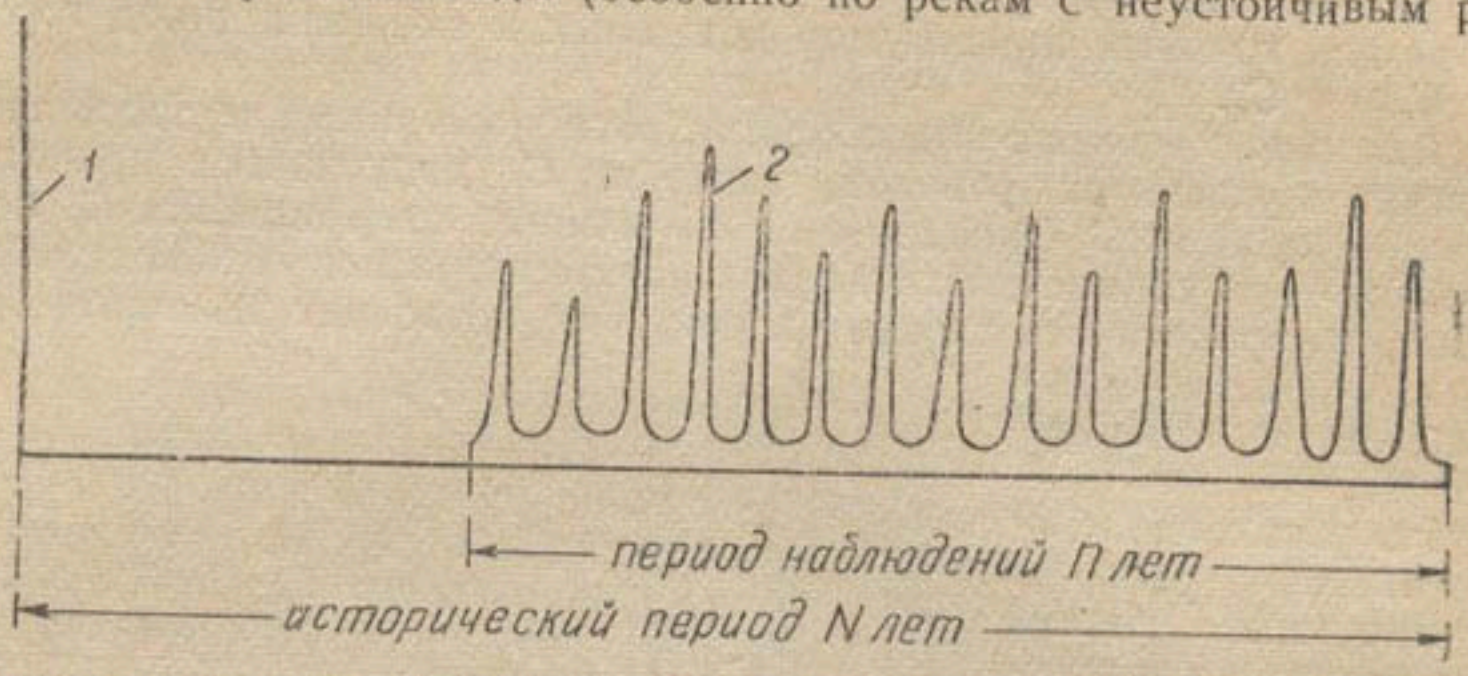


Рис. 111. Исторический максимум расхода:
1 — зафиксированный вне периода наблюдений *n* лет; *2* — наблюденные максимумы.

лом). Имея достаточно надежно вычисленный исторический максимум расхода Q_N за период N лет, можно уточнить вычисленные по ряду непрерывных наблюдений n лет параметры кривой распределения по формулам С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля. При этом возможны два случая:

1) исторический максимум находится вне периода непрерывных наблюдений (рис. 111), тогда

$$Q_{0max} = \frac{1}{N}\left(Q_N + \frac{N-1}{n}\sum_1^n Q_i\right); \qquad (4.64)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N-1}\left[\left(\frac{Q_N}{Q_{0max}} - 1\right)^2 + \frac{N-1}{n}\sum_1^n\left(\frac{Q_i}{Q_{0max}} - 1\right)^2\right]}, \qquad (4.65)$$

где Q_{0max} — средняя величина (норма) максимальных расходов за период n лет, в течение которого установленный исторический максимум является наибольшим расходом;
Q_N — исторический максимальный расход воды;
Q_i — годовые максимумы расходов за период наблюдений n лет;

2) исторические максимумы за период N лет по величине меньше наибольшего годового максимума за период непрерывных наблюдений. Тогда параметры Q и C_v уточняются по формулам

$$Q_{0max} = \frac{1}{N}\left(Q_n + \frac{N-1}{n-1}\sum_1^{n-1} Q_i\right); \qquad (4.66)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N-1}\left[\left(\frac{Q_n}{Q_{0max}} - 1\right)^2 + \frac{N-1}{n-1}\sum_1^{n-1}\left(\frac{Q_i}{Q_{0max}} - 1\right)^2\right]}. \qquad (4.67)$$

где $Q_{0\,max}$ — средняя величина (норма) максимальных расходов, приведенная к многолетнему периоду N лет;

C_v — коэффициент вариации максимальных расходов, приведенный к многолетнему периоду N лет;

Q_n — наибольшая величина годового максимума за n лет наблюдений;

Q_l — годовые максимумы за период наблюдений n лет, исключая наибольшую величину годового максимума.

Расчетные максимальные расходы воды для отверстий гидротехнических сооружений I класса, а также сооружений II, III и IV классов, разрушение которых из-за недостаточной пропускной способности угрожает катастрофическим наводнением, увеличиваются прибавлением гарантийной поправки. Эта поправка учитывает вероятную ошибку в вычислениях максимального расхода воды, связанную с особенностями распределения случайных переменных величин. Величина гарантийной поправки определяется по формуле ЛенГИДЭПа

$$\Delta Q = \frac{aE_p}{\sqrt{n}} Q_p, \tag{4.68}$$

где Q_p — максимальный расход воды данного процента вероятности;

ΔQ — гарантийная поправка;

E_p — средняя квадратическая ошибка в величине ординаты кривой обеспеченности, определяемая по графику (рис. 112);

n — число лет наблюдений, использованных при расчете с учетом приводки к многолетнему периоду;

a — коэффициент, характеризующий гидрологическую изученность реки, значение которого принимается: для рек, расположенных в гидрологически хорошо изученных областях, $a = 0{,}7$ и для рек, расположенных в слабо изученных областях, $a = 1{,}5$ (допускается принимать и промежуточные значения $0{,}7 < a < 1{,}5$).

При этом под гидрологически слабо изученными областями подразумеваются такие, где результаты расчета максимальных расходов воды не могут быть проверены сопоставлением с данными рек-аналогов.

Расчетный максимальный расход с гарантийной поправкой будет:

$$Q'_p = Q_p + \Delta Q_p, \tag{4.69}$$

где

$$Q_p = Q_{0max}(1 + C_v \Phi_p).$$

Точность расчетов максимальных расходов при наличии данных наблюдений сильно зависит от их надежности. Как правило, величины максимальных расходов определяют не непосредственными измерениями, а при помощи кривой связи расходов с уровнями, исходя из наблюденного максимального уровня. При этом возможны следующие погрешности:

во-первых, кривую связи расходов с уровнями строят по данным гидрометрических измерений расходов воды в отдельные периоды, которые обычно меньше годовых максимумов. При определении максимальных расходов кривую экстраполируют за пределы измерений, что понижает ее точность;

во-вторых, систематические наблюдения за уровнями производятся на гидрометрических станциях и постах в строго установленные сроки. Поэтому если максимальный расход прошел между сроками

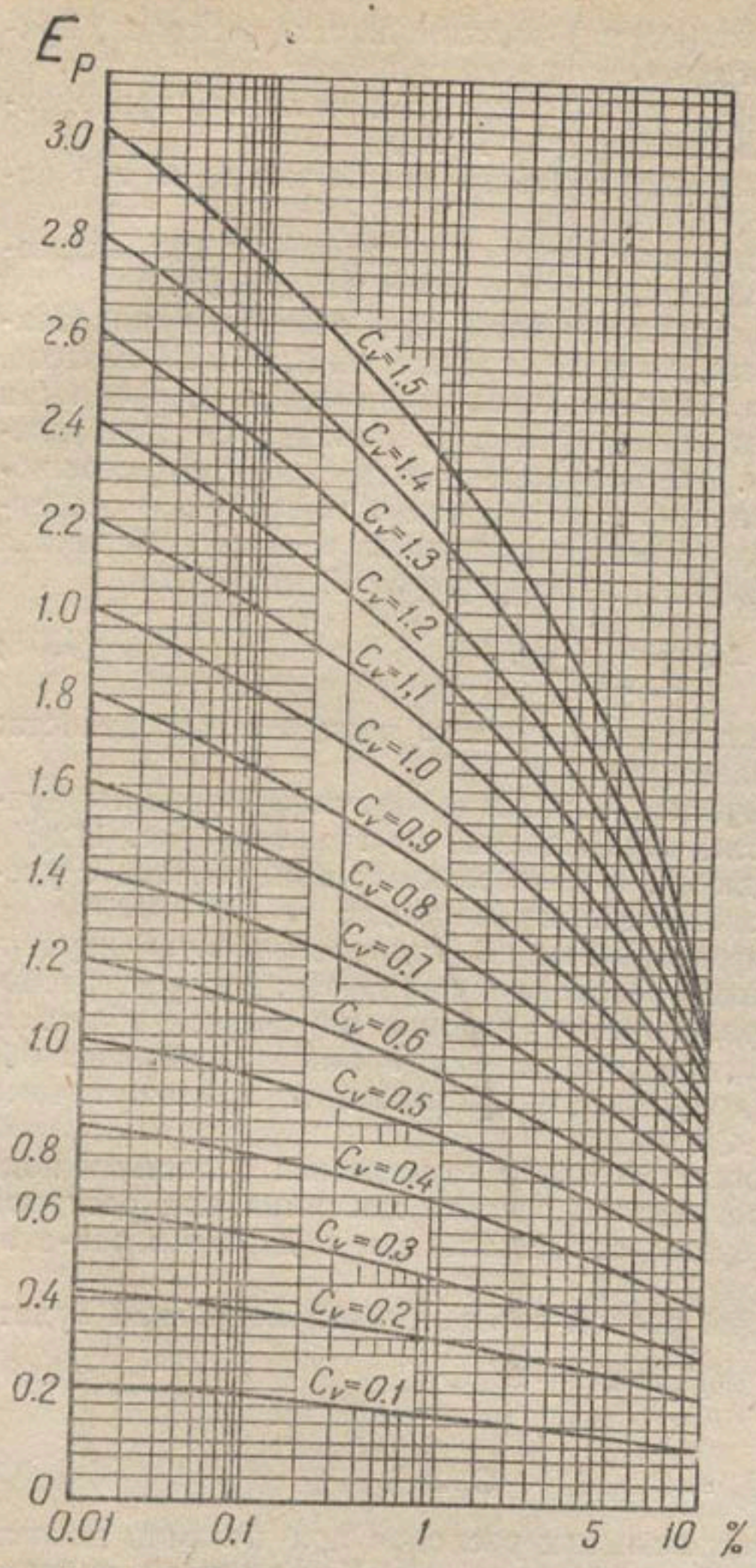


Рис. 112. График величины E_p для вычисления гарантийной поправки максимальных расходов воды.

наблюдений, его уровень не будет зафиксирован (если на станции или посту нет специальных устройств для фиксации максимальных уровней).

Погрешности в величине наблюденных максимальных расходов могут вызываться также деформациями русла при нарастании половодья или паводка, изменяющими кривую связи расходов с уровнями; неточностями, допущенными при построении этой кривой; неточностями самих гидрометрических наблюдений; неправильностями использования материалов наблюдений за уровнями прошлых лет (так, например, по В. П. Светицкому, при определении максимальных расходов р. Чирчик при помощи многолетней кривой связи по уровням 1909—1921 гг. не был учтен подпор, создававшийся при прохождении больших расходов воды мостом, располагавшимся ниже гидрометрического створа) и т. п.

Поэтому при расчете максимальных расходов по данным гидрометрических наблюдений необходимо анализировать: надежность этих материалов, используя для этого данные об исторических уровнях и расходах воды, материалы, характеризующие физико-географические условия формирования стоков в бассейне, материалы по рекам-аналогам, правила эксплуатации существующих гидротехнических сооружений, расположенных в исследуемом бассейне. В необходимых случаях производят выборочную или сплошную проверку исходных данных, которые должны включать:

а) анализ и увязку данных наблюдений за уровнями воды;

б) критический анализ зависимостей расходов воды от уровней, принятых для вычисления максимальных расходов воды (особенно тщательно проверяют достоверность экстраполированной части кривой

связи расходов и уровней, по которой определялись максимальные расходы);

в) сопоставление максимальных расходов воды в смежных гидрометрических створах;

г) оценку полноты материалов: наличие в их составе сведений о наибольших за период наблюдений максимумах, выяснение (на реках с быстро проходящими паводками) соотношений между расходом паводка, замеренным в часы наблюдений, и фактическим мгновенным максимумом.

Данные гидрометрических наблюдений признаются достаточными для определения максимальных расходов воды, если максимальные расходы, вычисленные по этим данным, надежны (верхняя часть кривой расходов воды хорошо освещена измерениями или экстраполирована гидравлически), повторяемость максимальных расходов воды за период наблюдений хорошо соответствует теоретической кривой обеспеченности и гарантийная поправка к величине максимального расхода воды, определенная по формуле (4.68), не превышает 20% его величины.

Если гидрометрические материалы вследствие их небольшого объема или низкого качества не позволяют определить фактические максимальные расходы воды в реке, производят дополнительный их анализ с привлечением данных по смежным створам, чтобы исключить возможность преуменьшения расходов.

Методы расчетов при коротком ряде наблюдений

Если продолжительность периода непрерывных наблюдений за максимальными расходами воды в рассматриваемом створе менее 15—20 лет, но имеется достаточно длительный период наблюдений на другом створе этой реки или на реке-аналоге, максимальные расходы определяют методами удлинения короткого ряда или восстановления отсутствующих данных для периодов перерыва наблюдений, аналогичными методам, применяемым для расчетов при коротких рядах среднегодовых расходов. При этом строительные нормы и правила допускают приведение коротких рядов к многолетним, если максимальные расходы в рассматриваемом створе и створе-аналоге колеблются синхронно и коэффициент корреляции между величинами максимальных расходов воды, относящихся к одним и тем же годам и сезонам, достаточно высок ($r = 0{,}8-0{,}9$).

Для приведения параметров кривой распределения вероятностей превышения максимальных расходов к многолетним значениям рекомендуются следующие формулы:

$$Q_y^{(N)} = Q_y^{(n)} + r\frac{\sigma_y^{(N)}}{\sigma_x^{(N)}}(Q_x^{(N)} - Q_x^{(n)}); \tag{4.70}$$

$$C_{vy}^{(N)} = \frac{\sigma_y^{(N)}}{Q_y^{(N)}}, \tag{4.71}$$

где $Q_y^{(N)}$ — среднее значение максимального расхода воды в рассматриваемом створе реки, приведенное к многолетнему периоду N;

$C_{vy}^{(N)}$ — коэффициент вариации максимальных расходов воды в том же створе, приведенный к многолетнему периоду;

$Q_y^{(n)}$ — среднее значение максимального расхода воды в рассматриваемом створе реки за короткий период наблюдений n;

$Q_x^{(N)}$ и $Q_x^{(n)}$ — средние значения максимальных расходов воды в створе-аналоге за периоды n и N лет;

σ_y и σ_x — среднее квадратическое отклонение максимальных расходов воды в рассматриваемом створе и створе-аналоге (для короткого периода с индексом n, для многолетнего с индексом N).

Величина $\sigma_y^{(N)}$, входящая в формулы (4.70) и (4.71), вычисляется по формуле:

$$\sigma_y^{(N)} = \frac{\sigma_y^{(n)}}{\sqrt{1 - r^2\left[\left(1 - \left(\frac{\sigma_x^{(n)}}{\sigma_x^{(N)}}\right)^2\right)\right]}}. \qquad (4.72)$$

СНиП-II-И-7—65 рекомендуют расчеты по уточнению параметров кривых распределения сопровождать графическими построениями, дающими наглядное представление о допустимости полученных значений $Q_{yN} = Q_{o\max}$; $C_{v\max}$ и $C_{s\max}$ или необходимости их соответствующих изменений.

Если по данным кратковременных наблюдений нельзя установить надежную графическую или корреляционную связь со створом-аналогом, имеющим длительный период наблюдений (из-за сильного разброса натурных точек или отсутствия аналога), то для приближенных расчетов норму максимальных расходов определяют как среднее арифметическое наблюденных годовых максимумов $\left(Q_{o\max} = \frac{\sum Q_{\max}}{n}\right)$, а коэффициент вариации максимальных расходов вычисляют по эмпирическим формулам. Приведем некоторые из них:

1) формула А. В. Огиевского: $C_{v\max} = 2C_v + 0{,}03$;

2) формула В. Л. Шульца (для талых вод рек южных районов Средней Азии и Ферганской области): $C_{v\max} = 1{,}35C_v \pm 0{,}10$;

3) формула Д. Л. Соколовского: $C_{v\max} = \frac{K_{\max} - 1}{1{,}5 \lg n}$; (4.73)

4) формула Н. Д. Антонова: $C_{v\max} = \frac{K_{\max} - 1}{2{,}3 \lg(2n-1)}$.

В этих формулах C_v — коэффициент вариации среднегодовых расходов воды рассматриваемой реки; $K_{\max} = \frac{Q_{\max}}{Q_{o\max}}$ — максимальная величина модульного коэффициента за период наблюдений n лет.

Методы расчетов при отсутствии данных наблюдений

При отсутствии (или недостаточности) гидрометрических наблюдений на рассматриваемой реке максимальные расходы определяют, используя аналогию с гидрологически сходными бассейнами или эмпирические формулы, основанные на наблюденных максимальных расходах воды и анализе условий формирования высокого стока (рис.113). Сведения о свойственных реке половодьях и паводках и результаты инструментальных измерений (промеры русла, определение уклонов водной поверхности, нивелировка отметок исторических уровней воды, измерение расходов воды и т. п.) должны быть достаточно полными. При слабой гидрологической изученности области, в которой расположен рассматриваемый бассейн, рекомендуется обследовать

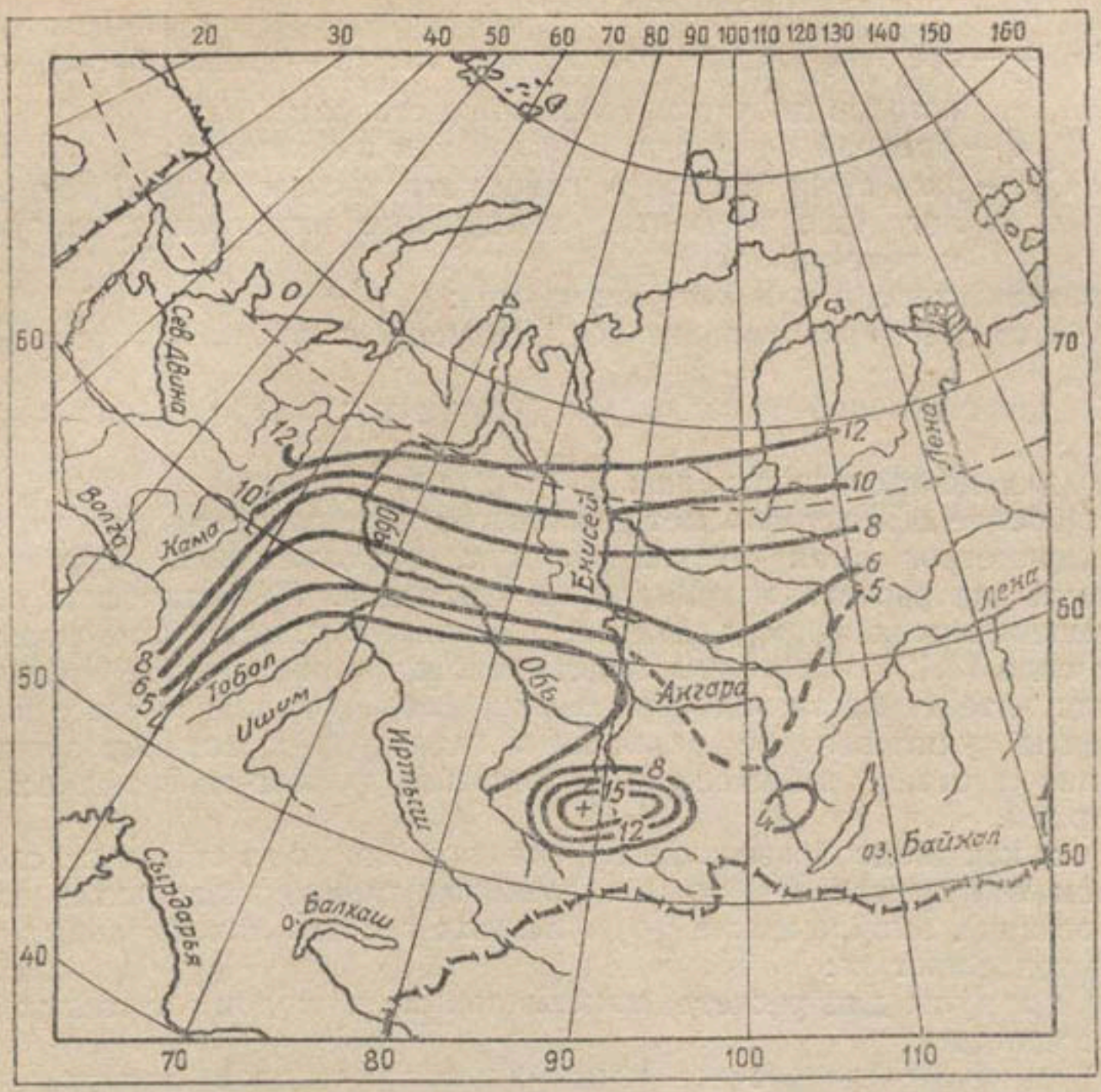


Рис. 113. Карта распределения параметра A *мм/час* 1%-ной обеспеченности максимального стока талых вод рек Азиатской территории СССР.

также и другие бассейны, сходные с ним по условиям формирования максимального стока. При выборе бассейнов-аналогов предпочтение отдают тем из них, которые:

а) имеют длительные гидрометрические наблюдения за максимальным стоком;

б) расположены в такой же физико-географической зоне и в сходных с рассматриваемым бассейном гидрологических и климатических условиях;

в) имеют размеры площади и форму бассейна, близкие к бассейну рассматриваемой реки, а также сходный характер рельефа, почвенного и растительного покрова;

г) имеют близкие значения расчетных величин снегозапасов или суточных максимумов осадков;

д) имеют близкие средние отметки бассейна и примерно одинаковую ориентацию склонов и одинаковый тип питания.

При грубоприближенных расчетах максимальный расход определяют по формуле:

$$Q_p = Q_{ap}\left(\frac{F}{F_a}\right)^n \left(\frac{B}{B_a}\right)^m \left(\frac{I}{I_a}\right)^{\frac{1}{4}}, \qquad (4.74)$$

где F — площади бассейнов, $км^2$;

$B = \frac{F}{L}$ — средняя ширина бассейнов, $км$ (L — длина бассейна от истоков до рассматриваемого створа);

I — средний продольный уклон рек на длине L;

Q_{ap} — расчетный расход в гидрометрическом створе реки-аналога (все элементы, помеченные индексом a, относятся к реке-аналогу).

Показатели степени n и m принимаются:

а) для снегового паводка рек, текущих с юга на север: $n = {}^3/_4$; $m = {}^1/_4$;

б) для снегового паводка рек, текущих с севера на юг: $n = {}^2/_3$; $m = {}^1/_4$;

в) для дождевого паводка: $n = {}^1/_2$; $m = {}^1/_3$.

Наиболее эффективно метод аналогов используется для уточнения параметров эмпирических формул, предложенных различными авторами для расчета максимальных расходов. Теоретической основой эмпирических формул является основная генетическая формула стока вида (3.12), в которую подставляются эмпирические зависимости для интенсивности водообразования и вводятся поправочные коэффициенты, учитывающие различия в гидрографах водообразования, стекания и стока, вызываемые различными физико-географическими факторами.

Так как водообразование на склонах может вызываться снеготаянием или выпадением дождя (дающими различный характер водообразования), эмпирические формулы для расчета максимальных расходов разделяют на:

а) формулы для расчета максимальных расходов от талых вод (половодий) и

б) формулы для расчета максимальных расходов ливневых вод (дождевых паводков).

Для расчета максимальных расходов от талых вод предложено много формул: Д. Л. Соколовским, Г. А. Алексеевым, А. В. Огиевским и др.

Д. Л. Соколовский установил, что модуль максимального стока уменьшается по мере увеличения площади водосбора, согласно зависимости

$$M_{\max} = \frac{A_p}{(F+1)^n}, \tag{4.75}$$

где A_p — модуль максимального стока расчетной вероятности при $F = 0$;

n — параметр, называемый *показателем редукции.*

Величина $\frac{1}{(F+1)^n} = \varphi$ называется *коэффициентом редукции максимального стока.* Она характеризует уменьшение модуля стока с увеличением площади водосбора, вызываемое неравномерным распределением интенсивности водообразования по площади водосбора.

Как отмечает В. Л. Шульц, коэффициент редукции максимального стока является функцией не только размеров площади водосбора, но и факторов, определяющих время добегания талых вод до рассматриваемого замыкающего створа (уклоны, состояние поверхности водосбора и т. п.). Для больших водосборов (особенно расположенных в горной области), где одновременным снеготаянием охва-

тывается лишь часть площади, вводят поправочный коэффициент $\gamma = \frac{f_0}{F}$, где f_0 — площадь одновременного снеготаяния.

Д. Л. Соколовский, изучая максимальные расходы различной обеспеченности в различных районах Европейской территории СССР, установил, что показатель редукции n в формуле (4. 75) изменяется в пределах от 0,20 до 0,30 и в среднем равен 0,25.

Заменив в формуле (3.12) интенсивность водообразования модулем максимального стока, получим

$$Q_{max} = \frac{A_p}{(F+1)^n} F \cdot K. \tag{4.76}$$

Откуда, пренебрегая в знаменателе единицей по сравнению с величиной площади F и разделяя поправочный коэффициент K на составляющие, имеем:

$$Q_{max} = A_p F^{1-n} \delta_1 \cdot \delta_2, \tag{4.77}$$

где δ_1 и δ_2 — редукционные коэффициенты на озерность и заболоченность (δ_1) и на лесистость (δ_2).

При $n = 0{,}25$ и A_p, выраженном в *мм/час*, формула (4.77) имеет вид:

$$Q_{max} = 0{,}28\ A_p F^{0{,}75} \cdot \delta_1 \cdot \delta_2, \tag{4.78}$$

где $0{,}28 = \frac{1000000}{3600 \cdot 1000}$ выражает перевод отношения $\frac{км^2 \cdot мм}{час}$ в $м^3/сек$.

Д. Л. Соколовский составил карты изолиний параметра A_p для нормы максимальных расходов (A_0) и для расходов различной обеспеченности ($A_{5\%}$, $A_{3\%}$, $A_{1\%}$), охватывающие Европейскую территорию СССР и северную часть Азиатской территории (рис. 113). В настоящее время для водосборов с площадью $F > 250$ $км^2$ рекомендуется формула (4.78), а для меньших водосборов — формула Д. Л. Соколовского — К. П. Воскресенского:

$$Q_p = \frac{A_p}{(F+10)^n} \cdot F \delta_1 \cdot \delta_2. \tag{4.79}$$

Параметр A_p определяют по картам изолиний или по формуле:

$$A_p = K h_{p\%},$$

где коэффициент K для центра и юга Европейской территории Союза в среднем 0,01; для степных и полустепных районов 0,02 — 0,025 (точные его значения вычисляют по формулам 4.77 или 4.79 по данным реки-аналога); h_p — расчетный слой весеннего стока, *мм*.

Для гидрологически изученных районов расчетный слой весеннего стока определяют по формуле

$$h_p = \frac{W_p}{1000\,F}; \tag{4.80}$$

для неизученных — по формуле:

$$h_p = h_0 (1 + C_v \cdot \Phi_p). \tag{4.81}$$

В этих формулах: W_p — объем весеннего стока расчетной обеспеченности, определенный по данным наблюдений; h_0 и C_v — средний слой весеннего стока и коэффициент его вариации, определяемые по специальным картам изолиний. При определении коэффициент асимметрии принимается $C_s = K \cdot C_v$ при $1 \leqslant K \leqslant 2$.

Редукционный коэффициент на озерность и заболоченность δ_1 определяют по формуле:

$$\delta_1 = 1{,}0 - \beta \lg (1 + f_0 + 0{,}2 f_б), \tag{4.82}$$

где $\beta = 0{,}6—0{,}8$;

f_0 и $f_б$ — площади озер и болот в% от всей площади бассейна.

Коэффициент δ_1 учитывает снижение максимального расхода за счет озерно-болотной аккумуляции, причем при одинаковой регулирующей емкости озер сосредоточение их в нижней части бассейна вызывает большее снижение максимальных расходов, чем в верхней. Поэтому, по предложению А. А. Соколова, величину f_0 определяют по формуле:

$$f_0 = \frac{F_0 F_p}{F^2}, \tag{4.83}$$

где F_0 — площадь зеркала озер, $км^2$;

F_p — площадь бассейна, регулируемая озерами, $км^2$;

F — вся площадь бассейна выше рассматриваемого створа.

Если в бассейне имеются только болота, то для верховых болот $\beta = 0{,}6$, для низинных и пойменных $\beta = 0{,}7—0{,}8$. Малая (примерно в пять раз меньше, чем в озерах) аккумуляция максимального стока в болотах объясняется меньшей емкостью их регулирующей призмы.

Для редукционного коэффициента лесистости, учитывающего уменьшение интенсивности снеготаяния и увеличение инфильтрации на участках, покрытых лесом, предложена формула:

$$\delta_2 = 1 - \nu \lg (1 + f_л), \tag{4.84}$$

где ν — коэффициент, характеризующий проницаемость почв на лесных участках (для суглинистых почв 0,25—0,30; для супесчаных и песчаных 0,35—0,45);

$f_л$ — площадь, занятая лесом, % от всей площади водосбора.

Коэффициент лесистости принимается $\delta_2 = 1$, при озерности $f_0 > 15\%$, а также для больших водосборов, где влияние лесистости учитывается в величине параметра A_p.

Для суммарного учета озерности, заболоченности и лесистости предложена формула:

$$\delta_1 \cdot \delta_2 = \delta = 1 - \nu \lg (1 + f_0 + 0{,}2 f_б + 0{,}1 f_л), \tag{4.85}$$

причем при $f_0 < 1\%$ $f_б + f_л < 5\%$; $\delta = 1{,}0$.

По исследованиям И. В. Иванова, на 200 бассейнах рек Оки, Волги, Камы, Десны и Дона значения параметра

$$A_p = \frac{Q_{max}}{F^{0{,}75}} \tag{4.86}$$

имеют минимум при залесенности бассейнов $f_л = 50\%$. Это объясняется влиянием разновременности таяния снега и сброса талых вод при снеготаянии всего бассейна, вызываемой неодновременностью таяния снега в лесу и в поле.

Для гидрологически неизученных рек параметр A_p лучше определять методом аналогии, пользуясь формулой (4.86) или формулами (4.77—78) с введением соответствующих редукционных коэффициентов. При этом требуются следующие данные по бассейнам рассматриваемой реки и реки-аналога: а) гипсометрические карты; б) карты распределения снежного покрова; в) данные о лесистости, заболо-

ченности и озерности и г) данные о сроках наступления весеннего половодья.

В качестве реки-аналога принимают гидрологически хорошо изученную реку, водосбор которой в горной области расположен на том же склоне горного хребта и имеет достаточно близкую к рассматриваемой реке озерность, заболоченность и лесистость. Кроме того, учитывают характер пойм рек, влияющий на распластывание половодий и могущий вызвать снижение параметра A_p.

Определяя параметр A_p по формуле (4.85), следует иметь в виду, что, согласно исследованиям А. А. Соколова, возможны три вида редукции модуля максимального стока половодья:

1) обобщенная, отвечающая постоянному значению параметра (охватывает реки, относящиеся к большим территориям, с разнообразными физико-географическими характеристиками);

2) региональная (районная), соответствующая переменному значению параметра A_p (охватывает реки сравнительно ограниченных территорий, где на изменение модуля стока влияет площадь водосбора, а также индивидуальные особенности группы бассейнов);

3) частная, или бассейновая, отражающая особенности данного бассейна (увеличение или уменьшение по длине реки количества осадков, запаса воды в снеге к началу половодья, совпадение или противоположное направление течения реки и движения фронта и тыла снеготаяния, характер поверхности водосбора, фильтрационные свойства слагающих ее почво-грунтов, уклоны реки, форма и развитость гидрографической сети и т. п.).

Для определения региональных редукций максимального стока ГГИ построены зависимости $M_{max} = f(F)$ для рек:

а) бассейнов Белого, Баренцева и Балтийского морей;

б) центральной части Европейской территории СССР и

в) южной половины Европейской территории СССР.

Для остальных гидрологически слабоизученных и неизученных районов выводят свои, районные формулы, основанные на логарифмических анаморфозах зависимости модулей максимального стока (обычно $M_{2\%}$ и $M_{1\%}$) от площади водосбора, построенных по данным наблюдений за максимальными расходами (рис. 114).

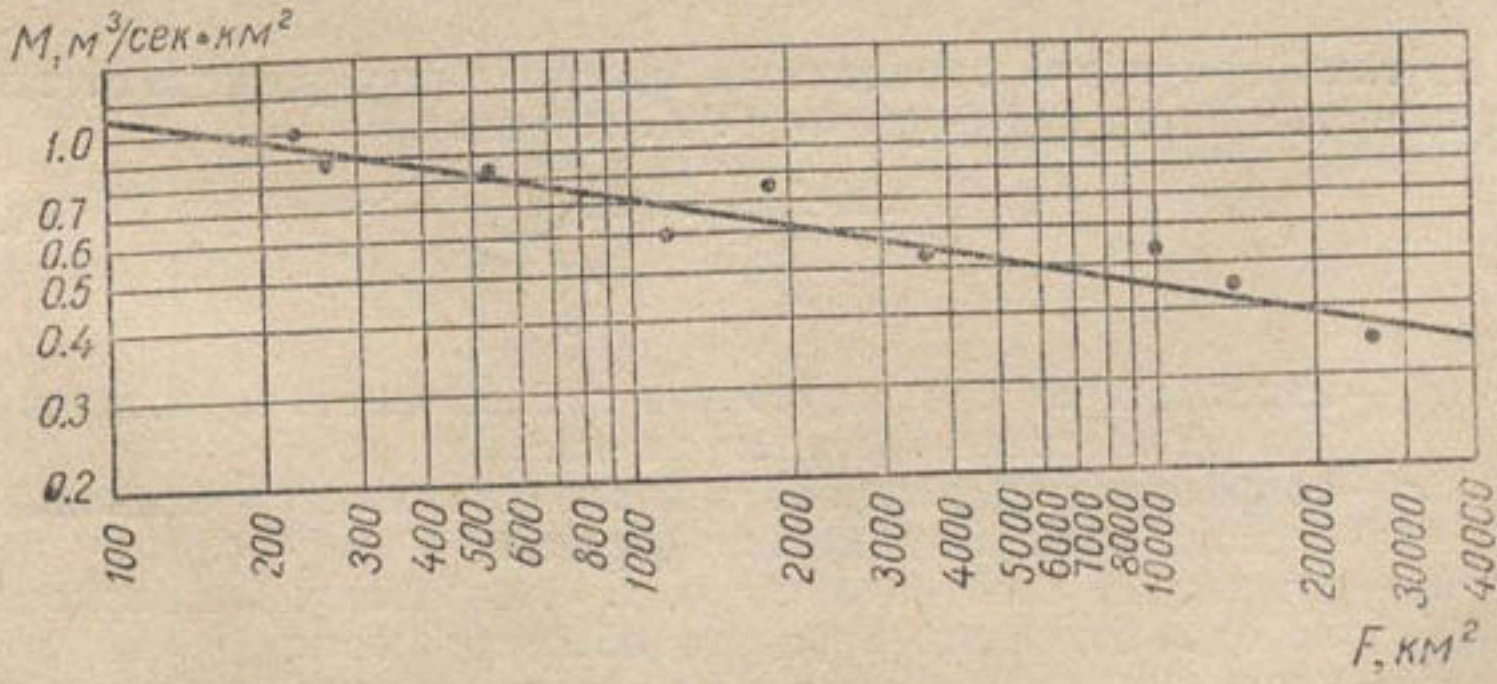


Рис. 114. Зависимость модулей максимального стока от площадей бассейнов рек.

Если расположение максимальных натурных точек позволяет принять прямолинейную связь, то показатель редукции n определяют

графически, как тангенс угла наклона прямой к оси абсцисс, или по формуле:

$$n = \frac{\lg M_2 - \lg M_1}{\lg F_1 - \lg F_2}, \tag{4.87}$$

где M_1 и M_2 — значения модуля, определенные графически по принятой прямой связи, для любых двух значений площади F_1 и F_2.

Параметр A_p в этом случае определяется по формуле

$$A_p = M_p F^n, \tag{4.88}$$

где M_p — значение модуля, определенное по той же прямой для любого значения площади F (в частности, могут быть приняты значения M_1 при F_1 или M_2 при F_2).

В. Л. Шульц установил для рек Средней Азии региональное значение $n = 0{,}20$, что дает региональную формулу для модуля максимального стока

$$M_{max} = \frac{A}{F^{0,20}}. \tag{4.89}$$

Более тесная связь получена В. Л. Шульцем между модулем среднемноголетнего максимального стока M_{max} и модулями среднемноголетнего годового стока M_0 и стока половодья M_n. При этом, по А. Щетинникову, на изученных 14 реках Средней Азии связь между M_{max} и M_n имеет коэффициент корреляции $r = 0{,}97$ и среднюю квадратическую ошибку уравнения регрессии $\sigma_r = 6{,}8\%$, тогда как связь между M_{max} и M_0 имеет $r = 0{,}96$ и $\sigma_r = 7{,}6\%$. Учитывая большую сложность вычисления M_n при сравнительно незначительном повышении точности, В. Л. Шульц рекомендует в условиях Средней Азии рассматривать M_{max} как функцию M_0 и F, используя эмпирические формулы:

$$M_{max} = B \cdot M_0^{0,84}$$

или

$$M_{max} = \frac{A \cdot M_0^{0,75}}{F^{0,15}}. \tag{4.90}$$

Из других формул для определения максимального расхода от талых вод наиболее интересна формула Г. А. Алексеева

$$Q_p = \frac{q_0 r L}{\left(1 + \frac{q_0}{h_p}\right) v} \cdot F + Q_{гр}, \tag{4.91}$$

где q_0 — максимальная среднесуточная интенсивность водоотдачи заданной обеспеченности, $м^3/сек \cdot км^2$;

r — коэффициент зарегулированности (снижения) максимального расхода воды прудами или озерами;

h_p — суммарный слой водоотдачи, т. е. слой стока за период половодья заданного процента обеспеченности;

L — длина главного водотока от истока (водораздела) до рассматриваемого створа, $км$;

v — средняя скорость добегания стока по главному водотоку, $м/сек$;

$Q_{гр}$ — расход грунтового питания.

Входящую в эту формулу величину максимальной среднесуточной интенсивности водоотдачи q_0 вычисляют по формуле:

$$q_0 = \frac{\gamma h_p}{1 + \alpha f_л + \beta f_б}, \tag{4.92}$$

где γ — климатический коэффициент, при M_{max} в $м^3/сек \cdot км^2$ принимаемый для всей территории СССР равным 0,003;
$f_л$ и $f_б$ — площади лесов и болот в долях от площади водосбора;
α и β — коэффициенты, принимаемые для хвойных лесов и моховых болот — 2, для смешанных лесов и переходных болот — 1,5, для лиственных лесов и низинных болот — 1,0.

При $f_л = f_б = 0$; $q_0 = 0{,}003\ h_p$.

Величину слоя весеннего стока h_p в формулах (4.91) и (4.92) определяют по формуле (4.81), принимая h_0 по карте среднего слоя весеннего стока и вычисляя коэффициент вариации этого слоя по формуле

$$C_{v_h} = \frac{K - 1{,}3 \lg (F + 100)}{(h_0 + 10)^{\frac{2}{3}}}, \tag{4.93}$$

где $K = 14$ (для средних условий).

Величина h_p также может определяться по кривым обеспеченности слоя весеннего стока реки-аналога или по ее максимальным весенним расходам заданной обеспеченности. В последнем случае коэффициент вариации C_{v_h} определяют по формуле (4.93), предварительно уточняя параметр K по данным C_{v_h} и F реки-аналога.

Коэффициент зарегулированности максимального расхода воды прудами и озерами в формуле (4.91) вычисляют по формуле:

$$r = 1 - \frac{W_1 F_1 + W_2 F_2 + \ldots + W_n F_n}{W_p F}, \tag{4.94}$$

где W_1; W_2 ... W_n — регулирующие емкости отдельных прудов и озер;
F_1; F_2 ... F_n — площади частей бассейна, где расположены пруды и озера;
W_p — объем стока половодья;
F — общая площадь бассейна (выше рассматриваемого створа).

При грубых подсчетах

$$r = \frac{1 - f_0}{1 + 25 f_0}, \tag{4.95}$$

где f_0 — площадь прудов и озер в долях от площади бассейна.

Длина главного водотока приближенно может определяться по формуле

$$L = K\sqrt{F}, \tag{4.96}$$

где $K = 1{,}5$—$2{,}5$.

Средняя скорость добегания может определяться по формуле

$$v = a Q^{\frac{1}{4}} I^{\frac{1}{3}}\ м/сек$$

или

$$v = 86{,}4 \cdot a \cdot Q^{\frac{1}{4}} I^{\frac{1}{3}} \ км/сутки, \tag{4.97}$$

где I — средний уклон главного водотока, *м/км*;

a — коэффициент, зависящий от формы русла и его шероховатости, значения которого изменяются от 0,18 (для чистых русел равнинных рек) до 0,12 (для русел периодических водотоков, сильно заросших и плохо разработанных пойм рек и галечно-валунных русел горного типа).

Расход грунтового питания $Q_{гр}$ вычисляют по формуле

$$Q_{гр} = \frac{M_{мо} F}{1000}, \tag{4.98}$$

где $M_{мо}$ — среднемноголетний модуль стока межени (обычно определяется по данным реки-аналога).

Для малых водотоков, имеющих внутрисуточный ход стока, в формулу (4.91) вводится поправочный коэффициент

$$K = \frac{K_0}{1 - (K_0 - 1)\frac{L}{v}}, \tag{4.99}$$

где K_0 — отношение максимальной мгновенной водоотдачи снеговой воды к ее максимальной среднесуточной величине (для лесной зоны $K_0 = 2-3$; лесостепной 3—4; степной 4—5).

Ю. М. Денисов применительно к условиям горных рек Средней Азии предложил следующую формулу, учитывающую, что максимальные расходы талых вод формируются частью площади водосбора:

$$Q_{max} = \frac{q_0 \cdot F}{1 + \frac{q_0}{h} \cdot \frac{L}{v_L} + \frac{q_0 \cdot H_{ср}}{h \cdot v_{ср}}}, \tag{4.100}$$

где q_0 — максимальная интенсивность водоотдачи, $м^3/сек \cdot км^2$;

h — слой водоотдачи, осредненный по площади, *мм*;

L — длина главного водотока, *км*;

$H_{ср}$ — расчетная амплитуда высот водосбора, *км*;

v_L — средняя скорость добегания талой воды по главному водотоку, *м/сек*;

$v_{ср}$ — средняя скорость движения фронта снеготаяния по расчетной амплитуде высот, *м/сек*.

Для равнинных рек $H_{ср} = 0$ и формула (4.99) превращается в формулу (4.91). Если расчетная амплитуда $H_{ср} > 0{,}8$ *км*, членом $\frac{q_0 L}{h v_L}$ в формуле (4.100) можно пренебречь, тогда

$$Q_{max} = \frac{q_0 \cdot F}{1 + \frac{q_0 \cdot H_{ср}}{h \cdot v_{ср}}}. \tag{4.101}$$

Для расчета максимальных расходов от ливневых вод также предложено много формул. Из них наиболее распространена формула Д. Л. Соколовского:

$$Q_{max} = \frac{0{,}28 (H_m - H_0)^{\alpha}}{t_n} f \cdot \delta_1 \cdot \delta_2 \cdot \delta_3 + Q_{гр}, \tag{4.102}$$

где H_T — слой осадков за расчетное время дождя T, *мм*;

H_0 — слой осадков, при котором начинается сток (называется *слоем начальных потерь* и зависит от предшествующего увлажнения почвы), *мм*;

α — коэффициент стока, учитывающий потери влаги в процессе водообразования (главным образом на инфильтрацию в процессе склонового стока, потерями на испарение из-за кратковременности ливней обычно пренебрегают);

t_n — продолжительность подъема паводка;

f — коэффициент формы гидрографа;

δ_1 — коэффициент снижения (редукции) максимальных расходов за счет озерно-болотной аккумуляции;

δ_2 — коэффициент редукции на лесистость и проницаемость почв;

δ_3 — коэффициент руслового регулирования;

$Q_{гр}$ — расход грунтового питания.

Входящий в формулу (4.102) слой осадков за расчетное время дождя определяют по формуле:

$$H_T = S\ (60\ T)^{\frac{1}{3}}, \qquad (4.103)$$

где S — ливневый параметр (*мм/сек*), чаще всего определяемый по формуле Г. А. Алексеева (2.47) $S = A + B\lg N$;

$N = \frac{100}{p}$ — повторяемость в годах при обеспеченности P, %.

Значения A и B приведены в табл. 33.

Таблица 33

Пункт	A	B	S_1 %
Алма-Ата	3,25	3,21	9,67
Акташ	2,60	3,61	9,82
Ашхабад	1,62	2,61	6,84
Джамбул	3,06	3,23	9,52
Душанбе	3,67	3,79	11,25
Кзыл-Орда	2,44	3,05	8,54
Медео	4,30	3,54	11,38
Ош	2,63	3,76	10,15
Падшаата	3,45	3,83	11,11
Покровское (Каракол)	2,33	2,59	7,51
Самарканд	1,56	3,12	7,80
Сарканд	2,84	2,03	6,90
Фергана	1,85	2,95	7,75
Ташкент	2,04	3,05	8,14
Фрунзе (Луговая)	2,42	3,07	8,56

Расчетное время дождя принимается равным

$$T = \mu\, t_n, \qquad (4.104)$$

где t_n — продолжительность подъема паводка, *часы*;

$\mu = \frac{1}{(1 + t_n)^{\frac{1}{5}}}$ — коэффициент замедления стока.

Продолжительность подъема паводка t_n принимается равной времени добегания до рассматриваемого расчетного створа от наиболее уда-

ленных точек бассейна, что соответствует максимальному возможному расходу с данной площади при данной интенсивности дождя.

Величина $t_п$ определяется по формуле:

$$t_п = \tau = \frac{L}{3{,}6\, v_п}, \qquad (4.105)$$

где средняя скорость добегания пика паводка $v_п = 0{,}7\ v_{max}$. Значение v_{max} может приниматься по данным табл. 34.

Таблица 34

Грунты, слагающие русла	Значение v max (*м/сек*) при средней глубине *Hм*						
	<1	2	3	4	5	6	7
Равнинный рельеф							
Мелкий песок, супесь	≥0,6	—	—	—	1,05	1,15	1,20
Средний песок, мелкий песок с гравием	—	—	—	1,20	1,30	1,40	1,45
Крупный песок, средний песок с гравием	<1,0	1,10	1,30	1,45	1,60	—	—
Холмистый (полугорный) рельеф							
Гравий с крупным песком	≥1,0	—	—	—	1,90	2,00	2,10
Мелкая галька с гравием и песком	—	—	—	2,20	2,30	2,40	2,50
Средняя галька с гравием и песком	<2,0	2,05	2,35	2,55	2,75	—	—
Горный рельеф							
Крупная галька с гравием	≥1,5	—	—	—	3,20	3,35	3,50
Булыжник с галькой и гравием	—	—	—	3,60	3,85	4,05	4,20
Крупный булыжник с галькой	<2,5	3,55	3,95	4,25	4,50	—	—

L — длина водосбора до рассматриваемого створа определяется по карте или приближенно по формуле (4.96). Если продолжительность дождя расчетной обеспеченности, по опытным данным, значительно меньше, чем по формуле (4.104), в расчет вводятся поправки особенно при большой площади водосбора F, полностью не охватываемой дождем расчетной обеспеченности.

Величину начального слоя осадков H_0 и коэффициент стока, соответствующий принятому проценту обеспеченности, находят по табл. 35.

Таблица 35

Определение значений коэффициента стока и слоя начальных потерь H_0

Район, зона	H_0, *мм*	Значение α при расчетной обеспеченности p,%		
		1	2—3	10
Лесная	10	0,25—0,30	0,20—0,25	0,10—0,15
Лесостепная и степная	20	0,30—0,40	0,20—0,30	0,10—0,15
Горные и предгорные районы Средней Азии и Кавказа, предгорье Урала и Карпат	15	0,35—0,40	0,25—0,30	0,15—0,20
Горные районы Карпат, Западная Грузия, Дальний Восток (без Южного Приморья)	10	0,40—0,50	0,30—0,35	0,20—0,25
Черноморское побережье Кавказа и Южное Приморье Дальнего Востока	5	0,50—0,60	0,30—0,40	0,25—0,30

Коэффициент формы гидрографа определяют по формуле:

$$f = 3{,}6\frac{t_n \cdot Q_{max}}{\alpha \cdot H_T \cdot F} \qquad (4.106)$$

или приближенно

$$f = \frac{12}{4 + 3\lambda}. \qquad (4.107)$$

Входящая в последнюю формулу величина λ представляет собой отношение продолжительности спада паводка к продолжительности подъема. Значения λ и f берут из табл. 36

Таблица 36

Характеристика реки	λ	f
Малые реки и лога с безлесными бассейнами и малопроницаемыми почвами	2,0—2,5	1,20—1,04
Средние и большие реки с небольшими поймами, малые реки и лога с залесенными бассейнами и проницаемыми почвами	3,0—4,0	0,92—0,75
Большие реки с широкими поймами	4,0—5,0	0,75—0,63

Коэффициент редукции на озерность и заболоченность δ_1 определяют по формуле (4.82), принимая $\beta = 0{,}7$ при расположении озер в нижней части бассейна, а также для низинных и пойменных болот; в остальных случаях $\beta = 0{,}6$.

Коэффициент редукции на лесистость δ_2 при непродолжительных ливневых паводках лесостепной и степной зон вычисляют по формуле (4.84). При продолжительных дождевых паводках аккумулирующая емкость лесных почв заполняется полностью и вызываемое ее влиянием снижение максимальных расходов становится незначительным. Поэтому для рек лесной зоны Европейской территории СССР, Восточной Сибири и Дальнего Востока $\delta_2 = 1$. Коэффициент руслового регулирования приближенно определяют по формуле:

$$\delta_3 = 1 - 0{,}001\frac{h_n F_n}{\alpha H_T F}, \qquad (4.108)$$

где h_n и F_n — средняя глубина заполнения и площадь поймы.

Приближенные значения расхода грунтового питания водотока находят по формуле (4.98).

Для малых безозерных, незалесенных и незаболоченных рек, суходолов и логов δ_1; δ_2; $\delta_3 = 1$; $Q_{гр} = 0$; $f = 1{,}2$, что позволяет привести формулу (4.102) к виду:

$$Q_{max} = 0{,}336\frac{(H_T - H_0)\alpha \cdot F}{t} \qquad (4.109)$$

или при $t = \frac{L}{3{,}6v}$

$$Q_{max} = 1{,}2\, B\,(H_T - H_0)\,\alpha\, v, \qquad (4.110)$$

где $B = \frac{F}{L}$ — средняя ширина водосбора.

Приближенные значения дает также упрощенная формула Д. Л. Соколовского

$$Q_{max} = A_B \cdot F^{1-n} \delta_1 \cdot \delta_2 \cdot \delta_p \cdot \delta_б. \qquad (4.111)$$

В этой формуле величина A_B показывает максимальную интенсивность водоотдачи и может определяться по выражению

$$A_B = 1{,}098\, S \cdot \alpha, \qquad (4.112)$$

где S — ливневый параметр по формуле Г. А. Алексеева;
α — коэффициент стока.

Параметр A_B можно определить также по формуле (4.111), используя данные реки-аналога. Показатель редукции стока n в формуле (4.111) принимается:

для ливневых паводков		0,50 — 0,55
ливне-дождевых	„	0,35 — 0,40
обложных	„	0,20 — 0,25

δ_p и $\delta_б$ — коэффициенты, характеризующие рельеф и форму бассейна. Для бассейнов с плоским рельефом без болот $\delta_p = 0{,}6—0{,}7$. Коэффициент $\delta_б$ при $t_B > \tau$ принимается равным единице, при $t_B < \tau$ определяется по формуле

$$\delta_б = 1{,}5\sqrt{\frac{B}{L}}, \qquad (4.113)$$

где B и L — средняя ширина и длина бассейна;
t_B — время поперечного добегания.

Коэффициенты δ_1 и δ_2 определяют по формулам (4.82) и (4.84).

В Средней Азии известное распространение получила формула Д. Л. Соколовского — А. П. Чардарова, полученная А. П. Чардаровым путем преобразования формулы (4.101):

$$Q_{max} = 13{,}3\, S \frac{I^{1/3}}{L^{2/3}} F\alpha \cdot f. \qquad (4.114)$$

При использовании этой формулы продольный уклон бассейна I, длина бассейна L *км* и его площадь F *км*^{2} определяют по карте с горизонталями.

Ливневый параметр S вычисляют по формуле П. Ф. Горбачева

$$S = K H_0^{2/3} \sqrt[3]{\frac{100}{P} \cdot t^{\frac{1}{6}}}, \qquad (4.115)$$

где $K = 0{,}025—0{,}54$ (для Средней Азии в среднем 0,036, иногда 0,0271);
H_0 — норма осадков;
P — расчетный процент обеспеченности.

Коэффициент стока, учитывая трещиноватость горных пород, уменьшающую его значения на 30—50%, принимают: при $p = 1\%$; $\alpha_{1\%} = 0{,}27$, при $p = 2\%$; $\alpha_{2\%} = 0{,}21$, при $p = 5\%$; $\alpha_{5\%} = 0{,}15$.

Из региональных формул можно отметить формулу А. А. Логачева и В. А. Карташева, полученную для селевых паводков в предгорьях Ферганской котловины,

$$Q = 0{,}412\, K\, h_p^{0{,}88}\, F^{0{,}57}, \qquad (4.116)$$

где h_p — суточный максимум дождя расчетной обеспеченности;
K — коэффициент пропорциональности.

При $P = 1\%$ и $K = 0{,}86$

$$Q_{1\%} = 0{,}35\ h_{1\%}^{0{,}88}\, F^{0{,}57}. \qquad (4.117)$$

Для других обеспеченностей вводят поправочный множитель L_p, представляющий отношение модульного коэффициента расходов (определенного при $C_{vp} = 0{,}64$ и $C_{sp} = 4C_{vp}$) к модульному коэффициенту осадков (при $C_{v0} = 0{,}40$; $C_{s0} = 2C_v$) одинаковой обеспеченности. Значения L_p могут приниматься в зависимости от P в%:

$P = 0{,}1$	$L_p = 2{,}35$
$P = 0{,}3$	$L_p = 1{,}77$
$P = 0{,}5$	$L_p = 1{,}25$
$P = 3{,}0$	$L_p = 0{,}67$
$P = 5{,}0$	$L_p = 0{,}54$

В условиях Средней Азии основным источником питания рек являются талые воды, и максимальные расходы воды, как правило, проходят в период половодья. Однако дождевые максимумы даже на реках ледниково-снегового питания (Сох, Исфара, Ходжабакирган и др.) могут быть очень значительными, а на реках снегово-ледникового питания в благоприятных условиях значительно превышать максимальные расходы талых вод. Так, например, 8 апреля 1959 г. по реке Чирчик прошел паводок с максимальным расходом $Q = 2160$ *м³/сек*, превысивший не только максимум талых вод этого года, но и все годовые максимумы более чем за 50-летний период наблюдений (рис. 115). Этот паводок на 80% был сформирован продолжительным обложным дождем, выпавшим на площадь водосбора, покрытую снегом. По одним предположениям, это вызвало интенсивное таяние снега, по другим — привело к быстрому стоку дождевых вод без инфильтрации, так как поверхность снега была покрыта ледяной коркой. Аналогичное явление в то же время наблюдалось и на реке Ахангаран (снегово-дождевого питания), где прошедший паводок имел дождевую составляющую не менее 80%, а его максимальный расход превысил годовые максимумы за 40 лет наблюдений. По В. П. Черногорову, дождевая составляющая годовых максимумов р. Ахангаран колеблется от 20 до 90%, причем в 14,8% случаев превышает 66,7% и в 33% случаев — не менее 50%.

Таким образом, максимальные расходы на реках Средней Азии довольно часто являются расходами смешанного (дожде-талого) происхождения.

По В. Л. Шульцу, все существующие теории поверхностного стока неприменимы к условиям рек Средней Азии, и основанные на них способы расчета максимальных расходов воды могут применяться с большой условностью.

Остановимся кратко на случае расчета, когда на реке в удалении от рассматриваемого проектного створа имеется один или несколько гидрометрических створов с периодами наблюдений достаточной длительности (а при коротких периодах есть возможность надежно продлить их по связи с максимальными расходами реки-аналога). В этом случае максимальный расход расчетной обеспеченности в проектном

створе определяют пересчетом максимального расхода той же обеспеченности, определенного для гидрометрического створа методами, рассмотренными в начале параграфа.

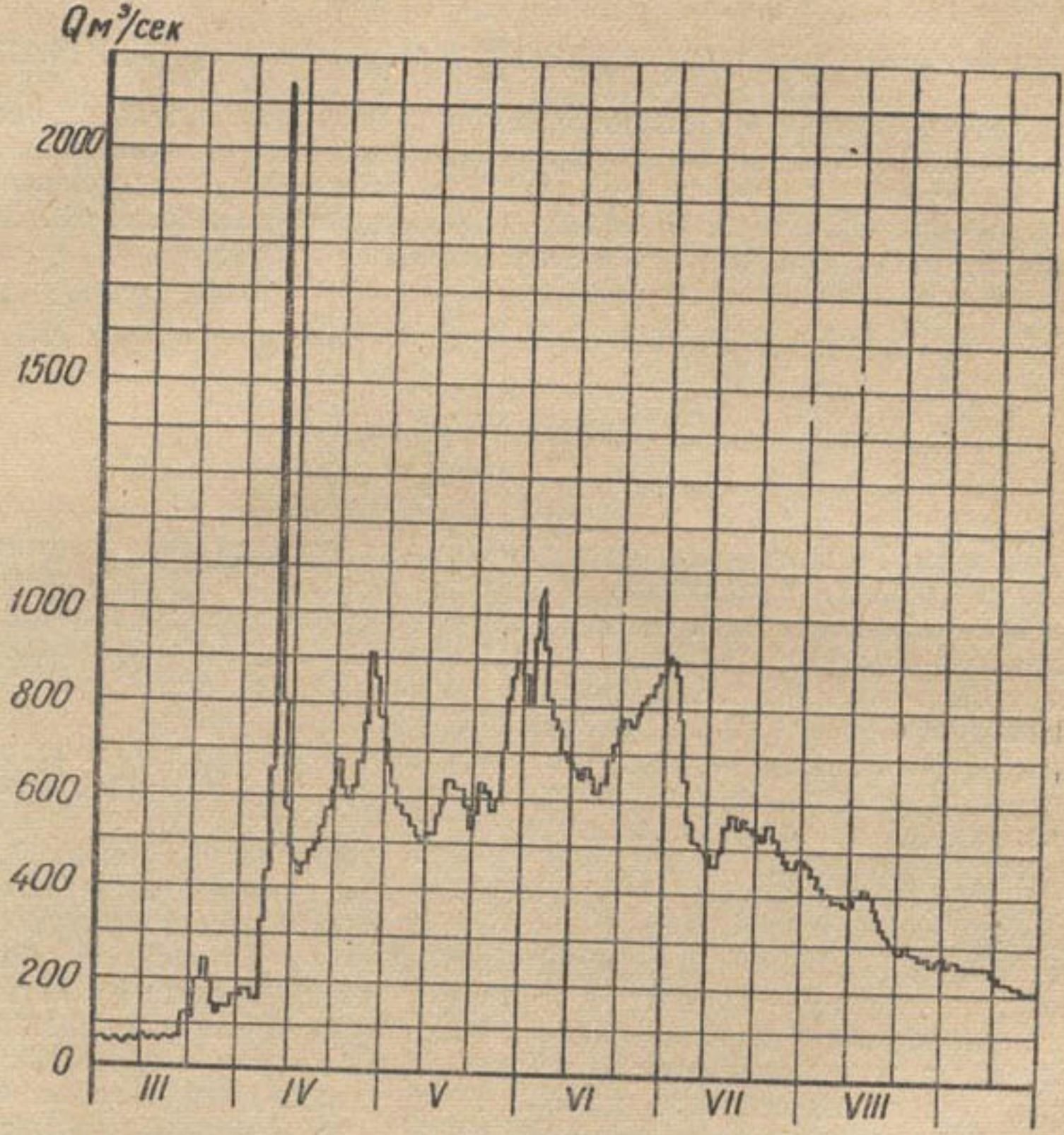


Рис. 115. Гидрограф половодья 1959 г. на р. Чирчик (пост Ходжакент).

Такой пересчет может осуществляться: а) переносом расхода с гидрометрического створа с учетом изменения площади водосбора и б) методом уравнения водного баланса.

При первом способе для приближенных расчетов может быть использовано выражение (4.74), а также рассмотренные выше эмпирические формулы, основные параметры которых A (для максимальных расходов от талых вод) или S (для максимальных расходов от ливня) определяют исходя из расчетной величины Q_{max} для гидрометрического створа.

В Средней Азии для грубоприближенных расчетов применяют следующие формулы, вытекающие из выражений (4.89) и (4.90)

$$Q_{max} = Q_{г.с\ max} \left(\frac{F}{F_{г.с}}\right)^{0,8} \qquad (4.118)$$

или

$$Q_{max} = Q_{г.с\ max}\left(\frac{F}{F_{г.с}}\right)^{0,85}\left(\frac{M_0}{M_{г.с.о}}\right)^{0,75}.$$

В этих формулах $Q_{г.с\ max}$, $F_{г.с}$ и $M_{г.с.о}$ — максимальный расход расчетной обеспеченности, площадь водосбора и среднемноголетний модуль годового стока для створа гидрометрической станции;

Q_{max}; F и M_0 — те же величины для рассматриваемого проектного створа. Определенный указанными способами максимальный расход должен быть откорректирован с учетом возможного водозабора и русловых потерь.

Наиболее точный пересчет максимального расхода дает уравнение водного баланса, имеющее в данном случае вид:

$$Q_{max} = Q_{г.с\ max} + \sum Q_{сбр} - n - \sum Q_{вод} - \Delta Q \qquad (4.119)$$

или

$$Q_{max} = Q_{г.с\ max} - \sum Q_{сбр} + n + \sum Q_{вод} + \Delta Q.$$

Первое из уравнений применяется, если гидрометрический створ лежит выше рассматриваемого, второе — если ниже. Уравнения (4.119) аналогичны рассмотренным ранее уравнениям, применяемым для пересчета среднегодовых расходов. Поэтому при определении их составляющих $\sum Q_{сбр}$; n и $\sum Q_{вод}$, выражающих суммарный сброс по руслам притоков, русловые потери и суммарный сброс, в основном исходят из соображений, высказанных при рассмотрении упомянутых уравнений. При этом учитывают специфику формирования максимальных расходов. Прежде всего суммарный сбросной расход притоков $\sum Q_{сбр}$ определяют как сумму максимальных расходов притоков расчетной обеспеченности за вычетом водозабора в оросительные каналы с учетом коэффициента одновременности, выражающего степень возможного совпадения максимальных расходов притоков и главной реки во времени.

Коэффициент одновременности устанавливают анализом дат прохождения годовых максимумов по главной реке и притокам за продолжительный период наблюдений, а при отсутствии таких данных, чтобы избежать просчетов в меньшую сторону, принимают равным единице. Учитывая водозабор $\sum Q_{вод}$ для главной реки и притоков, исходят из натурных данных о водозаборе (или из расчетного водопотребления) в период прохождения паводков или максимальных расходов половодья. При этом в запас желательно исключить из общего водозабора водозабор наиболее крупной оросительной системы. Величину ΔQ, учитывающую трансформацию гидрографа за счет руслового регулирования, определяют по формулам

$$\Delta Q = Q_{max} \cdot K\frac{L \cdot B_{ср} \cdot \Delta H_{ср}}{W_{под}} \qquad (4.120)$$

или

$$\Delta Q = Q_{max\ г.с}\ K\frac{L\,B_{ср}\,\Delta H_{ср}}{W_{под}},$$

где L — расстояние между гидрометрическим и рассматриваемым створами, *км*;

$B_{ср}$ — средняя ширина разливов на длине L, *км*;

$\Delta H_{ср}$ — средняя высота подъема уровня воды на длине L при прохождении расчетного расхода Q_{max} или $Q_{max\ г.с}$, *м*;

$W_{под}$ — объем паводка (половодья) для фазы подъема, определяемый по построенному гидрографу;

$K \leqslant 1{,}0$ — поправочный коэффициент, учитывающий характер поперечного профиля русла при разливах.

Первую из формул (4.119) применяют, если гидрометрический створ расположен выше рассматриваемого проектного, вторую — если ниже. В первом случае задачу решают подбором, задаваясь величиной $\Delta H_{ср}$ и определяя ΔQ по формулам (4.120) и Q_{max} по формулам (4.119). После этого принятое значение $\Delta H_{ср}$ проверяют при помощи кривой $H = f(Q)$ для проектного створа. Во втором случае $\Delta H_{ср}$ определяют по кривой $H = f(Q)$ для гидрометрического створа, а затем вычисляют ΔQ и Q_{max}. Если на реке или притоках имеется водохранилище, учитывают трансформацию паводка водохранилищем, при помощи методов, рассматриваемых в курсе „Регулирование стока".

Для расчета максимальных расходов воды, пропускаемых через водохранилища, регулирующие сток реки, необходимы гидрографы расчетных паводков и половодий. Такие гидрографы строят для входных сечений основной реки и крупных притоков, размещаемых в области выклинивания подпора, сообразуясь с расположением гидрометрических створов, имеющих данные наблюдений. При этом расстояние их от плотины должно быть таково, чтобы после возведения плотины режим расходов воды в этих створах практически не изменялся по сравнению с режимом в естественных условиях.

Если гидрометрические наблюдения непосредственно во входном створе не проводились, то для построения гидрографов используют материалы ближайших гидрометрических створов. В процессе последующего переноса расходов к входному створу учитывают закономерности в изменении величин расходов по длине реки, устанавливаемые путем гидравлического расчета. При построении расчетных гидрографов строительные нормы и правила рекомендуют всесторонне анализировать формирование и режим половодий и паводков рассматриваемой реки, распределение паводков по сезонам года, совпадение максимального стока различного происхождения (например, снеготаяния в горах и дождей в пониженной части водосбора), вероятность повторного прохождения паводка.

Для рек с многовершинными паводками исследуют колебания длительности периодов между смежными пиками. При каскаде водохранилищ входной створ нижнего водохранилища принимают у верхней плотины (если до нее распространяется подпор). В этом случае при построении расчетного гидрографа учитывают трансформацию половодий и паводков верхними водохранилищами и незарегулированный приток с части водосбора между плотинами, называемый *боковой приточностью*. Расчетные гидрографы боковой приточности строятся по данным гидрометрических наблюдений по притокам. Если эти данные освещают режим части притоков, то сток с остальной части водосбора определяется методом гидроаналогии. Если же гидрометрических наблюдений на притоках нет, максимальные расходы воды и объемы боковой приточности определяют косвенными способами. Форму гидрографов и календарные сроки, связывающие их с гидрографами стока основной реки, устанавливают по материалам наблюдений на реках-аналогах.

Расчетные гидрографы боковой приточности строятся для всего водохранилища в целом или для отдельных его участков, что зависит от размеров водохранилища, расположения притоков по его длине и их водности.

Расчетные гидрографы во всех случаях должны соответствовать принятой расчетной вероятности превышения как в отношении величины максимального расхода воды, так и объема паводка или половодья. Гидрографы боковой приточности строят по расходам притоков, определенным с соблюдением объема воды расчетного года при расходах в основном русле расчетной вероятности превышения.

При построении расчетных гидрографов применяют методы: 1) реального гидрографа; 2) обобщенного гидрографа и 3) теоретических схем.

Применяя *метод реального гидрографа,* форму расчетного гидрографа принимают по модели одного из гидрографов половодий или паводков, наблюдавшихся на рассматриваемой реке или реке-аналоге. В качестве модели берут наиболее неблагоприятную для срезки максимальных расходов форму гидрографии с наиболее продолжительными максимальными расходами и короткой фазой спада. Расчетный гидрограф получают, умножая ординаты (расходы) и абсциссы (интервалы времени) модели на коэффициенты (рис. 116):

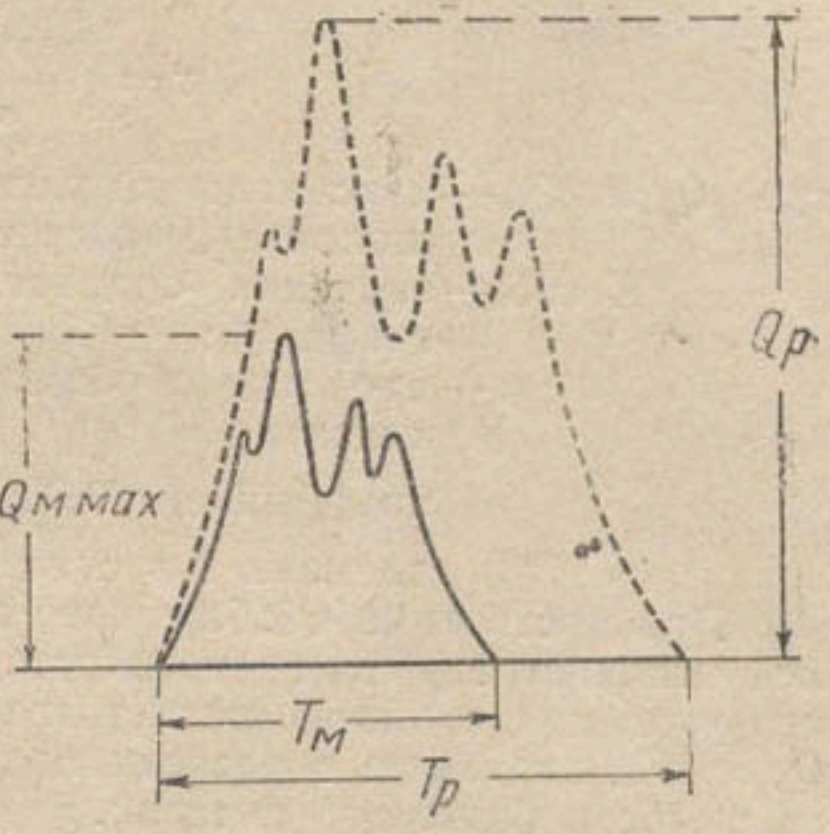


Рис. 116. Построение расчетного гидрографа паводка, трансформаций гидрографа модели.

$$K_Q = \frac{Q_p}{Q_{max}} \text{ и } K_t = \frac{W_p \cdot Q_{max}}{W Q_p}, \qquad (4.121)$$

где Q_{max} и W — величина максимального расхода и объема стока гидрографа модели;

Q_p и W_p — величина максимального расхода и объем стока паводка (половодья) расчетной вероятности превышения, определенные по кривым обеспеченности $Q_p = F_1(p)$ и $W_p = F_2(p)$.

Для построения кривой $W_p = f(p)$ по данным наблюдений определяют норму объема паводка или половодья W_0 и коэффициент вариации объемов C_v. Дальнейший расчет производится, как и при расчете максимальных расходов, с учетом гарантийной поправки по формуле

$$W_p = W_0(1 + C_v \Phi_p)\left(1 + \frac{a \cdot E_0}{\sqrt{n}}\right). \qquad (4.122)$$

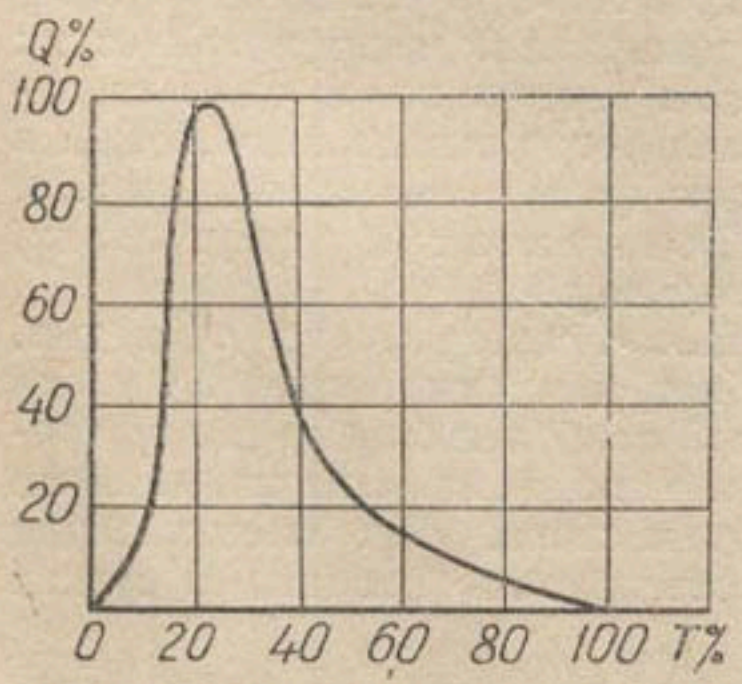


Рис. 117. Обобщенный гидрограф.

Метод обобщенного гидрографа предложен А. В. Огиевским. Предварительно строят расчетный обобщенный гидрограф, графически обобщая модели двух-четырех выдающихся паводков или половодий, построенные в виде так называемых процентных гидрографов (т. е. по ординатам, выраженным в% от их максимальных расходов, и абс-

циссам, выраженным в% от их продолжительности; рис. 117). Если процентные гидрографы значительно расходятся между собой, в качестве обобщенного принимают наиболее неблагоприятный по форме. Ординаты и абсциссы расчетного гидрографа вычисляют по формулам

$$Q_t = \frac{Q_p}{100} Z; \qquad (4.123)$$

$$t = \frac{0{,}00116 \cdot W_p S}{n \cdot Q_p},$$

где Q_p и W_p — максимальный расход ($м^3/сек$) и объем ($м^3$) паводка (половодья) расчетной вероятности превышения;

Z и S — значения ординат и абсцисс обобщенного гидрографа, %;

n — площадь обобщенного гидрографа в условных единицах;

коэффициент $0{,}00116 = \frac{100}{86400}$ введен для выражения времени t в сутках.

При построении обобщенного гидрографа из используемых моделей исключают расход базисного (грунтового) питания, прибавляя его уже к ординатам расчетного гидрографа. При этом величины Q_p и W_p, вводимые в расчеты по формулам (4.122), тоже определяют за вычетом базисного питания.

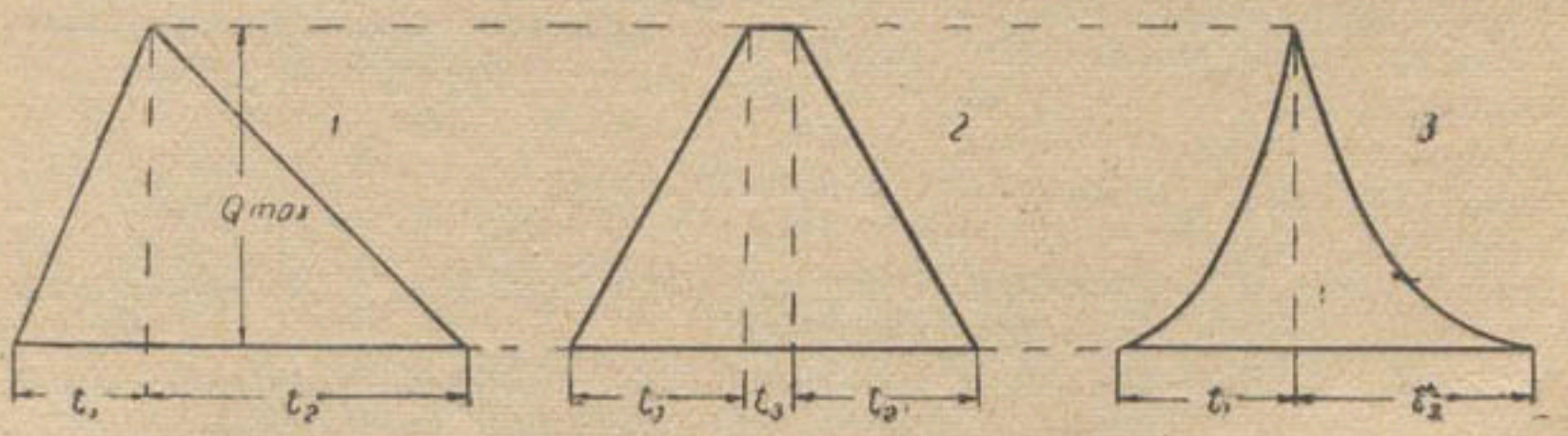


Рис. 118. Типовые схемы гидрографов паводка:
1 — треугольник; *2* — трапеция; *3* — криволинейный треугольник.

Метод теоретических схем дает возможность установить форму расчетного гидрографа путем анализа материалов гидрометрических наблюдений за изменением расходов воды в течение половодья или паводка в зависимости от величины максимального расхода воды, объема стока половодья или паводка, длительности фазы подъема волны и т. п. Простейшими формами схем (рис. 118) являются: а) треугольник, б) трапеция и в) криволинейный треугольник.

Наиболее универсальна схематизация гидрографа по трапеции, позволяющая перекрыть любую форму натурного гидрографа. Однако для одиночных волн паводка и половодья наиболее близки схемы треугольников. При выпуклой ветви в фазе подъема схематизация по треугольнику может преуменьшить объем стока. При схематизации гидрографа по треугольнику продолжительность паводка в сутках определяется по формуле:

$$T = 0{,}0000232 \frac{W_p}{Q_p}, \qquad (4.124)$$

а продолжительности подъема t_1 и спада t_2 по формулам

$$t_1 = \frac{T}{1+\eta};\ t_2 = T - t_1 = \eta \cdot t_1.$$

Отношение продолжительности спада к продолжительности подъема η принимают при $F < 500$ *км²* $\eta = 1$; при $500 < F < 5000$ *км²* $\eta = 1{,}5$; при $F > 5000$ *км* $\eta = 2$; для рек с широкой поймой $\eta = 3$.

При схематизации паводка по трапеции (дождевые паводки с площади водосбора $F < 500$ *км²*)

$$T = 0{,}0000208 \frac{W_p}{Q_p} \text{ суток.} \qquad (4.125)$$

Продолжительности подъема и спада принимаются $t_1 = t_2 = 0{,}45\ T$, а продолжительность стояния максимальных расходов $t_3 = 0{,}1\ T$.

Д. И. Кочерин предложил криволинейную форму гидрографа с выпуклой ветвью подъема, отвечающую кривым распределения Пирсона III и V типов. Однако она не получила распространения из-за сложности расчетов.

Д. Л. Соколовский схематизировал гидрографы весенних одновершинных половодий и паводков в виде криволинейного треугольника, образованного параболическими кривыми:

а) для фазы подъема $(t < t_1)$

$$Q_t = Q_{max}\left(\frac{t}{t_1}\right)^m, \qquad (4.126)$$

б) для фазы спада $(t > t_1)$:

$$Q_t = Q_{max}\left(1 - \frac{t - t_1}{t_2}\right)^n. \qquad (4.127)$$

Показатели степени m и n принимаются: для снеговых половодий $m = n = 2$; для дождевых паводков $m = 2$; $n = 3$. Продолжительность подъема весеннего половодья, если нет данных наблюдений, определяют по формуле

$$t_1 = t_c + \frac{L}{v}, \qquad (4.128)$$

где t_c — продолжительность снеготаяния в сутках, считая с момента максимальной убыли снега (по С. Н. Боголюбову, для севера СССР $t_c = 5$ суток, центра Европейской территории СССР — 4 суток, юга Европейской территории СССР — 1,5—2 суток, для заболоченных бассейнов — 6 суток);

v — скорость продвижения пика половодья (для равнинных рек 108, для заболоченных рек — 56 *км/сутки*).

Продолжительность спада половодья принимают $t_2 = \lambda t$, где $\lambda = 2$ (для рек с большими поймами или заболоченными бассейнами $\lambda = 3$).

Продолжительность подъема дождевого паводка $t_1 = t_n$ определяют по формуле (4.105), а спада $t_2 = \lambda t_1$.

В. Л. Шульц для определения продолжительности прохождения максимальных расходов талых вод на реках Средней Азии вывел зависимость

$$T = \frac{H_{ср}^{1,19}}{C}, \qquad (4.129)$$

где T — число дней, отсчитываемое от 1. III;

$H_{ср}$ — средневзвешенная высота водосбора;

C — коэффициент, изменяющийся от 90 до 160 (по А. Щетинниковой, для 25 рек Ферганской долины $C = 126$, по С. Беликовой для 16 рек юга Средней Азии $C = 130$).

Для рек с низкими водосборами, в формировании максимальных расходов которых принимают большое участие жидкие осадки, формула (4.129) может давать большие погрешности.

§ 18.

РАСЧЕТЫ МИНИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ

Расчеты минимального расхода необходимы для выяснения возможности обеспечить проектируемый водозабор потребными расходами и горизонтами в меженный период и в других случаях использования водных ресурсов (судоходство, лесосплав и т. п.). Минимальные расходы на реках Европейской территории СССР наблюдаются в конце межени, когда истощаются запасы грунтовых вод. На реках Средней Азии, в связи с особенностями климата (неустойчивость снежного покрова и температур воздуха в зимний период), а также условий формирования речного стока, минимальные расходы чаще наблюдаются в середине и даже ближе к началу межени, особенно на реках снегово-дождевого питания с малой высотой водосбора (Теджен, Мургаб, Ахангаран и др.).

На таких реках минимальные расходы могут проходить в периоды интенсивного водозабора на орошение (в середине вегетации), вызывая резкое снижение водоподачи и возможность подсушки посевов.

На реке Амударье минимальные расходы часто наблюдаются в конце межени (вторая половина марта — начало апреля) и по времени совпадают с промывными поливами, повышающими урожайность хлопчатника и других сельскохозяйственных культур в низовьях Амударьи (Хорезмская область УзССР, Ташаузская группа районов ТССР, Каракалпакская АССР). Поэтому водозабор для промывных поливов в ирригационные системы этой территории (каналы Ташсака, Пахтаарна, Клычниязбай, Кызкеткен, им. Ленина и др.) связан с большими затратами труда, материалов и денежных средств. После окончания строительства Тахиаташской плотины и Тюямуюнского водохранилища и коренного переустройства головного питания ирригационных систем эти трудности будут устранены.

Методы расчета минимальных расходов, так же как и среднегодовых и максимальных, зависят от наличия и длительности периода непрерывных гидрометрических наблюдений.

При длительном периоде непрерывных гидрометрических наблюдений минимальный расход расчетной обеспеченности определяют по формуле (4.2)

$$Q_p = Q_{0\,\min}\,(1 + C_{v\,\min}\,\Phi_p)$$

с вычислением $Q_{0\,\min}$ и $C_{v\,\min}$ по формулам (4.3) и (4.4) исходя из имеющегося ряда наблюденных годовых минимумов. При этом ввиду малых значений коэффициента вариации меженных расходов $C_{v\,\min}$ (по сравнению со значениями C_v для среднегодовых расходов) период наблюдений считается достаточно длительным, если число лет наблюдений больше 12—15. Значения коэффициента асимметрии $C_{s\,\min}$, необходимые для определения числа Фостера Φ_p, принимаются в пределах $0 < C_{s\,\min} < 2\,C_{v\,\min}$ с подбором окончательно принимаемого значения $C_{s\,\min}$ графическим сопоставлением теоретической кривой

обеспеченности с натурными точками (наблюденными годовыми минимумами), обеспеченности которых определены по формуле (1.24). Если теоретическая кривая обеспеченности при $P>80\%$ не соответствует натурным точкам, а изменение C_s вызывает аномальное ее расположение относительно всех точек, особенно при больших и малых процентах обеспеченности P, расчетные минимальные расходы определяют по кривой, построенной исходя из расположения натурных точек графическим путем или применяя другие типы кривых распределения. При недостаточной продолжительности периода наблюдений ($n<12$—15 лет) его удлиняют по связи расходов рассматриваемого створа и створа реки-аналога так же, как при расчетах среднегодовых расходов при коротком ряде наблюдений. После этого удлиненный ряд минимальных расходов рассматривают как ряд достаточной длительности с применением соответствующих методов обработки.

Если наблюдения на рассматриваемой реке ограничены 1—3 годами, применяют способ В. В. Лебедева. Если соотношение одинаковых по времени меженных расходов реки-аналога Q_a и рассматриваемой реки Q_x $K=\frac{Q_a}{Q_x}$ в течение ряда месяцев межени остается постоянным или мало изменяется, то условия грунтового питания обеих рек считаются одинаковыми или близкими.

Тогда минимальный расход рассматриваемой реки расчетной обеспеченности определяют по формуле

$$Q_p = K_p \cdot Q_{ср}, \qquad (4.130)$$

где $K_p = 1 + C_v \Phi_p$ — модульный коэффициент минимальных расходов расчетной обеспеченности реки-аналога, определенный обработкой длительного ряда натурных годовых минимумов;

$Q_{ср}$ — средние расходы воды рассматриваемой реки, определенные для периода межени, в течение которого наблюдается устойчивость отношений $K=\frac{Q_a}{Q_x}$.

Если на рассматриваемой реке несколько ле. ведутся наблюдения, величину Q_p определяют для каждого года отдельно, принимая за расчетное значение среднее арифметическое.

При отсутствии данных наблюдений минимальные расходы находят по картам изолиний или таблицам модулей минимального стока, составленным различными авторами, или по модулям минимального стока, определенным по данным реки-аналога. Наиболее обоснованными для Европейской территории СССР являются карты Л. Н. Попова, составленные для среднемесячных минимальных летних и зимних модулей стока и применимые в предварительных расчетах при площадях бассейнов более 2000 *км*^{2}. Средняя ошибка этих карт 12—14%, но при сложных геологических условиях может быть больше. Согласно этим картам среднемесячный минимальный летний сток изменяется от 0—0,5 *л/сек·км*^{2} на юге, до 4—6 *л/сек·км*^{2} на севере и 10—12 *л/сек·км*^{2} на Северном Урале; среднемесячный минимальный зимний сток на севере снижается до 2—2,5 *л/сек·км*^{2}, а на Северном Урале—до 3—4 *л/сек·км*^{2}.

А. М. Норватов составил порайонные графики зависимости наименьшего среднемесячного модуля стока от площади бассейна и таблицы нормативных значений наименьших среднемесячных модулей

стока 90—97% обеспеченности для однотипных условий формирования стока юго-восточной части лесостепной и степной зон и южной части северо-западной области Европейской территории СССР, разделенных им на четыре района.

Н. Д. Антонов рекомендует для определения минимального модуля стока следующую формулу:

$$M_{0\,min} = \left(KF^{0,035} - \frac{f}{(\alpha+1)^{0,25}} \right) M_0^{m}, \qquad (4.131)$$

где M_0 — среднемноголетний модуль годового стока, *л/сек·км²*;
F — площадь бассейна, *км²*;
f — географический параметр;
α — процент озер в бассейне;
m и K принимаются: при определении среднемесячного минимального модуля и минимального зимнего модуля $m = 0,82$; $K = 0,63$; при определении минимального летнего модуля $m = 1,32$; $K = 0,53$.

Для определения значения географического параметра f Н. Д. Антонов составил три карты изолиний, охватывающие только Европейскую территорию СССР: а) карта изолиний f_c для определения среднемесячного минимального модуля стока; б) карта изолиний $f_л$ для определения минимального летнего модуля стока и в) карта изолиний $f_з$ для определения минимального зимнего модуля стока.

Минимальный расход расчетной обеспеченности Q_p определяют по формуле (4.2), параметры кривой обеспеченности по формулам:

$$Q_{0\,min} = \frac{M_{0\,min} \cdot F}{1000},$$

$C_{v\,min} = 2,5\ C_v^{1,5}$ для среднемесячных минимумов,
$C_{v\,min} = 6,0\ C_v^{2}$ для летних минимумов,
$C_{v\,min} = 4,0\ C_v^{1,75}$ для зимних минимумов,

где C_v — коэффициент вариации среднегодовых расходов, вычисляемый по эмпирическим формулам.

Коэффициент асимметрии C_s принимается $C_s = 2\ C_{v\,min}$, если $C_{v\,min} \geqslant 0,3$ и $C_s = 0$ при $C_{v\,min} < 0,3$.

В. Л. Шульц для Средней Азии дает схематические карты распределения минимальных среднемесячных модулей стока и коэффициента вариации минимальных среднемесячных расходов, на которых указаны пределы значений M_{min} и $C_{v\,min}$ для отдельных районов. Для приближенных расчетов он рекомендует формулу

$$M_{0\,min} = 0,806\ M_0^{0,63}, \qquad (4.132)$$

где M_0 — среднемноголетний модуль годового стока. Точность этой формулы довольно низкая, средняя ошибка — 20,4%. Более точные результаты (со средней ошибкой 5,92%) дает формула

$$M_{min} = 0,037\ h_{меж} + 1,39, \qquad (4.133)$$

где $h_{меж} = \frac{W_{меж} \cdot 1000}{F}$ — слой межени в *мм* ($W_{меж}$ — объем стока межени).

Формула (4.132) применима только для рек Ферганской котловины, по данным о стоке которых она получена. Коэффициент вариации минимальных расходов рек юга Средней Азии может приниматься равным

$C_{v\,меж}$ (что дает ошибку в результатах вычислений $\pm 5\%$). Это позволяет для ориентировочных подсчетов использовать формулу В. Л. Шульца

$$C_{v\,min} = C_{v\,меж} = 0{,}64\ C_v + 0{,}036. \qquad (4.134)$$

Минимальный сток рек зависит от большого числа факторов, имеющих часто весьма различное влияние. С возрастанием площади бассейна увеличивается объем водоносных пород и их аккумулирующая способность, определяющая величину грунтового питания, что увеличивает минимальный модуль стока. В бассейнах со сложным гидрологическим режимом может наблюдаться уменьшение минимального модуля стока с увеличением площади или отсутствие связи $M_{min} = f\ (F)$. На реках Средней Азии достоверной связи между M_{min} и площадью водосборов нет, хотя в ряде случаев подземное питание с продвижением вниз по реке увеличивается. Лесные почвы и проницаемые песчаные грунты, увеличивая аккумуляцию подземных вод, обеспечивают более устойчивый минимальный сток с высокими значениями M_{min}. Озера, являющиеся аккумуляторами воды, повышают минимальные модули стока в 2,6—3 раза при $f_{оз} = 20\%$, в 1,8—2,5 раза при $f_{оз} = 10\%$ и в 1,4—1,7 раза при $f_{оз} = 5\%$. Влияние болот разнообразно и мало изучено. По Д. Л. Соколовскому, в условиях достаточного и избыточного увлажнения болота увеличивают сток первой половины меженного периода, растягивая весеннее половодье. Влияние местных (азональных) физико-географических факторов уменьшается с увеличением площади бассейна. При больших площадях наблюдается известная зональность в распределении минимального стока, обусловливаемая зависимостью его от запасов грунтовых вод, связанных с глубиной их залегания. На Европейской территории СССР глубина залегания подземных вод увеличивается к югу и юго-востоку, что позволяет построить карты изолиний минимального модуля стока. С уменьшением площади бассейна влияние азональных факторов резко возрастает. Поэтому минимальные расходы рек, определенные по картам изолиний, таблицам или эмпирическим формулам, могут иметь значительные ошибки для тех районов, для которых они составлены, особенно при площади бассейна $F < 500\ км^2$. В последнем случае более надежные результаты дает определение Q_{min} исходя из модуля стока, вычисленного по данным реки-аналога.

Если на рассматриваемой реке есть гидрометрические створы, минимальные расходы для проектного неизученного створа рассчитывают методами переноса их с гидрометрического створа. При этом предпочтение отдают методу уравнения водного баланса, обращая особое внимание на возможность полного прекращения руслового стока ниже гидрометрического створа в меженный период вследствие интенсивного водозабора в ирригационные каналы и восстановления этого стока ниже по течению за счет выклинивания грунтовых вод (главным образом возвратных вод с орошаемой территории). Такое явление наблюдается на многих, даже крупных реках Средней Азии. Так, река Карадарья ниже Кампырраватской плотины из-за большого водозабора на плотине в межень имеет крайне незначительные расходы воды, которые к створу Тешикташ увеличиваются за счет возвратных вод и сбросов с полей на 25—30 $м^3/сек$. Река Ахангаран ниже поселка Ахангаран (где осуществляется водозабор в крупные каналы Шархия и Ходжабаланд) не имеет стока в период с июля по сентябрь; причем до постройки Ташкентского водохранилища ток воды в реке возобновлялся ниже по течению (в створе Тюябугуз) за счет выклинивания подрусловых грунтовых вод.

§ 19.

РАСЧЕТ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

Расчет внутригодового распределения стока имеет целью построение гидрографа расчетного года. Он необходим почти для всех водохозяйственных расчетов, связанных с использованием речного стока. Сопоставляя этот гидрограф с проектным графиком внутригодового потребления, устанавливают, в какой степени расчетный режим стока обеспечивает принятое потребление. Если в отдельные, так называемые критические, периоды расходы воды в реке меньше расходов намечаемого потребления, выясняют возможность подпитывания реки в эти периоды из другого источника или за счет запасов воды, предварительно накопленных в водохранилищах за многоводные месяцы. В крайнем случае ставят вопрос о сокращении намечаемого потребления (уменьшении площади орошения, мощности ГЭС и т. п.). Сопоставление гидрографа расчетного года с проектным графиком внутригодового потребления является основой водохозяйственных расчетов водохранилищ. В процессе этих расчетов, исходя из недостающего количества воды в критические периоды, определяют потребную емкость (объем) водохранилища. Избыточное количество воды в многоводные периоды определяет возможность и продолжительность наполнения водохранилища до потребного объема. Вопросы расчета водохранилищ составляют содержание курса „Регулирование стока". Наполнение и последующее опорожнение водохранилища изменяет естественный режим жидкого стока реки, трансформирует гидрограф естественного стока в гидрограф зарегулированного стока, обеспечивающий наиболее полное и экономически целесообразное использование водных ресурсов для народнохозяйственных целей. Сопоставление расчетного графика притока с намечаемым внутригодовым потреблением при использовании стока в процессе эксплуатации оросительных систем, гидроэлектростанций и т. п. является основой планов водопользования, диспетчерских графиков работы ГЭС и водохранилищ, предусматривающих необходимые мероприятия для повышения водообеспеченности в критические (маловодные) периоды.

Годовые гидрографы, выражающие изменения расходов воды в реке в течение года, как уже отмечалось, могут быть непрерывными (показывающими изменение среднесуточных расходов) и ступенчатыми (показывающими изменение средних расходов воды за месяц, декаду или пятидневку). Гидрограф расчетного года, как правило, строится, как ступенчатый гидрограф среднемесячных или среднедекадных (редко средних за пятидневку) расходов.

Иногда ступенчатый гидрограф расчетного года выражает изменение объемов воды за принятые расчетные интервалы (млн. *м*^{3}/*мес.*, млн. *м*^{3}/*декаду* и т. д.); такие гидрографы весьма удобны для водохозяйственных расчетов водохранилищ.

Гидрограф расчетного года может выражаться как графически (рис. 119), так и в форме таблицы. Особой формой гидрографа является суммарная кривая стока, ординаты которой, определяемые последовательным суммированием объемов стока за интервалы, показывают суммарный объем стока, проходящий по реке с начала расчетного года до рассматриваемого момента времени (рис. 120). Такие гидрографы получили большое распространение при графических методах расчета водохранилища.

Начало расчетного водохозяйственного года (разрезка года) может не совпадать с началом календарного года. При водохозяйствен-

ных расчетах водохранилищ его удобно переносить на момент конца критического периода или совмещать с началом многоводного периода, когда расходы реки превышают расходы потребления.

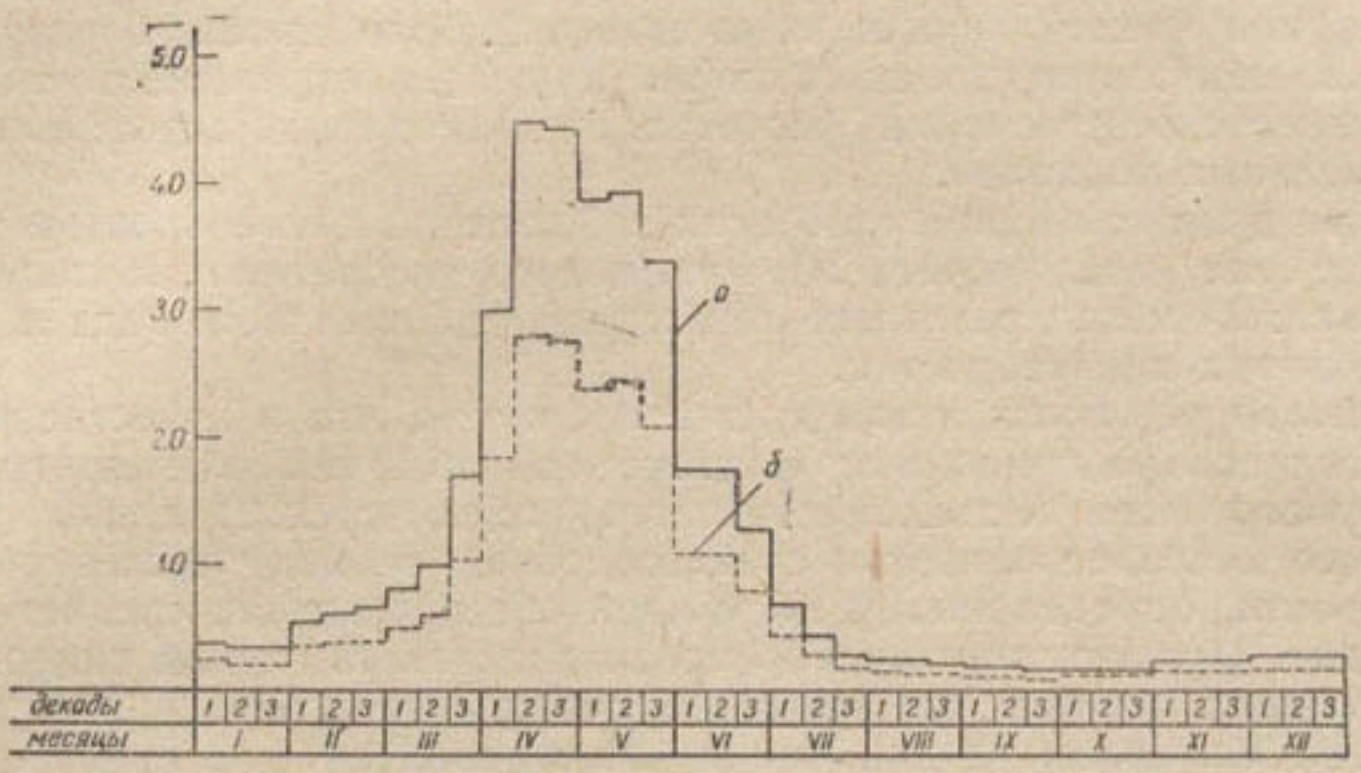


Рис. 119. Гидрографы расчетного года:
а — 50% обеспеченности; *б* — 75%.

Методы построения гидрографа расчетного года (расчет внутригодового распределения) коренным образом отличаются от рассмотренных методов расчета среднегодовых, максимальных и минимальных расходов. Это обусловли-

вается тем, что формирование стока в течение года представляет единый взаимосвязанный процесс. Элементы случайности влияют главным образом на объем стока, сроки и даты начала и конца отдельных фаз гидрографа, а также на характер подъема и спада половодий и наложение на гидрограф пиков паводка. Коэффициент корреляции между смежными, достаточно близкими по ходу времени расходами воды, начиная со среднемесячных, имеет высокие значения, близкие к единице. Это свидетельствует, что связь между отдельными расходами гидрографа близка к функциональной и теоретические кривые распределения случайных величин неприменимы к расчету внутригодового распределения. Внутригодовое распределение представляет собой непрерывный ряд, непрерывность которого опреде-

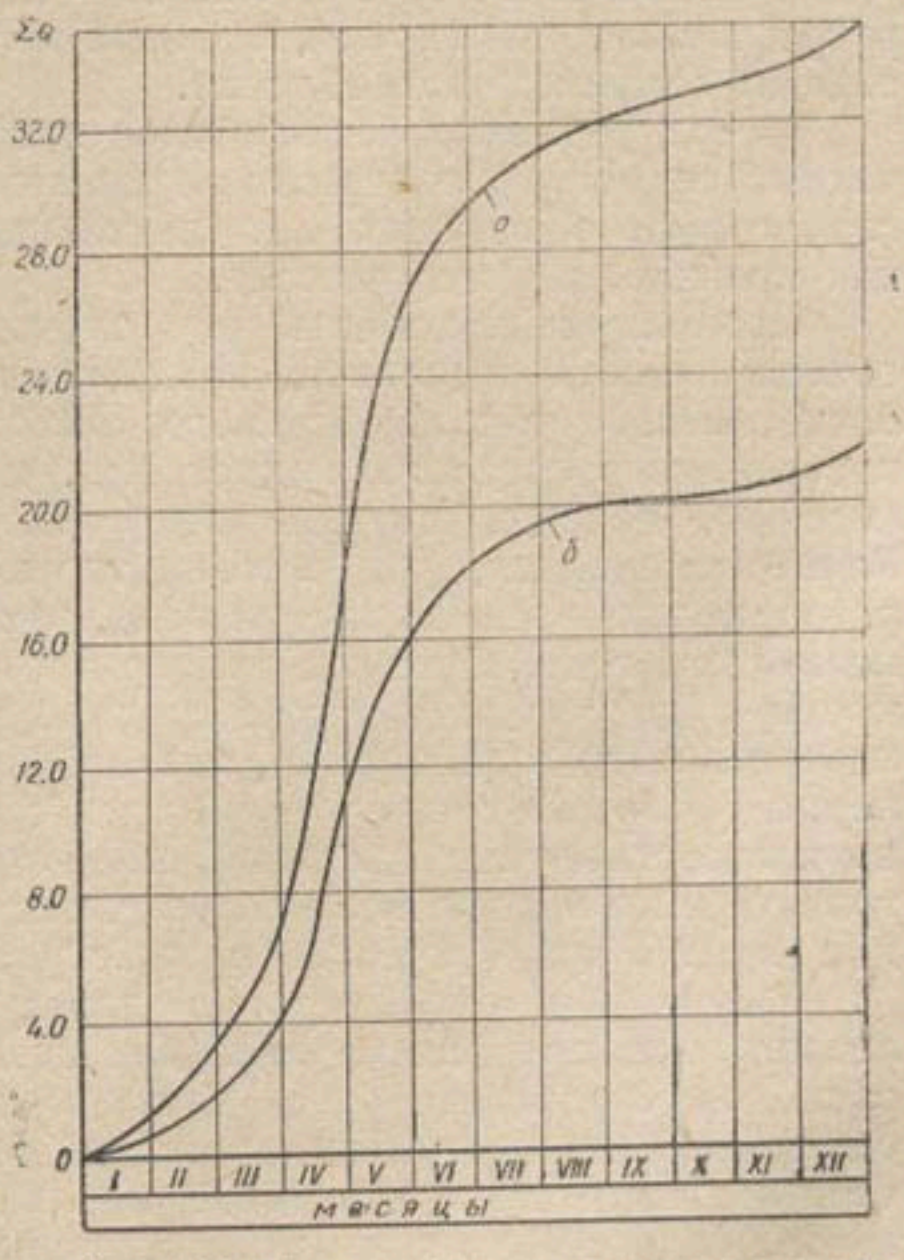


Рис. 120. Гидрографы расчетного года в виде суммарных кривых:
а — 50% обеспеченности; *б* — 75%.

ляется наличием выраженной закономерности изменения расходов (членов ряда) во времени.

Основным методом расчета внутригодового распределения является построение расчетного гидрографа по конкретной модели или схеме, получаемой обобщением моделей. Это вносит в результаты расчета некоторую произвольность и делает их менее точными по сравнению с результатами расчетов среднегодовых, максимальных и минимальных расходов.

При данных гидрометрических наблюдений длительностью 15—20 и более лет для расчета внутригодового распределения могут применяться: 1) метод реальных лет, 2) метод фиктивного года и 3) метод фазовых характеристик.

Метод реальных лет заключается в том, что в качестве расчетного гидрографа принимают фактически наблюденный гидрограф календарного (или водохозяйственного) года, среднегодовой расход которого наиболее близок к среднегодовому расходу расчетной обеспеченности, определенному по кривой обеспеченности среднегодовых расходов. При этом желательно проанализировать формы гидрографов и остальных, близких по величине среднегодового расхода маловодных лет. Если один из них более неблагоприятен для проектируемого графика водопотребления по продолжительности критического периода или снижению водообеспеченности, он может быть принят в качестве расчетного. Расчетный гидрограф можно выбрать также, исходя из объема стока межени или критического периода, наиболее близкого к объему расчетной обеспеченности, определенному по соответствующим кривым обеспеченности.

В некоторых случаях в качестве расчетных принимают 2—3 гидрографа маловодных лет, каждый из которых сопоставляется с проектным графиком потребления.

Метод реальных лет наиболее прост. Однако получаемый им расчетный гидрограф содержит элементы случайности, поскольку формы гидрографов различных лет на каждой реке весьма разнообразны и, как правило, не повторяются.

Стремление исключить эту случайность и создать одинаковую обеспеченность отдельных интервалов внутри года привело к разработке *метода* так называемого *фиктивного года*. Он заключается в построении расчетного гидрографа, исходя из средних за интервалы (месяцы, декады, пятидневки) расходов расчетной обеспеченности. Ранее отмечалось, что методы теории вероятностей неприменимы к распределению стока внутри года, так как смежные расходы отдельно взятого года образуют непрерывный ряд. Однако расходы на конкретную дату года, а также средние расходы отдельных конкретных интервалов года (например, января или июля), взятые за многолетний период, образуют прерывный ряд с разрывом в год. Это исключает возможность функциональной связи между ними и позволяет рассматривать их в многолетнем разрезе, как случайные величины, применяя для расчета теоретические кривые распределения.

Таким образом, построив для каждого отдельно взятого многолетнего ряда среднемесячных (или средних за другие интервалы года) расходов самостоятельную частную кривую обеспеченности, можно определить по ней расход расчетной обеспеченности и построить расчетный гидрограф, как показано на рис.121. Среднегодовой расход такого гидрографа, как правило, меньше среднегодового расхода той же обеспеченности, определенного по кривой обеспеченности среднегодовых расходов. Для увязки построенного гидрографа с величиной

среднегодового расхода расчетной обеспеченности все его ординаты (расходы) умножают на величину отношения среднегодового расхода расчетной обеспеченности Q_p к величине среднегодового расхода неувязанного гидрографа $Q_{ср}$. При построении фиктивного гидрографа поправочный коэффициент, выражающий это отношение, определяют,

$$K = \frac{Q_p}{Q_{ср}}, \tag{4.135}$$

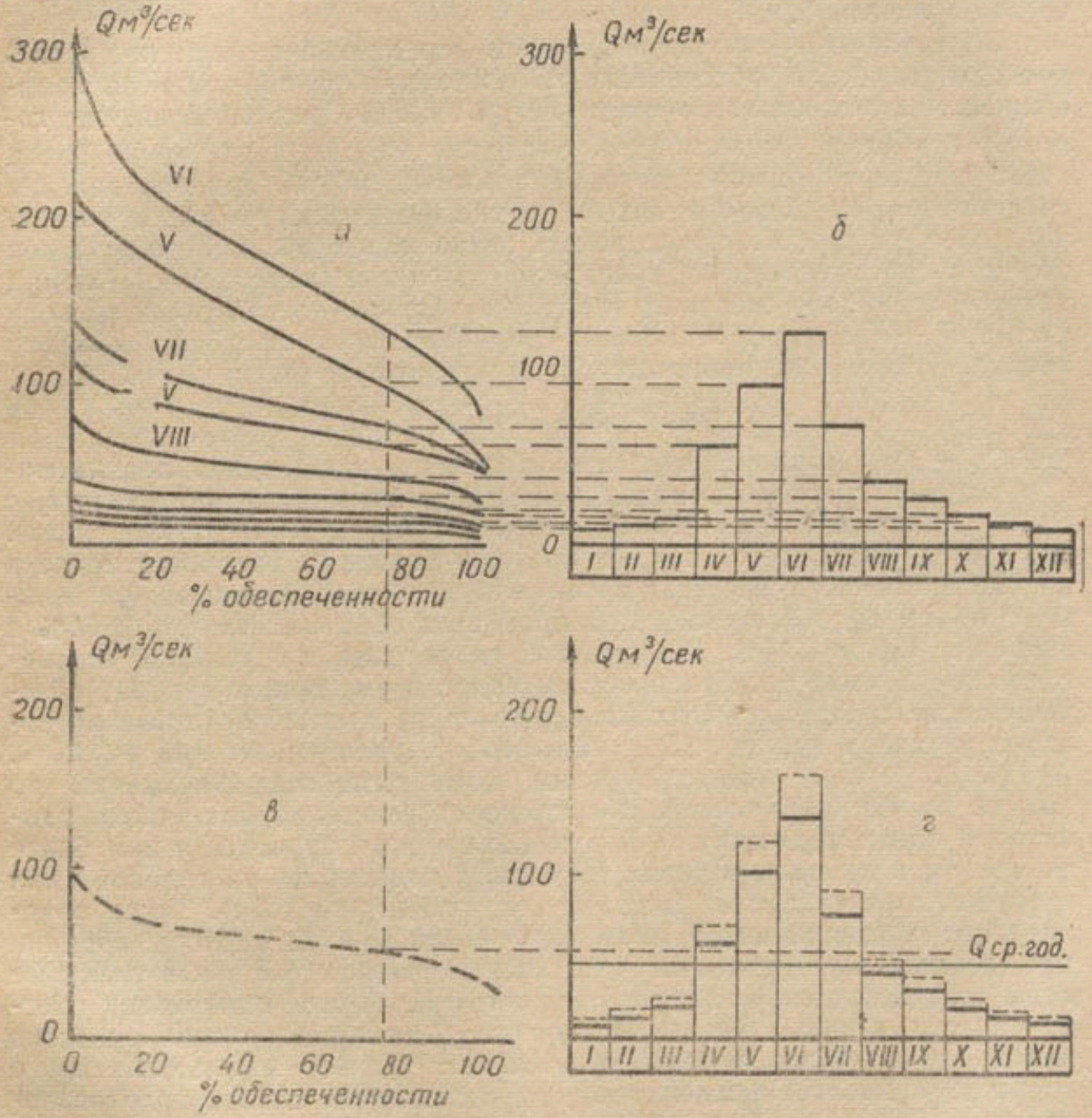


Рис. 121. Построение гидрографа фиктивного года:

а — кривые обеспеченности среднемесячных расходов; *б* — неувязанный гидрограф; *в* — кривая обеспеченности среднегодовых расходов; *г* — увязка гидрографа по величине среднегодового расхода.

принимая $Q_{ср} = \frac{1}{12}\sum Q_{см}$, где $Q_{см}$ — сумма среднемесячных расходов, по которым построен гидрограф. Иногда, определив расчетные значения $Q_{см}$ и соответствующую им величину среднегодового расхода $Q_{ср}$, вычисляют среднемесячные расходы в долях от среднегодового $\delta = \frac{Q_{см}}{Q_{ср}}$ и полученные значения δ умножают на величину среднегодового расхода расчетной обеспеченности Q_p. Однако это сложнее. Так как

построение теоретических кривых обеспеченности для всех расчетных интервалов года очень трудоемко (для построения гидрографа по среднемесячным расходам предварительно надо вычислить 12 значений коэффициента вариации), то, учитывая необходимость последующей увязки расчетных расходов, значения расходов определяют по кривым обеспеченности, построенным графически, исходя из расположения натурных точек, нанесенных на график в соответствии с эмпирическими формулами (1.24) или (1.25) для каждого месяца (интервала) отдельно.

Определенные по таким кривым среднемесячные (или другие) расходы расчетной обеспеченности умножают на поправочный коэффициент, вычисленный по формуле (4.135). В Средней Азии, где годовой гидрограф может быть разделен на три характерные фазы, различающиеся многолетней изменчивостью, можно при определении среднемесячных (или средних за другие интервалы) расходов расчетной обеспеченности, использовать значения коэффициентов вариации объемов стока весеннего снегового половодья (период март—июнь), летнего ледниково-снегового половодья (июль — сентябрь) и межени (октябрь — февраль) и нормы среднемесячных расходов каждого месяца. Искомые значения вычисляют по формуле (4.2):

$$Q_{\text{рсм}} = Q_{\text{осм}} \ (1 + C_{vt} \ \Phi_p),$$

где C_{vt} — коэффициент вариации снегового половодья, ледниково-снегового половодья или межени, в зависимости от того, с какой из фаз совпадает рассматриваемый месяц (интервал).

Метод фиктивного года не получил большого распространения в водохозяйственных расчетах проектных организаций, так как он занижает объем годового стока при процентах обеспеченности $p \geqslant 75\%$ и завышает при $p \leqslant 25\%$. Увязка же гидрографа с величиной среднегодового расхода расчетной обеспеченности уменьшает процент обеспеченности среднемесячных (или средних за другие расчетные интервалы) расходов при $p \geqslant 75\%$ и, наоборот, увеличивает при $p \leqslant 25\%$.

В. А. Шульц, критикуя метод фиктивного года, указывает, что „мы не имеем права соединять в хронологическом порядке стоки одинаковой обеспеченности за фазово-однородные периоды, а тем более за месяцы и декады, в целях получения гидрографа за годовой цикл заданной гарантийности“ (или, иначе, расчетного года). Такое механическое объединение объемов воды за какие-либо периоды времени прежде всего противоречит существу явления, так как в реальные годы сток за отдельные периоды никогда не бывает одинаковой обеспеченности, а связь между водностью года и распределением стока между отдельными фазами отсутствует. Однако метод фиктивного гидрографа иногда применяется при составлении планов водопользования на оросительных системах Средней Азии.

Для этого среднедекадные расходы за имеющийся период наблюдений каждой из рассматриваемых декад располагают в порядке убывающей величины и определяют порядковый номер члена ряда, соответствующий заданному проценту обеспеченности по формуле (4. 18).

В качестве расчетных принимают среднедекадные расходы, порядковый номер которых наиболее близок к величине m, определенной по формуле, или среднеарифметическую величину расходов с порядковыми номерами $m - 0{,}5$ и $m + 0{,}5$ (если величина m заканчивается дробью, близкой к половине). Указанный прием используют в основном для определения среднедекадных расходов 75% обеспеченности (маловодного, или нижнеквартильного, года). Среднедекадные

расходы 50% обеспеченности (среднего, или медианного, года) в планах водопользования принимают как среднеарифметические значения за период наблюдений.

Наиболее точным методом построения гидрографа расчетного года является *метод фазовых характеристик,* основанный на построении расчетного гидрографа, исходя из анализа многолетнего изменения сроков, продолжительности и объема стока за отдельные генетически однородные фазы. В общем случае такой гидрограф дает расчетное распределение стока между отдельными фазами и границы этих фаз, что и определяет более высокую точность расчетов.

Развитием метода фазовых характеристик является способ В. Г. Андреянова, излагаемый в специальной литературе.

В. Л. Шульц для рек Средней Азии предлагает способ расчета, основанный на установленной им зависимости внутригодового распределения стока от показателей $\delta = \frac{W_{\text{VII-IX}}}{W_{\text{III-VI}}}$ и $W_{\text{VII-IX}}$ в процентах от годового, выражающих распределение стока по генетически однородным фазам. По данным гидрометрических наблюдений сначала определяют объемы стока $W_{\text{VII-IX}}; W_{\text{III-VI}}$ и $W_{\text{год}}$, а затем значения $\delta = \frac{W_{\text{VII-IX}}}{W_{\text{III-VI}}}$ и $W_{\text{VII-IX}}$ в процентах от годового $\left(\frac{W_{\text{VII-IX}}}{W_{\text{год}}} \cdot 100\right)$ для каждого года в отдельности. При этом для упрощения расчетов объемы заменяют соответствующими суммами среднемесячных расходов. Затем по полученным рядам значений δ и $W_{\text{VII-IX}}$ (%) вычисляют среднемноголетние значения δ_0 и W_0 и значения коэффициентов их вариации $C_{v\delta}$ и C_{vw}. Принимая $C_{s\delta} = 2\,C_{v\delta}$ и $C_{sw} = 2\,C_{vw}$ и уточняя принятые значения сопоставлением построенной теоретической кривой с натурными точками по уточненной кривой, определяют значения δ и $W_{\text{VII-IX}}$ расчетной обеспеченности. После этого исходя из полученных расчетных значений δ и $W_{\text{VII-IX}}$ при помощи специальных графиков $\sigma_{\text{м}} = f(\delta,\ W_{\text{VII-IX}})$ определяют значения месячных стоков в процентах от годового σ. Умножая их на величину годового стока расчетного процента обеспеченности (определяемую по специально построенной кривой или исходя из величины среднегодового расхода расчетной обеспеченности), получают расчетные месячные стоки:

$$W_{\text{мес.р}} = \frac{\sigma\ W_{\text{годр}}}{100} = 0{,}3156\ \sigma\ Q_p \text{млн.} м^3.$$

Соответствующие среднемесячные расходы могут быть получены делением месячных стоков на коэффициент K, выражающий число секунд в месяце (при $W_{\text{мес}}$ в млн. $м^3$ и числе дней в месяце $t = 31$ $K = 2{,}68$; при $t = 30$ $K = 2{,}59$; при $t = 28$ $K = 2{,}42$).

Значения месячных стоков в процентах от годового $\sigma_{\text{м}}$ определяют также по таблицам распределения стока рек Средней Азии (см. „Указания к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии", приложение II). В качестве расчетного принимают реальное распределение стока той реки, для которой приведенные в таблицах значения δ и $W_{\text{VII-IX}}$ наиболее близки к полученным значениям δ и $W_{\text{VII-IX}}$ расчетной обеспеченности. В этих таблицах также дано внутригодовое распределение стока в годы с наиболее поздней и наиболее ранней его концентрацией.

В. Л. Шульц считает, что „при водохозяйственных расчетах часто нет нужды останавливаться на самом неблагоприятном внутригодовом распределении стока... Достаточно остановиться на внутригодовом распределении стока сравнительно малой повторяемости, обусловленной расчетной обеспеченностью годового стока". Это с

необходимой степенью точности осуществляет использование предлагаемого им способа.

Если на рассматриваемой реке нет данных гидрометрических наблюдений или короткая продолжительность периода наблюдений не позволяет продлить их по связи с расходами реки-аналога, расчет внутригодового распределения производят: а) методом аналогов, б) с помощью типовых схем распределения и в) с помощью типовых графиков распределения.

В первом случае по данным реки-аналога с достаточно продолжительным периодом гидрометрических наблюдений рассмотренными выше методами строят расчетный гидрограф и пересчитывают его ординаты для рассматриваемой неизученной реки пропорционально объемам годовых стоков или среднегодовых расходов расчетной обеспеченности рассматриваемой реки и реки-аналога.

Реку-аналог наиболее точно можно выбрать, учитывая распределение стока по сезонам. Для этого норму сезонного стока средних и малых рек Европейской территории СССР определяют по специальным таблицам В. Г. Андреянова. При предварительных расчетах норму летне-осеннего и зимнего слоя стока равнинных рек Европейской территории СССР находят по картам изолиний. Эти карты разбиты на четыре зоны, различающиеся календарными сроками начала и конца сезона. Норма весеннего стока при пользовании картами определяется как разница между нормой годового стока и суммой норм летне-осеннего и зимнего стоков.

Коэффициент вариации сезонных стоков определяют по формуле

$$C_{vc} = K_{ca} \cdot C_v,$$

где C_v — коэффициент вариации годового стока;

K_{ca} — коэффициент, определяемый по данным наблюдений реки-аналога, а для средних и малых рек СССР при предварительных расчетах по табл. 37 В. Г. Андреянова.

Таблица 37

Зона	Весна	Лето — осень	Зима	Межень в целом (лето — осень) + зима
Лесная	1,0	1,8	1,5	1,6
Лесостепная	1,2	1,1	1,2	1,0
Степная	1,2	1,0	1,1	0,9

Коэффициент асимметрии сезонных стоков принимают $C_{sc} = C_{vc}$. Для расчета внутрисезонного распределения стока малых и средних рек могут быть использованы данные этого распределения, полученные В. Г. Андреяновым на основании длинных рядов наблюдений, или гидрограф реки-аналога, построенный по его способу.

Если площадь бассейна и длина рассматриваемой реки значительно отличаются от площади и длины реки-аналога, то распределение стока внутри сезонов изменяют, так как на реках с малыми и короткими бассейнами половодье короче. Для рек, не полностью дренирующих подземные воды, в расчеты вводят поправку на величину подземного стока недренируемой реки, определяемую одновременными гидрологическими наблюдениями в меженный период на реке-аналоге и рассматриваемой реке. Эту поправку вводят в нормы годового и сезонного стока. Внутрисезонное распределение стока для весеннего и меженного периодов производят с учетом срезки недренируемого стока, равномерно распределенной за весь сезон. При рас-

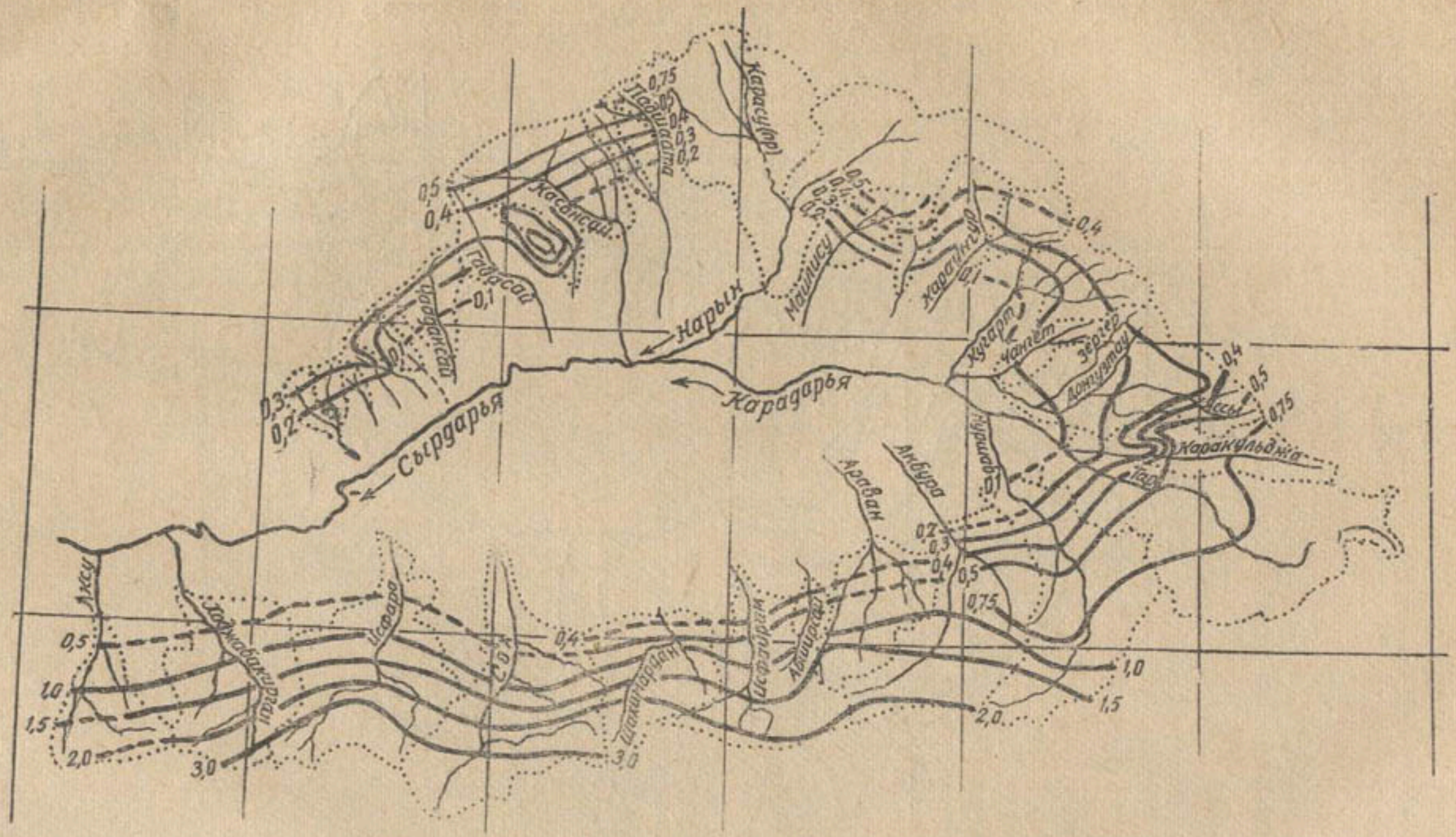


Рис. 122. Схематическая карта отношения стока за период июль — сентябрь к стоку за период март — июнь рек Ферганской котловины.

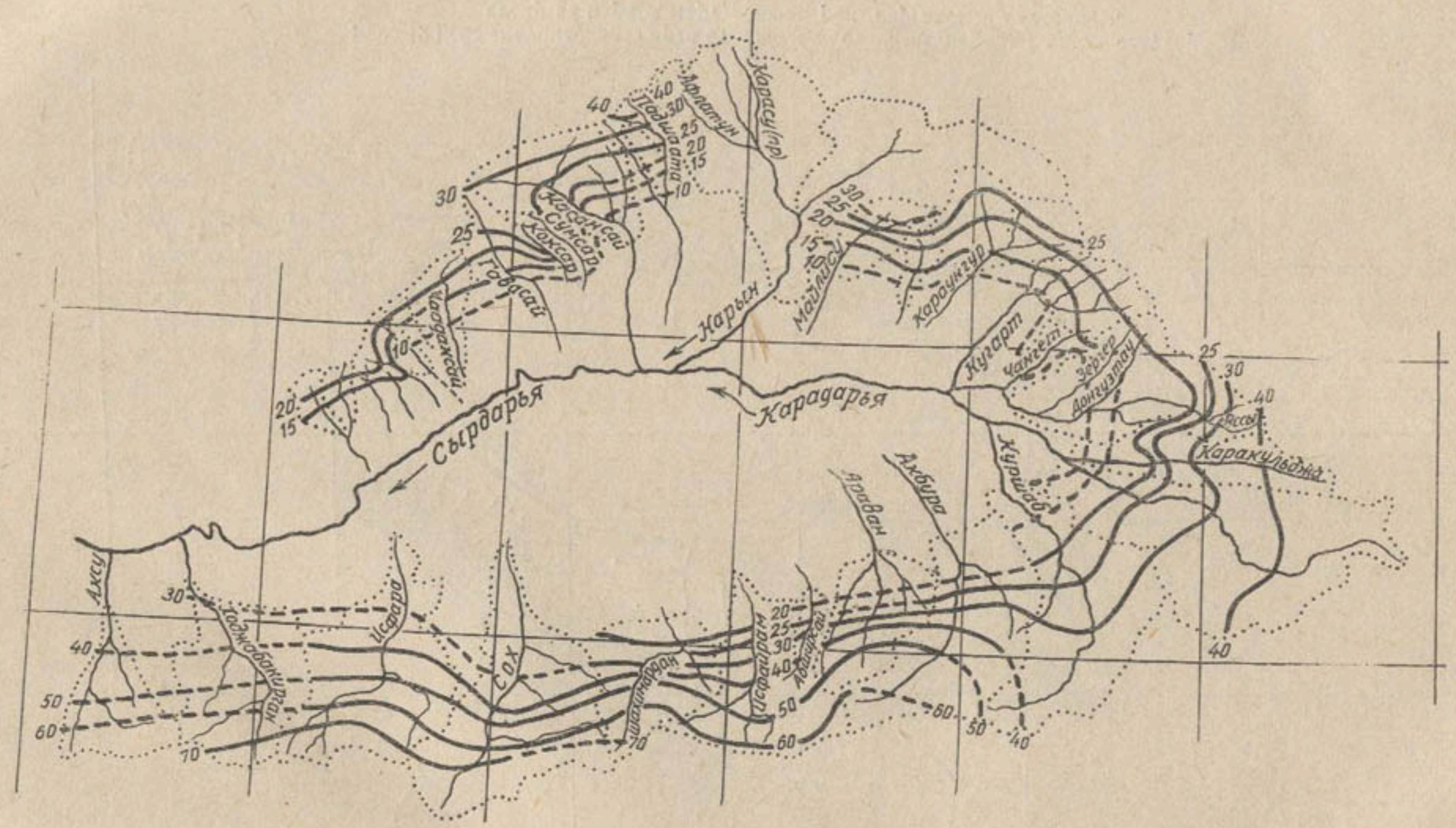


Рис. 123. Схематическая карта стока рек Ферганской котловины за период июль—сентябрь (в процентах от годового).

чете внутригодового стока неизученной горной реки учитывают уменьшение доли весеннего стока и увеличение летнего стока с увеличением средневзвешенной высоты водосбора, используя получаемые для изученных горных рек зависимости $C = f(H_{ср})$ и $C^1 = f^1(H_{ср})$, где $C = \frac{h_{вес}}{h_{год}}$, $C^1 = \frac{h_{лет}}{h_{вес}}$, $H_{ср}$ — средняя высота бассейна, *м*.

Определив по этим зависимостям значения коэффициентов C и C^1 для неизученной реки, вычисляют нормы стока (в *мм*) для весеннего и летнего сезонов $h_{вес} = Ch_{год}$ и $h_{лет} = C^1 h_{вес}$.

В. Л. Шульц, развивая этот подход к рекам Средней Азии, установил эмпирические зависимости для определения коэффициентов C и C^1, названных им показателями внутригодового распределения W_{VII-IX} в % и δ. Эти зависимости имеют вид

$$\delta = B \cdot H_{ср}^{3,30}$$

$$W_{VII-IX} = D \cdot H_{ср}^{2,19}, \qquad (4.136)$$

где $H_{ср}$ — средневзвешенная высота водосбора, *км*;

$B = 0{,}032$ для всей Средней Азии в среднем (для юга и центра $B = 0{,}0265$, для севера $B = 0{,}0414$);

$D = 3{,}80$ для Средней Азии в среднем (для юга и центра $D = 3{,}40$, для севера $D = 4{,}28$).

Зависимости (4.136) можно применять при площади водосбора $F \geqslant 100$ *км*^{2} и средневзвешенных высотах водосбора 1,5—3,8 *км* (для севера $2{,}0 < H_{ср} < 3{,}8$ *км*). Средняя ошибка в величине δ составляет для юга и центра Средней Азии $\sigma_\delta = 37{,}2\%$, для севера — 36,2%; средняя ошибка в величине W_{VII-IX} — для юга и центра $\sigma_w = 22{,}2\%$, для севера — 18,4%.

В отдельных районах более тесные, нежели (4.136), зависимости получаются, если связывать показатели δ и W_{VII-IX} с относительной площадью, занимаемой на водосборах, высотами выше или ниже некоторой горизонтали (например, выше 3000 или ниже 2000 *м*). В целях повышения точности расчетов для пяти основных районов горной области Средней Азии под руководством В. Л. Шульца построены карты изолиний показателей δ и W_{VII-IX}. При этом значения показателей, определенные по среднемноголетним натурным данным, относились к центру тяжести площади водосбора (рис. 122—123).

Определив по зависимости (4.136) или картам изолиний показатели внутригодового распределения δ и W_{VII-IX}, выбирают реку-аналог (см. таблицу приложения II „Указаний к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии"). В качестве аналога принимают реку, для которой значения δ и W_{VII-IX}, приведенные в таблице (для многолетнего периода), наиболее близки к значениям δ и W_{VII-IX}, определенным для рассматриваемой неизученной реки. Затем определяют объемы месячного стока, умножая объем годового стока рассматриваемой реки на проценты месячного стока соответствующих месяцев. Такой расчет дает точные результаты только для года 50% обеспеченности (или среднего года). Применять приведенное в таблицах распределение непосредственно для расчетов распределения года более высокой обеспеченности (при $p = 75\%$ и выше) нельзя.

Ввиду отсутствия надежных зависимостей для определения $C_{v\delta}$ и C_{vw}, необходимых для определения δ и W_{VII-IX} расчетной обеспеченности, при ориентировочных расчетах рекомендуется следующий прием. Выбрав реку-аналог, исходя из среднемноголетних значений δ и W_{VII-IX}, наиболее близких к определенным по картам изолиний для рассматриваемой неизученной реки, принимают для расчета внутри-

годового распределения 75% обеспеченности табличные значения ее месячных стоков в % от годового для года с наиболее ранней или наиболее поздней концентрацией стока. Для рек ледниково-снегового питания ординаты расчетного гидрографа определяют, умножая объем годового стока 75% обеспеченности на табличные значения месячных стоков в процентах от годового σ для года с наиболее поздней концентрацией стока (имеющего длительное весеннее маловодье, наиболее неблагоприятное на таких реках). Для рек снегово-ледникового, снегового и снего-дождевого питания ординаты расчетного гидрографа определяют, умножая объем годового стока 75% обеспеченности на табличные значения месячных стоков в процентах от годового σ для года с наиболее ранней концентрацией стока, создающей маловодье в конце и даже в разгар вегетационного периода.

Такой прием при ориентировочных расчетах дает гарантию от грубых просчетов в сторону преуменьшения продолжительности критического периода и возможного объема нехватки воды за этот период.

Для некоторых районов (например, Ленинградской области) по результатам обобщения натурных данных гидрологически сходных рек составлены так называемые *типовые схемы*, представляющие таблицы месячных объемов стока в процентах от годового. Как правило, типовые схемы составлены для среднего по водности года, но для отдельных групп рек имеются для года 75% обеспеченности. Выбирая (по признаку территориального расположения) типовую схему, расчетный гидрограф рассматриваемой неизученной реки получают умножая объем ее годового стока расчетной обеспеченности на проценты месячных объемов стока, приведенные в этой схеме.

Если схема составлена для среднего года, ее можно использовать для построения расчетного гидрографа только среднего года или года 50% обеспеченности.

Для Средней Азии типовые схемы успешно заменены графиками $\sigma = f(\delta, W_{\text{VII-IX}})$, составленными под руководством В. Л. Шульца. Определив по формулам (4.136) или картам изолиний для центра водосбора рассматриваемой реки значения δ и $W_{\text{VII-IX}}$, далее при помощи графиков находят расчетные значения $\sigma_м$ для каждого месяца, а затем $W_м = \frac{\sigma_м W_{год}}{100}$ и $Q_{см} = \frac{W_м}{K_м}$.

В практике водохозяйственных расчетов при проектировании водохранилищ и гидростанций в Средней Азии часто приходится сталкиваться с переносом расчетного гидрографа из изученного (гидрометрического) створа в неизученный проектный створ на той же реке. Наиболее точное решение этой задачи может быть получено при помощи уравнения водного баланса, используемого для пересчета каждого среднемесячного (или среднедекадного) расхода расчетного графика, построенного для гидрометрического створа. В рассматриваемом случае это уравнение имеет вид:

$$Q_x = Q_{гс} + Q_{сб} - Q_{вод} \pm \Delta Q_л \pm \Delta Q_р. \qquad (4.137)$$

Составляющие баланса $Q_{сб}$ и $Q_{вод}$ в разрезе расчетных интервалов определяют по учетным данным Министерства мелиорации и водного хозяйства или по соответствующим проектным данным (например, исходя из проектного режима орошения).

Составляющие $\Delta Q_л$ и $\Delta Q_р$, которые представляют собой русловые потери (или выклинивание) и потери на русловое регулирование, вычисляют при помощи специальных балансовых расчетов. Для этого используют данные кратковременных наблюдений на проектном створе

или данные многолетних наблюдений по ряду гидрометрических створов (лучше, если проектный створ располагается в промежутке между такими створами). В этих случаях величины ΔQ_n и ΔQ_p определяют в сумме, исходя из замеренных расходов для периодов межени, подъема половодья, максимума половодья и спада паводка. Если данных наблюдений нет и организовать их невозможно, значения ΔQ_n и ΔQ_p получают расчетами, проверяя их по данным реки-аналога. Однако это снижает точность результатов.

При переносе расчетного гидрографа из гидрометрического створа в проектный (при их значительном удалении) учитывают сдвижку расходов по времени за счет добегания, определяя ее по формуле

$$\tau = 0{,}0116 \frac{L}{V} \text{ суток}, \qquad (4.138)$$

где L — расстояние между створами, *км*;
V — средняя скорость течения воды, *м/сек;*
0,0116 — коэффициент для перевода времени из секунд в сутки.

Время τ желательно учитывать при построении расчетного гидрографа для гидрометрического створа, принимая начало его интервалов на τ суток раньше календарных (если гидрометрический створ по течению выше проектного) или на τ суток позже (если проектный створ выше гидрометрического).

В условиях Средней Азии величина сдвижки расходов во времени даже на реках Сырдарье и Амударье сравнительно невелика (для створов Керки — Тюямуюн на Амударье она составляет 3—4 дня), поэтому в расчетах ее часто не учитывают. Для приближенных расчетов гидрограф расчетной обеспеченности в проектном створе может быть построен по методу В. Л. Шульца с переносом определенных по натурным данным гидрометрического створа показателей внутригодового распределения расчетной обеспеченности δ_p и W_p в проектный створ при помощи выражений (вытекающих из выражений 4.136):

$$\delta_{xp} = \delta_{pгс} \left(\frac{H_x}{H_{гс}}\right)^{3{,}30}$$

$$W_{xp} = W_p \left(\frac{H_x}{H_{гс}}\right)^{2{,}19},$$

где H_x и $H_{гс}$ — средневзвешенные высоты площади водосбора проектного и гидрометрического створов.

После определения δ_{xp} и W_{xp} проценты месячного стока расчетного гидрографа вычисляют при помощи графиков $\sigma = f(\delta, W)$ или по внутригодовому распределению реки-аналога.

При дальнейших расчетах учитывают водозабор на орошение между проектным и гидрометрическим створами (для месяцев, где он превышает 10% от среднемесячных расходов реки).

ГЛАВА V.

СТОЯЧИЕ ВОДОЕМЫ И ВОДНЫЕ СКОПЛЕНИЯ

§ 20.
ОЗЕРА

Озером называется масса воды, заключенная во впадине и не имеющая непосредственного сообщения с морем. Поэтому к озерам причисляют Каспийское и Аральское моря, хотя их названия с приставкой „море" сохраняются на географических картах.

По современной научной терминологии к морям относят лишь входящие внутрь материка части океана, составляющие с ним одно неразрывное целое и связанные с ним в физико-химическом и биологическом отношениях. Озера образуются, когда сток атмосферных осадков, проходя по пониженным частям материков, пересекает впадину с замкнутыми горизонталями. Дальнейшее стекание воды возможно лишь после заполнения впадины выше замкнутых горизонталей. Если количество стекающей воды с учетом потерь на испарение и фильтрацию достаточно для такого заполнения и излишек воды стекает дальше, озеро называется *сточным*. Если же сток невелик и заполняет часть впадины, не давая оттока, то образуется *бессточное* озеро.

Промежуточным звеном между сточными и бессточными озерами являются озера, в которых периодически (в весеннее половодье или в исключительно влажные годы) вода стекает дальше. В остальное же время горизонт озера стоит ниже наивысшей замкнутой горизонтали. Такие озера называются *временно сточными*.

Вообще всякую котловину, наполненную стоячей или малопроточной водой, можно назвать озером или водоемом замедленного водообмена. К водоемам замедленного водообмена относят также искусственные озера-водохранилища, образуемые перегораживанием рек плотинами. Малые водохранилища называются *прудами*.

Поступающая в озера вода, как правило, несет с собой твердые вещества (наносы), которые вследствие резкого уменьшения скоростей течения в озере отлагаются на его дне. Наносные отложения образуются также в результате переработки берегов, т. е. разрушения волнами пород, слагающих берега. При этом продукты размыва сносятся волнением в более глубокую часть озера.

Развивающаяся сначала у берегов, а затем и в средней части озера растительность после отмирания пополняет слой наносных отложений частицами органического происхождения.

Постепенно озеро мелеет, зарастает, подводная флора заменяется болотной растительностью, и озеро превращается в болото.

По происхождению озера разделяют на: 1) плотинные (или запрудные), 2) котловинные, 3) пойменные и 4) смешанные.

Плотинные озера образуются в результате естественного перегораживания реки обвалом, песчаным валом или обломочным мате-

риалом (моренами), оставленным при отступлении ледников. Примером может служить Сарезское озеро на Памире длиной 56 *км*. К плотинным озерам можно отнести и водохранилища: Кайраккумское и Чардаринское на р. Сырдарье, Каттакурганское в логах у города Каттакургана и т. п.

Котловинные озера образовались в котловинах в результате выдувания (дефляционные озера), тектонических процессов (тектонические озера), ледниковых процессов (ледниковые озера), химической эрозии (карстовые озера), вулканических процессов (вулканические озера). Примерами тектонических озер являются Байкал и Иссык-Куль, ледниковых — озеро Селигер. Озера Ладожское и Онежское — смешанного, тектонически-ледникового происхождения.

Пойменные озера образовались в речной пойме в результате отмирания рукавов. В период весеннего половодья они получают воду из реки или даже полностью покрываются весенним разливом. Много таких озер в поймах Сырдарьи и Амударьи.

Смешанные озера образуются от совместного воздействия нескольких из перечисленных выше причин.

Сведения о наиболее крупных озерах СССР даны в табл. 38.

Таблица 38

Важнейшие озера СССР

Название	Площадь, тыс. $км^2$	Наибольшая глубина, *м*
Каспийское море	424,3	1014
Аральское море	63,8	68
Байкал	31,5	1741
Ладожское	18,4	230
Балхаш	17,3	26,5
Онежское	9,9	120
Иссык-Куль	6,2	702
Алакуль	2,3	41
Зайсан	1,8	8,5
Севан	1,4	98,7
Тенгиз	1,2	6,8

Более 80% озер Средней Азии сосредоточено по периферии орошаемых оазисов, главным образом в долинах и дельтах крупных рек, тогда как на территории пустынь их почти нет. В горной области основная их масса расположена на высотах более 3000 *м*. На высотах же 1000 — 2000 *м* озер мало, так как их образованию препятствует сильно развитая эрозия. Наиболее богаты озерами верховья Нарына и левых притоков Зарафшана (особенно Магиандарьи).

Общее число озер Средней Азии превышает 1000, а занимаемая ими площадь составляет около 100 тыс. $км^2$ (включая Аральское море, Балхаш и Иссык-Куль с общей площадью 92332 $км^2$).

Большинство озер Средней Азии имеет площадь зеркала 1 — 5 $км^2$; озер с площадью более 5 $км^2$ мало. Точный учет озер затрудняется их изменчивостью, особенно в равнинной части, где высыхание озер связано с мелиоративными работами (устройством дренажа, обвалованием и т. п.).

Озера горной области по происхождению относятся к тектоническим, моренным и завальным.

Тектонические озера наиболее крупные (Иссык-Куль), но число их не велико.

Моренные озера расположены высоко в горах, на дне горных долин, перегороженных конечными моренами древних ледников, и часто представляют собой остатки некогда значительных водоемов. Как правило, площадь и глубина их незначительны.

Завальные озера образуются в местах, где склоны долины очень круты и сложены сильно дислоцированными или тонкими слоистыми породами с крутым падением пластов, способствующим возникновению обвалов (склоны долин Памиро-Алая, сложенные из песчаников, глин и гипсов). В этих озерах большие глубины непосредственно у завала быстро уменьшаются вверх по течению. Завальные озера весьма неустойчивы и легко самопрорываются вследствие перелива воды через завал или подмыва его с нижнего бьефа при заглублении русла. Паводки после прорыва завального озера Иссык, недалеко от Алма-Аты, в 1965 г. и озера в верховьях Исфайрамсая в 1966 г. вызвали большие разрушения.

Наиболее крупными завальными озерами Средней Азии являются Сарезское и Яшилькуль (Памир), Сары-Чилек (бассейн р. Нарын), Искандеркуль (бассейн р. Зарафшан) и др. Сарезское озеро образовалось в 1911 г. в результате большого обвала, перегородившего долину р. Мургаб на Памире (на высоте 3200 *м*). Глубина озера у завала в 1946 г. составляла 505 *м* при длине 56 *км*, причем горизонт воды в озере продолжает медленно повышаться, фильтрующаяся через завал вода образует реку Бартанг, впадающую в Пяндж. В 1964 г. в результате обвала в верховьях Зарафшана образовалось завальное озеро, угрожавшее в случае самопрорыва завала затоплением Самаркандской области. За короткий срок было построено искусственное русло, и спуск по нему озера предотвратил катастрофу.

Все моренные и завальные озера Средней Азии, даже если они не имеют поверхностного стока, пресны, а тектонические часто соленые (Иссык-Куль, Чатыркуль, Каракуль и др.).

Озера равнинной области Средней Азии по происхождению разделяются на тектонические, образовавшиеся в местных понижениях, и озера-старицы.

К тектоническим относятся Аральское море и озеро Балхаш. Наиболее многочисленную группу озер Средней Азии составляют озера, образовавшиеся в понижениях рельефа. Большинство их расположено в долинах рек и питается речной водой во время паводковых разливов, а также частично дождевыми, талыми и подземными водами. Крупнейшими из них являются дельтовые озера Амударьи и Сырдарьи. Примером является озеро Судочье в северо-западной части дельты Амударьи, упирающееся в обрывы плато Устюрт. От Аральского моря оно отделено подводной грядой, что позволяет морской рыбе заходить в него для икрометания.

Разливами р. Амударьи в паводок раньше питалась целая цепь озер на левом берегу у города Кунград (Атакуль, Алтынкуль и др.). После строительства береговых дамб обвалования доступ амударьинской воды в эти озера прекратился и они высохли.

Значительную роль в образовании озер играют сбросы из ирригационной сети. Много таких озер в Хорезмском оазисе, где они расположены цепочкой по периферии культурной зоны, граничащей с песками Каракумы и Кызылкум. На правом берегу р. Амударьи наиболее крупной является цепь озер Су-Ерган, протянувшаяся на многие десятки километров в сторону массива древнего орошения Кыркыз. Более мощная цепь озер расположена на левом берегу и используется в качестве водоприемников для коллекторно-дренажной

сети. В настоящее время она объединена Озерным коллектором, позволившим значительно понизить уровень грунтовых вод за счет сброса в древнее русло Дарьялык и Сарыкамышскую котловину.

К числу крупных озер, питавшихся за счет сброса излишних вод ирригационных систем, можно отнести Каратерень в Каракалпакской АССР, в хвостовой части системы канала Куванышджарма.

Крупные озера и разливы, питавшиеся сбросами ирригационной сети и выклиниванием грунтовых вод, имелись ранее в центральной части Ферганской долины (Сарысу и др.). После крупных мелиоративных работ по освоению Центральной Ферганы эти озера полностью ликвидированы.

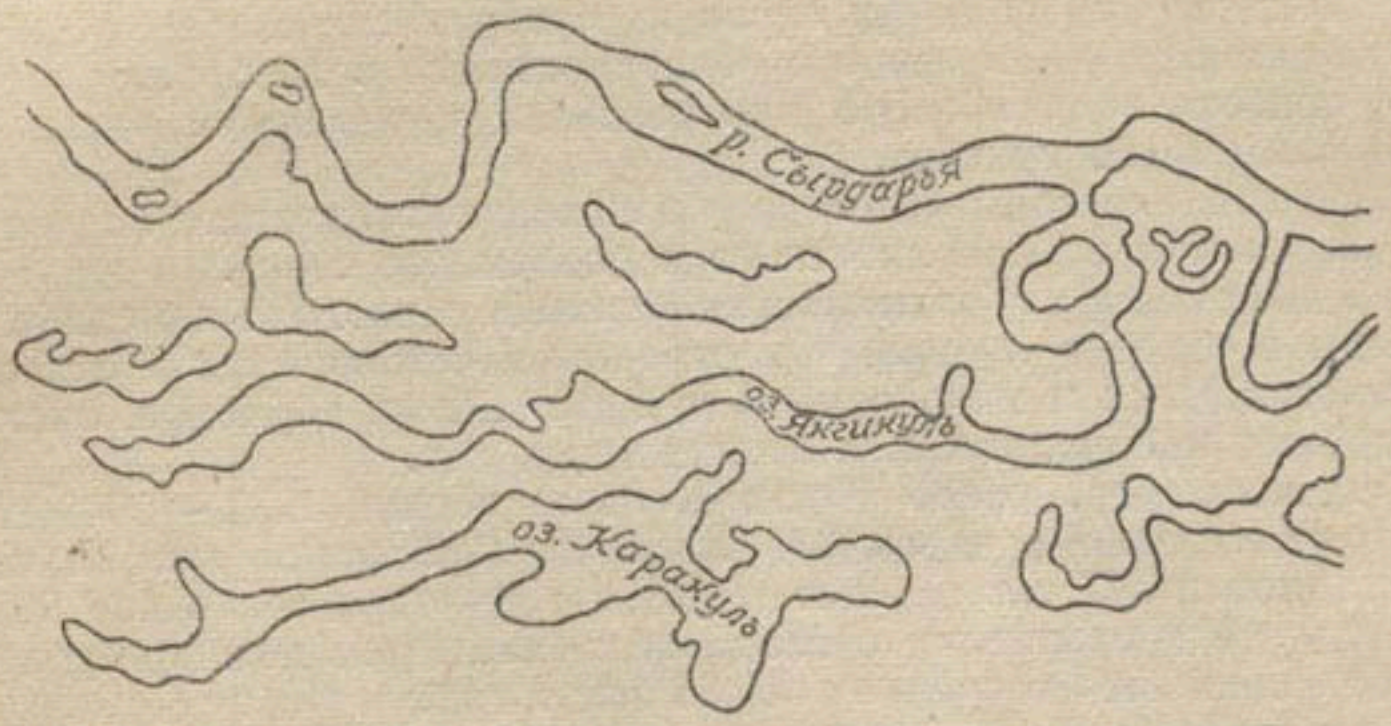


Рис. 124. Озера-старицы в Дальварзинской степи.

Отличительной чертой почти всех рассмотренных озер является их бессточность, почему они в большей или меньшей степени соленые. Многие соленые озера Средней Азии обладают целебными свойствами (например, Тузкан на р. Санзар, Денгизкуль на сбросе из р. Зарафшан, Оксукон в Ферганской долине, Молло-Кара в Туркменской ССР и др.). Отсутствие оттока воды из озера вызывает значительные колебания ее уровня как в течение года, так и из года в год. В маловодные годы небольшие озера пересыхают. Многие из них образуются только в период выпадения дождей и таяния снега.

Для большинства озер характерна плоская форма котловины, низкие берега с пологими откосами и небольшая глубина. Поэтому колебания уровня воды сильно отражаются на величине площади и береговой линии.

Озера-старицы, образовавшиеся в результате блуждания рек и спрямления излучин (рис. 124), широко распространены в долинах Амударьи, Сырдарьи, Или, Чу и др. Они имеют удлиненную (часто криволинейную в плане) форму. Глубина их невелика, площадь редко превышает 1 $км^2$ и как исключение 5 $км^2$, а прибрежная часть, как правило, покрыта зарослями камыша. Озера-старицы обычно пресные. Их режим определяется режимом реки, почему горизонты и площадь зеркала подвержены значительным изменениям.

В годы социалистического строительства в Средней Азии построено много искусственных озер — водохранилищ преимущественно руслового типа: Кайраккумское и Чардаринское на Сырдарье, Ортотокойское на Касансае, Тюябугузское на Ахангаране, Чимкурганское

на Кашкадарье, Южносурханское на Сурхандарье. Каскады водохранилищ построены на Мургабе и Теджене в Туркменской ССР. Начато строительство крупных русловых водохранилищ на реках Вахш (Нурекское), Нарын (Токтогульское), Чирчик (Чарвакское), Карадарья (Андижанское), Ахангаран (Туркское) и т. д. Кроме русловых, построены наливные водохранилища в стороне от реки в удобных понижениях (Каттакурганское и Куюмазарское в Зарафшанской долине, Учкызылское в Шерабадской долине, Джизакское в долине р. Санзар, Хаузханское на Каракумском канале).

Водный режим озера определяется процессами притока и расхода воды. Вода в озеро может поступать путем:

1) непосредственного выпадения осадков на поверхность озера;
2) конденсации водяных паров на поверхности озера;
3) притока воды в озеро с поверхности его водосброса;
4) притока воды в озеро при разливах проходящей рядом реки;
5) подземного притока.

Расходование воды из озера происходит вследствие испарения с его поверхности и поверхностного и подземного стока.

В зависимости от соотношения прихода и расхода изменяется запас воды в озере в течение как отдельных сезонов, так и отдельных лет (многоводных и маловодных) и даже целых периодов, включающих группу маловодных или многоводных лет.

Так, например, озеро Иссык-Куль за период 1931 — 1943 гг. получало ежегодно в среднем 835 *мм* воды (268 *мм* за счет атмосферных осадков и 567 *мм* за счет стока), а теряло на испарение 868 *мм*. В результате превышения расхода воды над приходом уровень воды в озере понижался в среднем на 33 *мм* в год.

По подсчетам Б. Д. Зайкова, за периоды 1912 — 1917 гг. и 1926 — 1939 гг. Аральское море получало ежегодно в среднем 885 *мм* воды (82 *мм* за счет атмосферных осадков и 803 *мм* за счет стока Амударьи и Сырдарьи), а теряло на испарение 920 *мм*. Средняя величина понижения уровня — 35 *мм* в год.

Озеро Балхаш за период 1932 — 1941 гг. получало ежегодно в среднем 942 *мм* воды (92 *мм* за счет атмосферных осадков и 850 *мм* за счет поверхностного стока), а теряло на испарение 962 *мм* воды в год. Падение уровня в результате превышения расхода воды над приходом — в среднем 20 *мм* в год. При этом в западной части озера приток превышал потери на испарение в среднем за год на 366 *мм*, а в восточной потери на испарение были на 579 *мм* в год больше, чем приход. Этим объясняется большая соленость воды в восточной части озера.

В балансе водохранилищ Средней Азии потери на испарение играют важную роль. Например, Каттакурганское водохранилище теряет на испарение ежегодно около 40 млн. $м^3$ (6% емкости). Потери на испарение с поверхности водохранилищ на Мургабе составляют около 120 млн. $м^3$ в год.

Изучив условия, определяющие водный баланс озера, в ряде случаев можно активно воздействовать на него, изменяя в интересах народного хозяйства.

Водным балансом определяется уровенный режим озер. Колебания уровня могут быть сезонными, годовыми и кратковременными.

Сезонные колебания уровня обусловливаются различными соотношениями между приходной и расходной частями водного баланса отдельных периодов года. Амплитуда годовых колебаний уровня зависит от климатических условий, характера питания, размера площа-

ди водосбора, размера озера, геологических условий озерного ложа и других факторов и может быть от нескольких сантиметров до 2—3 *м*.

Резкий отпечаток на характер и особенно на амплитуду колебаний уровня накладывает соотношение между площадью водосбора и площадью зеркала озера.

Кратковременные колебания уровней воды в озере являются следствием волнения, ветровых нагонов и сгонов и сейш. Движения водных масс озера подразделяют на постоянные и временные.

Постоянные движения воды в озере имеют форму течений и вызываются впадением в него реки или оттока воды в вытекающую реку. Интенсивность течений определяется соотношением объема озера и расхода втекающей или вытекающей реки.

Если объем воды в проточном озере незначителен, озеро можно рассматривать как расширение русла реки. Если же объем озера велик, то реки, втекающие в озеро и вытекающие из него, почти не влияют на характер движений воды в нем (кроме частей, непосредственно прилегающих к устью или истоку).

Временные движения водной массы озера проявляются в виде течений и волнения. Течения, возникающие под действием ветра (называемые *ветровыми*, или *дрейфовыми*), влияют на характер физических процессов в озерах с большой площадью, плоской формой озерного ложа и малыми глубинами. Соотношение между скоростью ветра и скоростью поверхностного течения следующее:

скорость ветра, *м/сек*	1	3	4	4,2
скорость течения, *см/сек*	3	18	25	28

В результате ветровых течений в конце озера, расположенного по направлению ветра, скапливается вода. Это скопление вызывает в нижних слоях обратное (компенсационное) течение, интенсивность которого определяется величиной напора нагонной воды и сопротивлением, оказываемым ее движению со стороны дна. При пологих берегах сопротивление дна сильно ослабляет глубинное течение, что приводит к скоплению большой массы воды и повышению уровня у наветренного берега и понижению уровня у подветренного. Это продолжается, пока разность уровней у берегов не усилит интенсивность глубинных течений до равновесия с поверхностными. У глубоких озер с обрывистыми берегами (Байкал) глубинные компенсационные течения быстро приходят в равновесие с поверхностными.

Неравномерность охлаждения и нагревания водных масс вызывает вертикальные — *конвекционные* токи, которые влияют и на горизонтальные перемещения водных масс.

Вода впадающих в озеро притоков, в случае более низкой температуры, опускается до слоя воды соответствующей плотности и, вытесняя ее, обусловливает появление течений.

Среди временных движений водных масс озера наибольшее значение имеют ветровые волны и сейши.

Движение воздуха над водной поверхностью вследствие трения создает неустойчивое равновесие, которое переходит в более устойчивую волновую форму.

Самая высокая точка волны *а* называется *вершиной*, или *гребнем*, самая низкая *в* — *подошвой*, или *ложбиной;* разность отметок гребня и подошвы — *высотой*, а расстояние между вершинами или подошвами — *длиной* волны (рис. 125).

Тангенс угла между касательной к профилю волны и горизонтом называется *крутизной волны в данной точке*. В расчетных зависимостях под крутизной волны понимают отношение высоты волны к ее длине.

Расстояние, проходимое гребнем или другой точкой волны в единицу времени, называется *скоростью распространения волны*, а про-

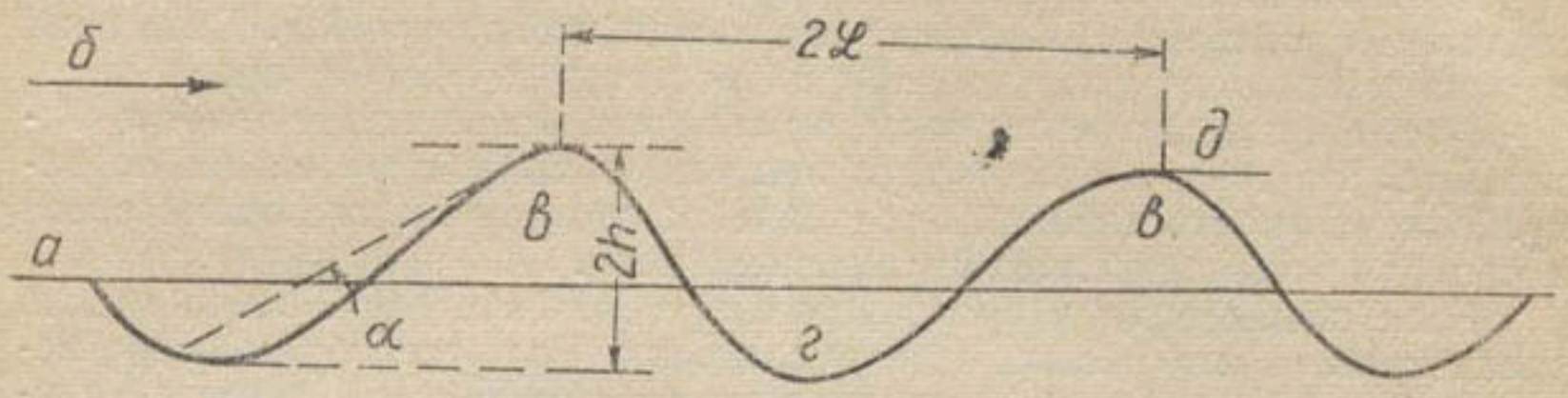


Рис. 125. Элементы ветровой волны:

а — статический уровень; *б* — направление ветра; *в* — гребень волны; *г* — впадина; *д* — вершина волны; α — крутизна волны.

межуток времени, в течение которого эта точка проходит расстояние, равное длине волны, — *периодом волны*.

Между тремя основными элементами волны: скоростью распространения c, периодом τ и длиной λ существует соотношение $\tau = \frac{\lambda}{c}$ или $\lambda = \tau c$.

Четвертый элемент волн (высота) не находится в прямой связи с первыми тремя, а зависит от величины и продолжительности действия сил, вызвавших волны.

Высоту ветровых волн вычисляют по формулам, например В. Г. Андреянова:

$$h = 0{,}021\, W^{\frac{5}{4}} l^{\frac{1}{3}}, \tag{5.1}$$

где h — высота волны, *м*;
L — длина разгона, т. е. пробега ветра над водной поверхностью, *км*;
W — скорость ветра, *м/сек*.

Результаты изучения волн очень важны, особенно при проектировании водохранилищ. Для малых водохранилищ Средней Азии при длине разгона волн $L \leqslant 15$ *км* высоту волны определяют по формуле САНИИРИ:

$$h_b = 0{,}022 \quad W\sqrt{L}. \tag{5.2}$$

Иногда водная поверхность в озерах периодически приобретает уклоны то в одну, то в другую сторону (рис. 126). При этом возника-

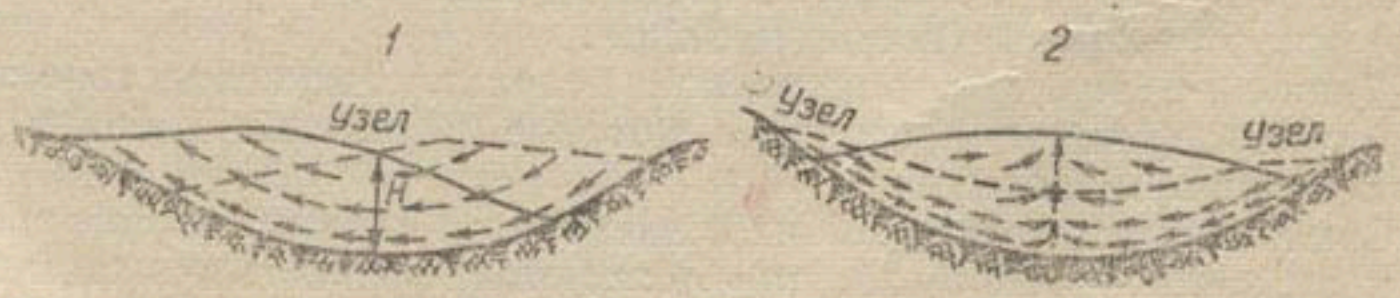


Рис. 126. Схема сейша:

1 — одноузловые волны; *2* — двухузловые волны.

ют колебательные движения, называемые *сейшами*. Неподвижная ось, вокруг которой колеблется поверхность воды, называется *узлом*. Наиболее распространены одноузловые сейши. Сейши с двумя, тремя и большим количеством узлов наблюдаются реже, особенно в мелководных озерах.

В Аральском море максимальный период сейшей составляет 22,7 часа, минимальный — 8,6 часа. На озере Байкал часто встречаются сейши с периодом 4 час. 51 мин. и максимальным отклонением уровня в 14 *см*.

Сейши образуются, когда резкие изменения атмосферного давления или скорости и направления ветра в разных частях озера, возникающие, например, при прохождении циклона, создают строго периодические импульсы, совпадающие с собственными колебаниями водной массы озера.

Изучение сейшей необходимо для правильного определения среднего уровня воды в озере, так как средний уровень озера, рассчитанный для какого-либо момента времени, без их учета может быть ошибочным.

При анализе температурного режима озер учитывают термические свойства воды. Вследствие малой теплопроводности воды передача тепла по глубине посредством молекулярных движений происходит очень медленно.

Большая теплоемкость воды приводит к тому, что озера становятся мощными аккумуляторами тепловой энергии, которые оказывают значительное влияние на климат прилегающих территорий. Так, например, температура на прибрежных станциях Байкала в декабре на 8 — 12° выше, а в июле на 6 — 8° ниже, чем на станциях, удаленных от берега.

Вода сильно поглощает тепловые лучи. В летний полдень в умеренных широтах на глубине 0,5 *м* поглощается до 76% солнечного тепла, падающего на водную поверхность; на глубине 1 *м* — 87%, на глубине 2 *м* — 93,5% и на глубине 4 *м* — 99%. Таким образом, солнечное тепло непосредственно нагревает самые верхние слои водоема.

На озерах средних размеров с площадью водной поверхности в несколько квадратных километров и глубиной 20 — 30 *м* равномерно прогретый слой летом распространяется до глубины 5 — 8 *м*. Равномерность распределения температуры по глубине в пределах поверхностного слоя обеспечивается главным образом воздействием ветрового волнения.

Чем больше площадь озера, тем крупнее на нем волна и тем большую толщину имеет верхний слой до нижней границы волнового перемешивания. Под этим слоем температура резко падает, образуя зону температурного скачка толщиной 2 — 5 *м*. При температуре воды на поверхности 25 — 28° и на нижней границе волнового перемешивания 24 —27° в зоне скачка температура падает на 10 — 15° и даже на 20°. Ниже слоя скачка температура медленно понижается с глубиной (рис. 127).

Изменение температуры воды в озере с глубиной называется *температурной стратификацией*. В зависимости от ее характера озера разделяют на: 1) теплые с постоянной прямой стратификацией; 2) холодные с постоянной обратной стратификацией и 3) смешанные с переменной стратификацией по временам года.

Первый тип встречается в тропических странах, второй — в приполярных, третий — в умеренных и отчасти холодных.

С момента установления обратной стратификации при продолжающемся понижении температуры воздуха верхние слои воды охлаждаются до 0° и начинается процесс замерзания озера.

Вначале лед образуется у берегов, на отмелях, в заливах, затем ледяной покров распространяется на более глубокие места. Замерзание озера начинается после того, как температура всей массы воды понизится до 4°, а верхнего слоя — до 0°. Поэтому тепловая инерция существенно влияет на сроки замерзания. При тихой погоде озеро небольших размеров, охлажденное в предшествующие дни, может покрыться по всей поверхности тонкой ледяной пленкой за одну морозную ночь. В дальнейшем эта пленка утолщается, так как на нее нарастает лед снизу. При волнении ледяной покров разрушается, на поверхности озера накапливаются льдины, которые, постепенно увеличиваясь, способствуют образованию сплошного ледяного покрова. На крупных озерах процесс замерзания продолжается длительное время, а в отдельные годы наиболее глубокие части озера могут не покрываться льдом. Толщина покрова сначала быстро увеличивается, затем ее увеличение замедляется и, наконец, прекращается. С подъемом температуры воздуха выше 0° лед тает и разрушается и озеро вскрывается. Лед тает обычно на месте, но в проточных озерах он может уноситься вытекающей рекой.

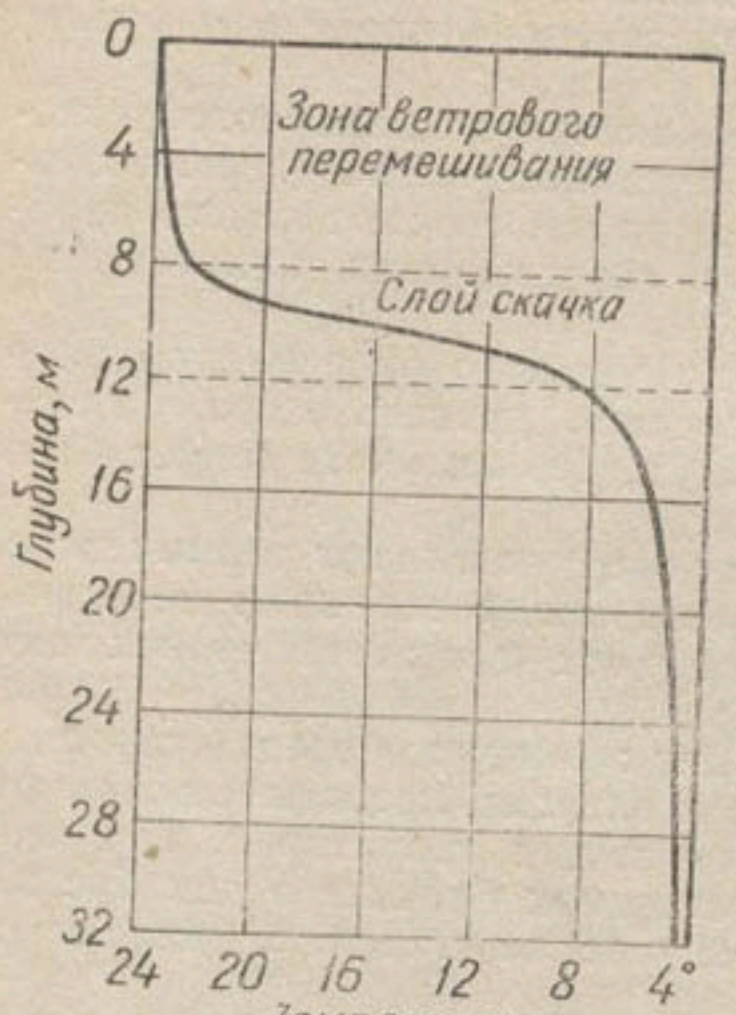


Рис. 127. Изменение температуры воды с глубиной.

Гидрологические закономерности, проявляющиеся в водохранилищах, не всегда и не во всем соответствуют развитию этих процессов в естественных озерах.

Быстрое наполнение и сработка водохранилищ создают резкие изменения уровней. Интенсивность их зависит от соотношения объема притока и расходования воды, а амплитуда выражается метрами и даже десятками метров. На крупных водохранилищах изменения уровня вследствие изменений условий притока и расходования воды происходят в течение годового периода. На водохранилищах малой емкости изменения уровня более резки и могут быть заметны в течение суток и даже часов. На изменения уровней, вызванные колебанием притока и расхода воды, могут накладываться сгонно-нагонные колебания, которые на крупных водохранилищах вызывают изменения уровня до нескольких метров.

Сравнительно резкие изменения уровней в водохранилищах способствуют интенсивному размыву берегов и переформированию ложа водохранилища в зоне переменного подтопления. Кроме того, они сильно сказываются на формировании ледяного покрова водохранилищ и накоплении и расходовании запасов грунтовых вод в прибрежной зоне.

Отличительной чертой водохранилищ по сравнению с естественными озерами является относительно большая проточность, вследст-

вие чего в них наблюдаются постоянные течения со сравнительно высокими скоростями.

Из-за быстрой смены водных масс в водохранилищах температура выравнивается больше, чем в озерах, а поверхностные слои воды нагреваются меньше, чем в озерах такой же площади.

Процессы, происходящие при формировании берегов водохранилищ, существенно отличаются от наблюдаемых в береговой области озер.

Береговая область озер за многолетний период их существования в условиях достаточно размываемых грунтов приобрела пологие очертания. При этом ветровые волны, размывая грунты берегов и вынося в глубь озера мелкие частицы грунта, оставили на месте крупные фракции, которые создали защитный слой (отмостку), предохраняющий берег от дальнейших разрушений.

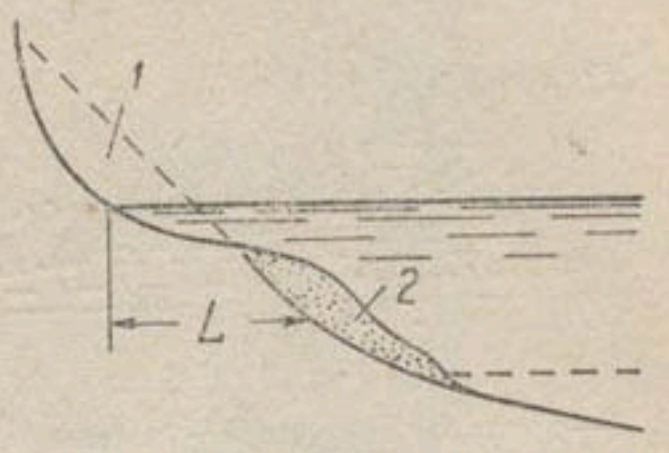


Рис. 128. Схема переработки берегов:

1 — размыв; *2* — отложение.

В связи со сказанным береговые зоны естественных озер являются относительно устойчивыми при данных условиях ветрового волнения.

В водохранилищах после пуска их в эксплуатацию ветровые волны, достигающие высоты 3 *м* и более, интенсивно размывают естественные берега, которые до этого не соприкасались с водой. В результате этого даже в течение одного летнего сезона береговая линия перемещается на несколько десятков метров от первоначального положения. Ширина зоны разрушения берегов до образования устойчивых береговых очертаний достигает 2 — 3 *км*.

Размыв берегов волнами происходит следующим образом. При волновых колебаниях создаются скорости, способные размывать и перемещать частицы грунта. Продукты размыва берега спускаются вниз по откосу в виде подводной береговой отмели или береговой платформы, рост которой и разрушение берега постепенно затухают и прекращаются, когда отмель образует надежную защитную полосу из достаточно крупных частиц грунта. В пределах этой полосы волны теряют значительную часть своей энергии, и их скорость не может размывать грунт (рис. 128).

С образованием водохранилищ резко изменяются термический режим и ледовые условия, ранее наблюдавшиеся на реке, но они существенно отличаются и от наблюдаемых на озерах в тех же климатических зонах. Отличия эти вызываются большой амплитудой колебаний уровней и степенью проточности водохранилищ по сравнению с озерами. В результате зимней сработки или наполнения ледяной покров в прибрежной зоне водохранилищ деформируется и ломается. Режим нарастания и таяния ледяного покрова в центральной части водохранилища существенно не отличается от явлений, наблюдаемых на озерах. Начало замерзания на водохранилищах наступает одновременно с появлением льда на реках, который выносится в водохранилище. Сплошной ледяной покров на водохранилищах вследствие малых скоростей течения устанавливается раньше, чем на реке в естественном состоянии.

Вскрытие водохранилищ начинается позднее, чем реки, где ледяной покров разрушается в результате воздействия скорости течения.

§ 21.
БОЛОТА

Болотом в гидрологии называется участок земной поверхности с обильным застойным или слабопроточным увлажнением, содержащий как минеральные, так и органические (торфяные), перенасыщенные водой грунты.

Болота возникают или вследствие обмеления и зарастания озер, или в результате заболачивания суходолов (рис. 129).

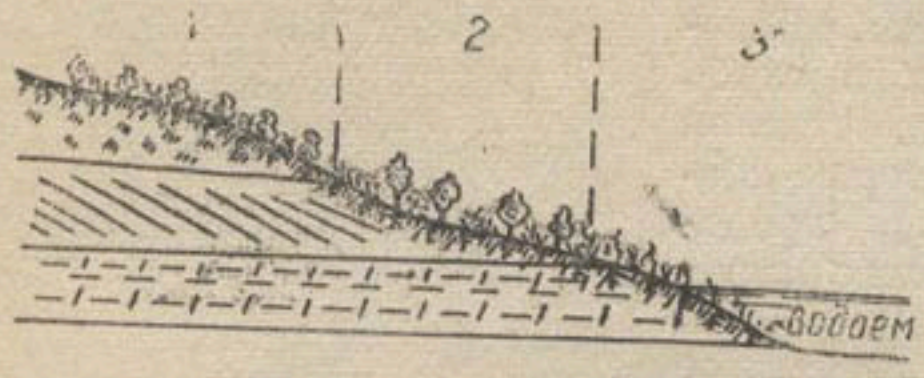


Рис. 129. Схема болот:

1 — верховое торфяное; *2* — переходное лесное; *3* — низинное травяно-осоковое и тростниковое.

По мере обмеления озера в нем вместо высоких камышей и тростников развиваются хвощи, осока и другие мелководные водолюбивые растения. Отложения их хотя и поднимаются над поверхностью воды, но затопляются весенними и летними высокими водами и заиливаются. Болото, образующееся на месте озера, называется *низинным*, или *травяным*. Дальнейшие отложения отмирающих трав поднимают поверхность торфяных массивов, и она перестает затопляться весенней водой и заиляться. Поэтому травы, нуждающиеся в минеральных солях, замещаются древесно-кустарниковой растительностью и травяное болото переходит в *лесное* или *переходное*.

Продолжающийся процесс накопления органических веществ при отсутствии минеральных солей обусловливает полное исчезновение трав и развитие взамен их белых мхов-сфагнумов.

Поверхность болота, поднимаясь благодаря быстрому нарастанию сфагнума, принимает по отношению к периферии выпуклую форму: болото переходит в стадию *сфагнового* (по характеру основной растительности) или *верхового* (по положению поверхности).

Сфагновый покров, разрастаясь в высоту и вширь, выходит за пределы водоема, на котором возник. По мере повышения поверхности болота уменьшается роль грунтового питания и возрастает значение атмосферных осадков. Низинные и переходные болота характеризуются преобладанием грунтового питания, а верховые питаются почти исключительно атмосферными осадками.

В суходолах болота образуются не путем зарастания водоемов, а непосредственно на минеральном грунте.

Равнинный рельеф и наличие на поверхности или близ нее водонепроницаемого слоя (обычно глины) ведут к постоянному перенасыщению влагой верхних горизонтов почвы.

Под покровом елового или соснового леса в этих условиях на плодородном грунте появляются зеленые мхи, которые вытесняются сфагнумом. Последний, облекая стволы деревьев, прекращает доступ воздуха к их корням. В результате лесная растительность гибнет и на месте леса оказывается сфагновое болото.

Процесс заболачивания может развиваться также на участках выгоревшего или вырубленного леса (не только в низинах, но и на возвышенных местах), если развивающаяся здесь травянистая растительность или злаки образуют плотную дернину. Дернина, препятствуя возобновлению древесной растительности и способствуя застаиванию

влаги, служит основой для разрастания сфагнумовых подушек, постепенно сливающихся в сплошной ковер.

Низинные болота с осоковой растительностью и мелкими отложениями торфа образуются в условиях затрудненного стока весенних вод с поймы речных долин в русло реки (рис. 130).



Рис. 130. Низинное (осоковое) болото.

Приречные низменности заболачиваются также вследствие подъема уровня в реке после устройства плотин. В этом случае затопление территории поверхностной водой сопровождается подтоплением ее грунтовыми водами.

Часто происходит заболачивание неширокой полосы у подножия склона речной долины выклинивающимися грунтовыми водами.

Очагами заболачивания водоразделов служат мелкие впадины в местах размыва грунтовыми водами растворимых солей или выноса мелкопесчаного грунта из-под слоя глины. Образующиеся в провальной западине болота разрастаются и создают сплошные массивы.

В тундре причиной заболачивания является малое испарение и неглубокое залегание слоя вечной мерзлоты, который задерживает воду у поверхности земли, способствуя развитию травянистой растительности и заболачиванию.

Общая площадь болот СССР 210 млн. *га* (или 9,5% всей территории), из них на Европейской территории СССР — 60 млн. *га* и на Азиатской — 150 млн. *га*.

В Средней Азии большинство болот расположено в пределах равнины, преимущественно в долинах крупных рек, в понижениях рельефа по периферии конусов выноса, где они часто перемежаются с озерами. Граница между озерами и болотами зачастую слабо выражена, так как многие озера в некоторые периоды года по существу превращаются в заболоченные участки, а заболоченные участки, наоборот, могут превращаться в озера. В равнинной области Средней Азии насчитывается около 2000 болот, причем только в бассейнах Амударьи и Сырдарьи их зарегистрировано более 1100. Площадь, занимаемая болотами, колеблется от 100 $км^2$ до нескольких гектаров.

Самое крупное болото Средней Азии расположено в нижнем течении Сырдарьи, близ ст. Джусалы, и занимает территорию между основным руслом реки и протоком Караузяк шириной и длиной до 150 *км*. Ряд крупных болот расположен в пределах дельты Амударьи. В прошлом сильно заболочены были левый берег Сырдарьи в Ферганской долине, левый берег р. Чирчик, Геджигенская долина в бассейне р. Ахангаран и многие другие.

Болота равнинной области подразделяют на болота пресноводного питания и солончаковые. Болота пресного питания сосредоточены в долинах Амударьи, Сырдарьи, Или и Чу, особенно в их дельтовой части, а также по берегам пресноводных озер (например, у западной части Балхаша). Солончаковые (засоленные) болота приурочены к депрессиям рельефа, в особенности к соленым озерам, древним речным долинам и морским побережьям. Образование солончаковых болот в значительной степени связано с высыханием соленых озер, причем при дальнейшем высыхании болото превращается в шор.

В горных областях Средней Азии болота небольшие. Значительная часть их расположена на Восточном Памире, в долинах рек Аксу и Музкол, у берегов озер Зоркуль и Каракуль, а также на плоскогорьях высотой до 3000 — 4000 *м*.

Водный режим болот Средней Азии (как засоленных, так и пресноводных) неустойчив, что приводит к сокращению их числа и уменьшению площадей. Этому способствуют также крупные мелиоративные работы и обвалование низовьев рек Амударьи и Сырдарьи.

В растительном покрове болот Средней Азии господствуют тростник и камыш. Отложения торфа маломощные и наблюдаются очень редко. Травянисто-моховые торфяники встречаются преимущественно на горных болотах Восточного Памира.

Положение уровня грунтовых вод в болоте обусловливается его рельефом, характером растительности, наличием осушительных канав (дрен), а также климатическими условиями. Первые три фактора, действуя непрерывно или достаточно длительное время и притом в одном и том же направлении, определяют основной фон уровня грунтовых вод, который подвергается сезонным и случайным колебаниям под воздействием факторов климата. Под влиянием рельефа уровень грунтовых вод на болоте не образует горизонтальной поверхности. На возвышенностях он выше и закономерно снижается по склонам. Устройство осушительных канав снижает уровень грунтовых вод тем больше, чем глубже канавы и меньше расстояние между ними.

Замена болотной растительности сельскохозяйственными растениями понижает уровень грунтовых вод.

Сезонные колебания уровня грунтовых вод связаны с общим годовым ходом элементов климата. Весеннее снеготаяние вызывает подъем уровня, а увеличение испарения и транспирации летом — постепенное понижение. Летний минимум устанавливается, как правило, вне влияния реки, так как горизонт воды в ней в это время ниже поверхности болота.

Медленный сток воды с болота зимой при отсутствии пополнения с поверхности вызывает постепенное снижение грунтовых вод в течение зимы, заканчивающееся зимним периодом.

На указанный закономерный сезонный ход уровня грунтовых вод накладываются случайные колебания, вызываемые выпадением дождей или зимними оттепелями.

§ 22.

ЛЕДНИКИ

Ледниками называются скопления льда, образующиеся на суше за длительный (геологический) период при положительном балансе твердой фазы воды, т. е. когда приход твердых осадков и сублимация превышают таяние и возгонку льда.

В современный геологический период ледники сосредоточены в горных областях, где располагаются выше орографической климатической линии. Ледники образуются следующим путем.

Твердые атмосферные осадки, накапливающиеся в вогнутых формах рельефа (на дне и склонах горных котловин), постепенно изменяются. Днем снег под действием солнечного тепла оттаивает с поверхности, а ночью покрывается тонкой ледяной корочкой — настом.

Часть талой воды, просачиваясь внутрь снежной массы, отвердевает в виде крупинок, зерен и пленок, обволакивающих снежинки. По мере накопления снега его нижние пласты под давлением верхних делаются плотнее и переходят в пузырчатую серо-белую массу, называемую *фирном*.

Периодичность выпадения снега обусловливает характерное слоистое строение фирна, причем толщина слоев может колебаться от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Фирн с первоначальной плотностью 0,3 — 0,5, уплотняясь под давлением вышележащих слоев, переходит в белый фирновый лед с плотностью 0,85, а затем в прозрачный голубой ледниковый лед плотностью 0,88 — 0,91.

Важное значение в процессе образования ледников имеет свойство льда срастаться вследствие отвердевания жидкой пленки между отдельными кусками льда, приведенными в соприкосновение. Благодаря этому свойству, называемому *режеляцией*, фирновые зерна смерзаются в плотную ледяную массу, два ледниковых потока сливаются в один, заплывают трещины в ледниках и т. д.

Другим важным свойством льда является *пластичность*, т. е. способность его течь под влиянием непрерывно действующей силы. Поэтому ледник, образовавшийся под покровом фирнового поля, начинает стекать вниз по склону горы или дну долины, опускаясь ниже снеговой линии.

Таким образом, ледник может быть разделен на две части: верхнюю, где преобладает накопление снега и льда (фирновый бассейн или область питания), и нижнюю, где происходит таивание ледника (область абляции). У горных ледников область таяния называется *языком ледника*.

Фирновый бассейн отличается от языка ледника тем, что его поверхность постоянно покрыта снегом, лед располагается на большой глубине и отделен от снега переходной толщей фирна и фирнового льда.

Язык ледника, наоборот, полностью сложен льдом, и на нем бывает лишь временный и тонкий снежный покров, быстро стаивающий летом.

Движение ледников — сложный процесс, сходный с течением водного потока. Вследствие трения о склоны долины скорость движения льда уменьшается от середины ледника к краям и от поверхности ледника к его дну. Сужение долины увеличивает скорость движения ледника, расширение — уменьшает.

Уменьшение скорости движения ледника, связанное с уменьшением уклона, наблюдается также по его длине. Скорость движения

ледников колеблется в широких пределах и может превышать 500—1000 *м* за год (некоторые гималайские ледники).

В движущемся леднике часто возникают поперечные и продольные трещины; первые — при наличии в ложе ледника резких уступов, а последние — вследствие растекания ледника в стороны при переходе из узкого участка долины в расширенный.

В процессе движения ледник воздействует механически на ложе и встречаемые им на пути препятствия, вынося в долины продукты

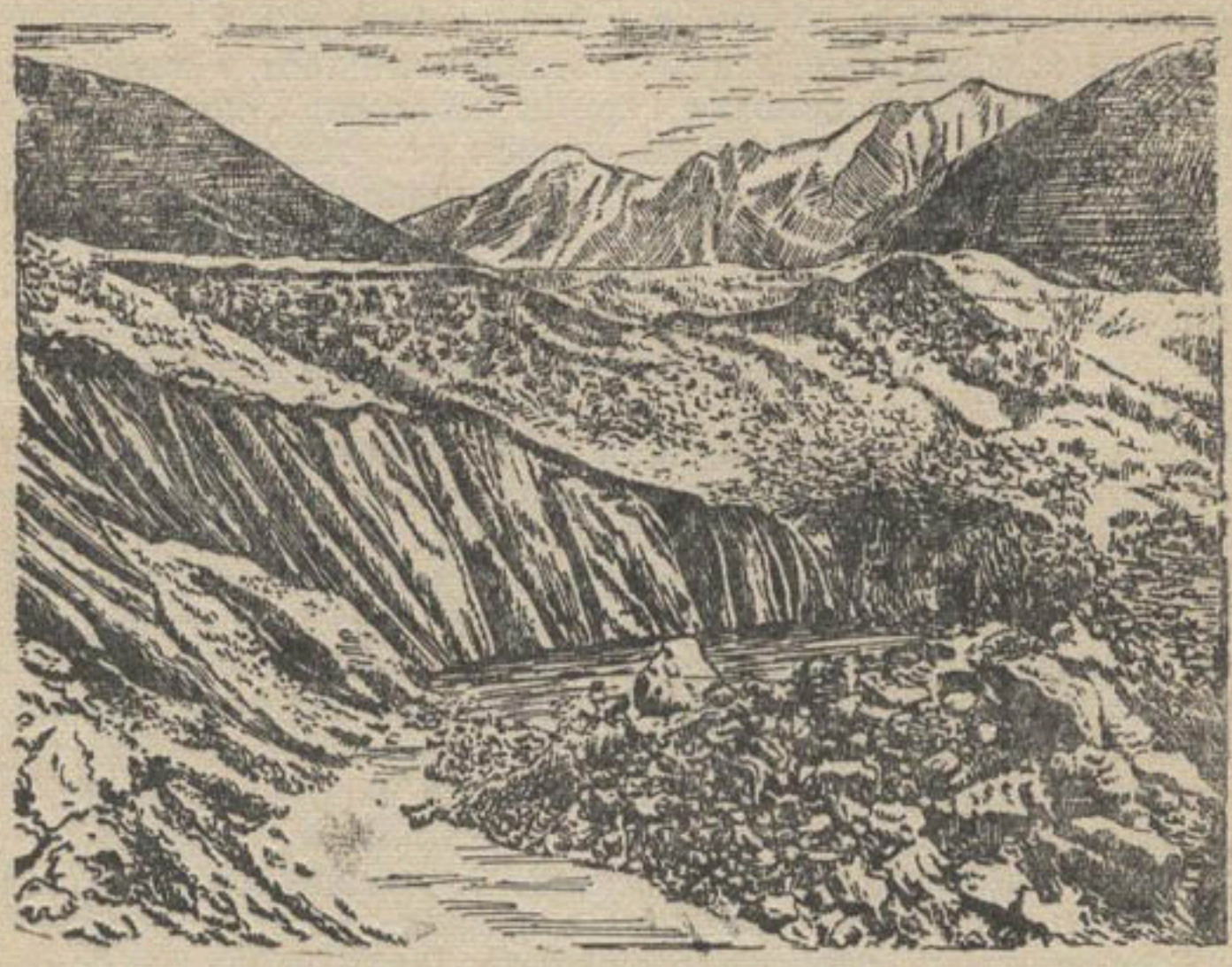


Рис. 131. Окончание Зарафшанского ледника.

разрушения горных пород, попавшие в тело ледника и движущиеся вместе со льдом. Скопление продуктов разрушения горных пород, переносимых и отлагаемых ледником при таянии, называется *мореной*. Морены, участвующие в перемещении ледника, называются *движущимися*, а прекратившие движение — *отложенными*.

Движущиеся морены разделяются на поверхностные, внутренние и донные. Поверхностные морены возникают в результате скопления на поверхности ледника обломков горных пород, скатывающихся со склонов долины, а также пыли, наносимой ветром. Валы обломочного материала по краям ледника называют *боковой мореной*. Внутренняя морена формируется из материала поверхностной морены, поглощенного ледником.

Поверхностная и внутренняя морены обычно состоят из угловатых обломков неправильных очертаний.

Донная морена образуется из материала, оторванного ледником от своего ложа, а также в результате опускания поверхностной и внутренней морен. Материалу, образующему донную морену, присуща окатанность форм (резкие углы камней сглажены).

Весь моренный материал ледник переносит к концу языка, где нагромождает его в виде вала, располагающегося поперек долины и называемого *конечной мореной* (рис. 131).

Воздействуя на ложе и препятствия, встречаемые по пути движения, ледник шлифует горные породы, стирает и перетирает обломочный материал, а в мягких породах выпахивает глубокие борозды.

Опустившись ниже снеговой линии, ледник начинает таять. Таяние вызывается нагреванием его поверхности солнечными лучами, теплым воздухом, дождем и теплом, излучаемым склонами гор.

Приток тепла к леднику осуществляется не только с поверхности, но и со стороны дна ложа. Однако подледниковое таяние играет меньшую роль и распространяется на ближайший ко дну слой.

Сохранение языка ледника ниже снеговой линии в течение длительного периода при непрерывном таянии льда возможно только в случае постоянного поступления новых его масс. Если льда поступает столько, сколько тает, то в положении кромки ледника не замечается перемен. Если же льда поступает больше, чем может растаять и испариться, то язык делается длиннее и спускается вниз по долине: ледник наступает. В противном случае происходит обратное: масса ледника уменьшается, язык становится короче, как бы отодвигаясь вверх по долине: ледник отступает.

Сезонные колебания, связанные с изменением условий таяния зимой и летом, обычно незначительны и вызывают перемещение конца ледника в пределах одного-двух десятков метров.

Наступление и отступление ледника, происходящее в течение длительного (многолетнего) периода, обусловливается колебаниями климата. Увеличение осадков в зоне питания ледника и снижение температур воздуха в зоне таяния приводят к систематическому росту ледника и его распространению вниз по долине. Обратный процесс вызывает сокращение ледника или даже его полное исчезновение.

Наибольшая площадь оледенения на территории СССР расположена в горах Средней Азии, где число ледников превышает 4 тыс., а занимаемая ими площадь составляет около 17 тыс. $км^2$, что более чем в восемь раз превышает площадь оледенения Кавказских гор. Площадь оледенения Алтая в пределах СССР всего 454 $км^2$.

Наибольшее сгущение ледников наблюдается в двух фокусах оледенения — в Тянь-Шане в районе массива Хан-Тенгри — пик Победа (ледники Иныльчек, Темирсу, Резниченко и т. д.) и на Памире в районе хребта Академии Наук и пика Коммунизма (ледники Федченко, Фортамбек, Гандо, Гармо и др.).

Большие скопления ледников и фирновых полей отмечаются также в районах Ак-Шипрякского, Матчинского и Чилик-Кединского горных узлов, представляющих фокусы оледенения горных областей, в которых смыкаются Ак-Шипрякские хребты (Ак-Шипрякский горный узел), Алайский, Туркестанский и Зарафшанский хребты (Матчинский горный узел). Площадь оледенения массива Хан-Тенгри — пик Победа составляет 3764 $км^2$ (из них снег и фирн 2818 $км^2$, ледники — 946 $км^2$); площадь оледенения Чилик-Кединского горного узла — свыше 400 $км^2$.

Ледники Средней Азии разнообразны по форме. Наиболее видное место занимают долинные ледники, среди которых выделяются:

а) группа межгорных ледников (Федченко, Иныльчек, Зарафшанский, Гармо и др.). Это гигантские ледяные потоки длиной в несколько десятков километров, с обширной областью ледосбора и большим количеством притоков (сложные ледники). Продольный уклон поверхности колеблется в пределах $J = 0{,}03 - 0{,}05$. Концы засыпаны моренным материалом на большой длине;

б) группа ледников с громадными ледосборными бассейнами и короткими языками (ледники Петрова и Богатырь в Чилик-Кединском горном узле); поверхность этих ледников обычно чистая;

в) группа ледников Туркестанского типа (Саграй, Баролемаз в хребте Петра Первого и др.). У ледников этого типа развитого фирнового бассейна нет, они питаются или круто падающими со склонов висячими ледниками, или лавинами фирна и снега. Последняя группа ледников наиболее многочисленна.

Кроме долинных, в горах Средней Азии широко распространены ледники котловинного типа, а также небольшие каровые и висячие. Котловинные ледники, как правило, простые (без притоков), залегают под самым гребнем в высоких долинах и имеют короткий, но широкий язык.

Из-за сухого и жаркого климата нижняя граница ледников Средней Азии расположена выше, чем в других горных областях земного шара. В Альпах ледники спускаются до высоты 1000 *м*, на Кавказе — до 2000 — 3000 *м*, а в горах Средней Азии нижняя их граница колеблется на высоте 2700 — 5250 *м*. Наиболее низкое ее положение наблюдается у окраинных дуг горных хребтов Средней Азии, принимающих основную массу осадков, доставляемых юго-западными и западными воздушными течениями (хребет Петра Первого — 3048 *м*, Джунгарский Алатау — 3173 *м*, западные части Таласского Алатау — 3173 *м*, Дарвазский хребет — 3195 *м*, ледник Географического общества — 2660 *м*). По мере удаления хребтов от периферии во внутреннюю часть горной области нижняя граница ледников повышается, достигая наибольшей высоты на Восточном Памире и в Центральном Тянь-Шане.

Ледники интенсивно тают в период высоких летних температур, когда осадков почти нет, создавая длительное половодье. Формирование ледников за счет многолетних запасов снега уменьшает многолетнюю изменчивость стока половодья и годового стока в целом.

ГЛАВА VI.

РЕКИ

§ 23.

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЧНЫХ СИСТЕМ

Характерным признаком реки является наличие разработанного русла и речной долины при постоянном или периодическом течении воды; малые потоки называются *ручьями*. Современные реки — результат длительных и сложных процессов, происходивших в течение многих миллионов лет. Под действием размывающей деятельности воды



Рис. 132. Речная система Чирчика (пунктиром показана граница водосбора).

в отдельных случайных впадинах образовались непрерывные пути для текущей воды. Ложем реки большей частью являются водопроницаемые отложения первичной размывающей деятельности воды, содержащие подземные (подрусловые) воды, сообщающиеся с русловым потоком.

Совокупность всех рек, впадающих в рассматриваемую реку, называется *речной системой* (рис. 132). Она включает главную реку, притоки главной реки, притоки притоков и т. д. В речную систему входят также озера, расположенные на территории бассейна. Реки, впадающие непосредственно в главную реку, называются *притоками первого порядка*, а впадающие в последние — *притоками второго порядка* по отношению к главной реке и т. д.

Понятие главной реки и ее притоков неопределенно. Иногда главная река уступает одному из своих притоков по длине или водоносности. Например, Волга у впадения в нее Камы маловоднее последней, Енисей маловоднее Ангары. Это деление сложилось исторически.

Речная система характеризуется рядом признаков. Главными из них являются: 1) длина составляющих рек; 2) густота речной сети и 3) извилистость речного русла.

Длину реки определяют по карте курвиметром или циркулем, а более точно — специальными изысканиями с проведением съемок в крупном масштабе по осевой линии (стрежню).

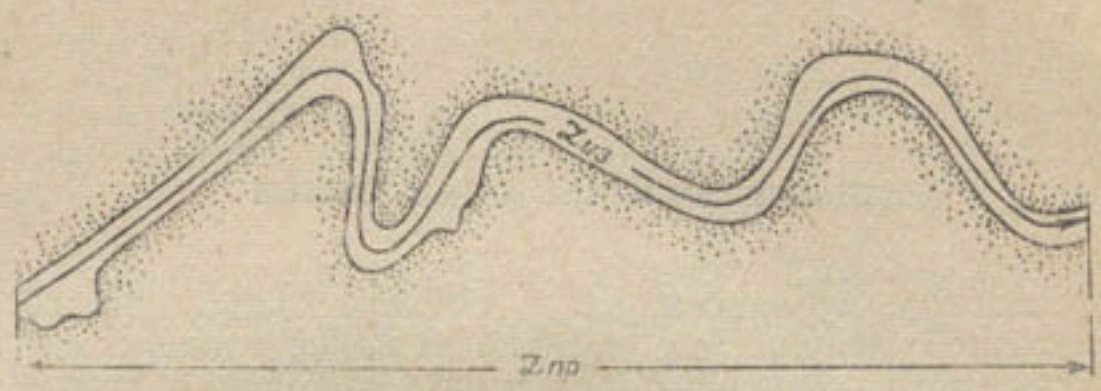


Рис. 133. Определение коэффициента извилистости.

Длина реки между двумя пунктами (створами) может изменяться в результате размыва берегов, разработки новых русел, спрямления излучин и т. п.

Извилистость реки складывается из орографической (извилистость речной долины) и гидрографической (извилистость течения в русле). Она выражается коэффициентом извилистости, т. е. отношением длины реки со всеми извилинами $L_{из}$ к длине прямой, соединяющей низовой и верховой пункты L (рис. 133):

$$K_и = \frac{L_{из}}{L}. \qquad (6.1)$$

Для Сырдарьи в районе Чиназа коэффициент извилистости $K = 1{,}75$, для Куры в Азербайджане, в местах крутых излучин, $K = 6{,}0$. Если река имеет ряд протоков или рукавов, разделяемых островами (рис. 134), то сумма длин всех протоков l_1, l_2, l_n, включая и главное русло, разделенная на длину реки по прямой L, выражает коэффициент разветвленности реки.

$$K_р = \frac{\Sigma l}{L}. \qquad (6.2)$$

Начало реки называется *истоком*. Им могут быть ручьи, ключи, ледники, озера или болота. Когда река образуется от слияния двух рек, место слияния является ее началом, а за исток принимают более длинную из сливающихся рек. Так, например, истоком Сырдарьи считается более мощная и длинная река Нарын, а Амударьи — река Пяндж. Поэтому фактическая гидрографическая длина реки может быть больше длины реки данного названия.

Обычно вниз по течению водность потока и его размеры увеличиваются, средние скорости и уклоны уменьшаются, высокие и расчлененные формы рельефа сменяются более низкими и плоскими.

В Средней Азии водность многих рек вниз по течению значительно сокращается, так как вода их разбирается на орошение.

Впадая в другую реку, озеро или море, река образует *устье*. Здесь возникают своеобразные процессы, связанные с отложением речных наносов и взаимодействием вод впадающей реки и принимающего их водоема (реки, озера, моря).

При впадении реки в море или озеро отложения речных наносов образуют *бар* (рис. 135), вызывающий подпор реки и формирование многорукавного устья (дельты). Такие дельты имеют Амударья и Сырдарья, впадающие в Аральское море (рис. 136).

Чем меньше река несет наносов, тем слабее выражена дельта. Приливы, отливы и морские течения затрудняют образование дельты. Поэтому реки с малым содержанием наносов вливаются в море широким размытым руслом (*губа*, или *эстуарий*). Особой формой эстуария является *лиман* — затопленные морем в результате опускания берега устьевые части долины реки, сохранившие извилистость. Примыкающий к реке участок моря, отделенный от него песчаными отложениями (косой), называется *лагуной*.

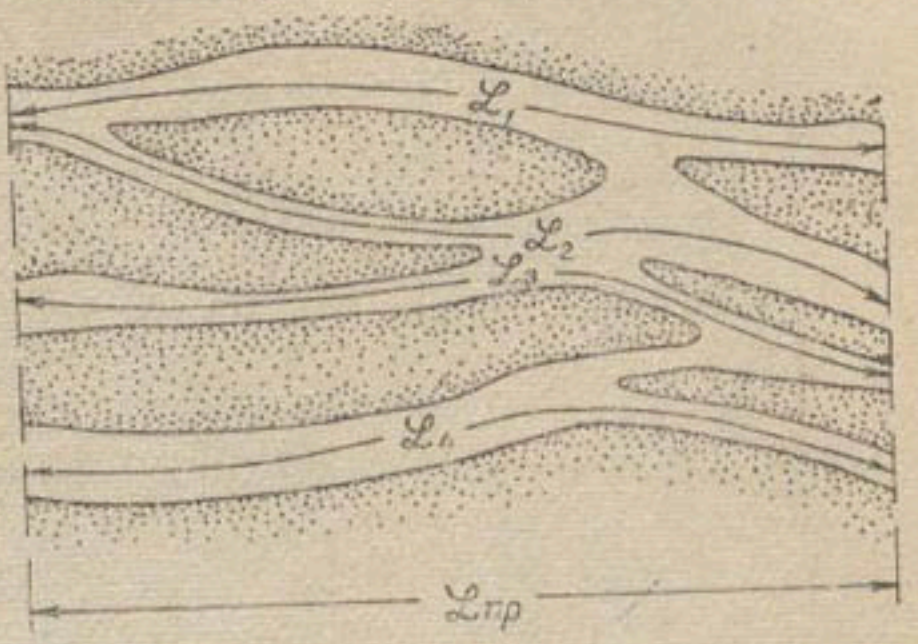


Рис. 134. Расчетная схема к определению коэффициента разветвленности.

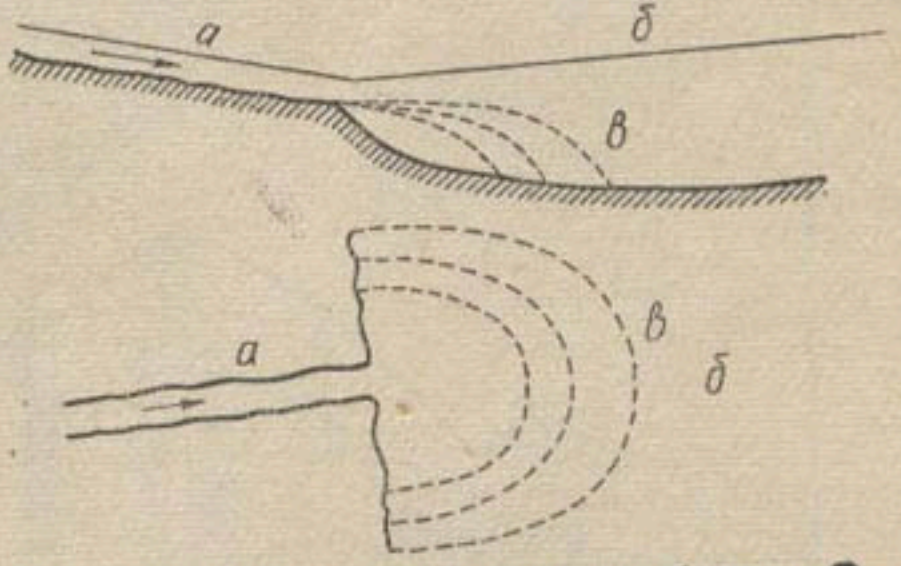


Рис. 135. Схема образования бара:
а — река; *б* — море; *в* — отложение речных наносов (бар).

В конце нижнего течения реки при впадении ее в море и в пределах прибрежной его части образуется переходная зона. В этой зоне под влиянием моря режим реки существенно меняется: скорости течения уменьшаются, в реку проникают приливо-отливные течения, речная и морская вода смешивается, ширина реки резко возрастает. В свою очередь прибрежная часть моря, непосредственно прилегающая к устью реки (устьевая область), испытывает влияние впадающей реки, сказывающееся в понижении солености морской воды, распределении глубин, течений и изменении других характеристик гидрологического режима.

Устьевые области имеют ряд типов (табл. 39), характеризующихся различными дельтовыми образованиями. Это различие обусловливается соотношением между величиной твердого стока и размером залива, в который впадает река, а также характером водного режима, скоростями течения и другими местными условиями, определяющими процесс образования рельефа в пределах дельты рассматриваемой реки.

В отдельных случаях вода реки не доходит до моря, озера или другой реки, образуя *слепой конец*. Такие реки встречаются в местах, бедных влагой, как Средняя Азия, или в карстовых районах, где река может по трещинам целиком уйти под землю, превращаясь в подземный поток. Иногда река в период половодья и паводка имеет нормальное устье, а в период межени — слепой конец.

Отсутствие нормального устья и образование слепого конца может явиться результатом хозяйственной деятельности человека, ис-

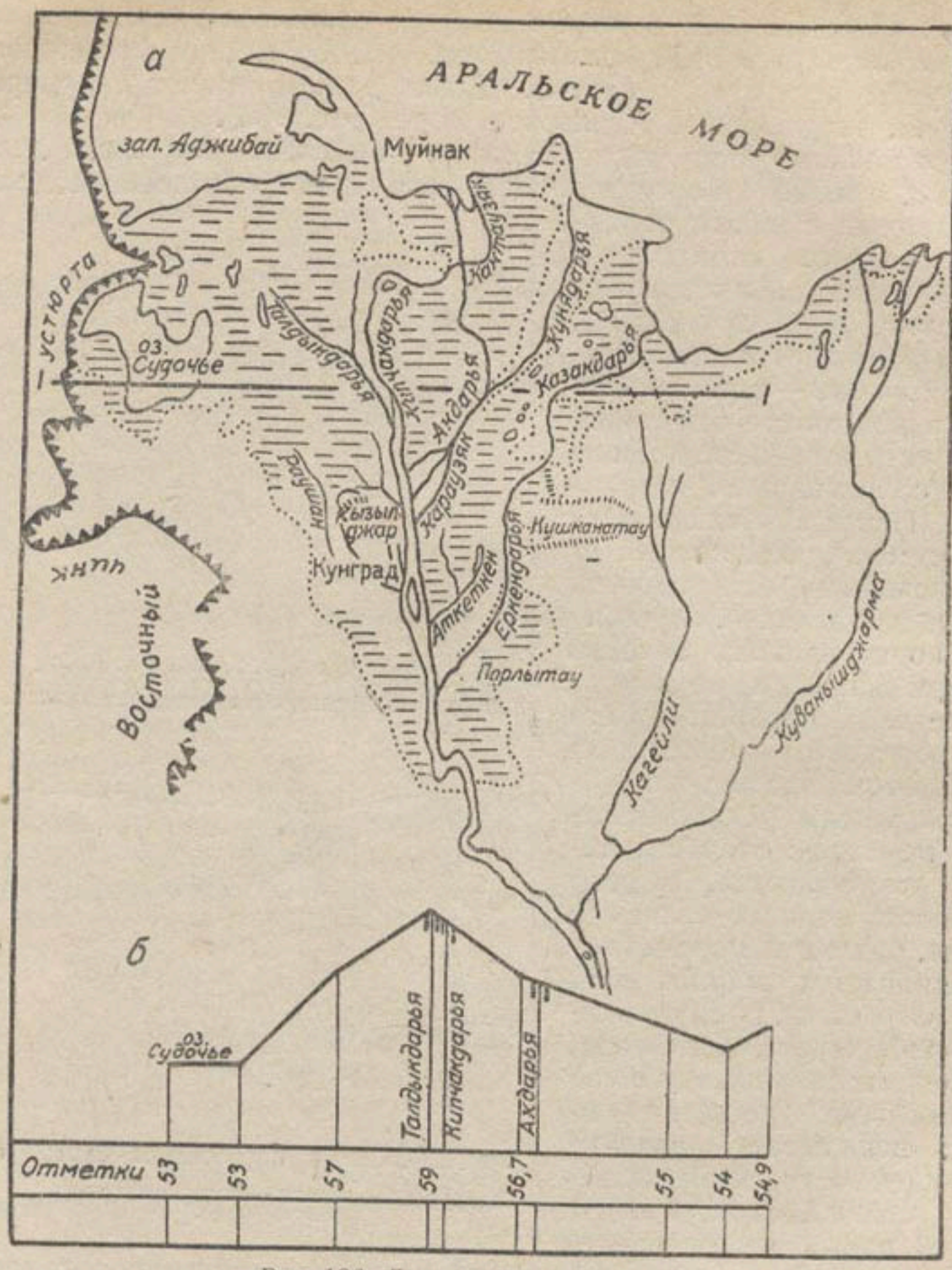


Рис 136. Дельта Амударьи:

а — схема дельты по состоянию на 1944 г.; *б* — ее поперечник (*I—I*).

Таблица 39

Типы устьевых областей

Устье	Реки, характерные для данного типа устья
Одноруканное	Рион, Амур
Эстуарий (воронкообразный)	Обь, Енисей, Хатанга, Мезень, Южный Буг
Островное	Днепр, Дон, Печора, Северная Двина, Индигирка, Колыма
Лопастное	Кура, Урал
Многорукавное, ветвящееся	Волга, Терек, Амударья, Сырдарья
Блокированное, лиманное	Кубань, Камчатка, Западная Двина, Днестр

пользующего воду реки на орошение. В этом случае, весьма распространенном в Средней Азии, за устье принимается место наиболее интенсивного водоразбора. Например, реки Теджен и Мургаб в Туркменской ССР, Кашкадарья в Узбекской ССР по выходе из гор на равнину полностью разбираются на орошение, оканчиваясь сетью ирригационных каналов. Река Зарафшан, бывшая притоком Амударьи, также почти полностью разбирается на орошение, а излишние расходы в половодье используются для наполнения Каттакурганского и Куюмазарского водохранилищ. Не доходят до Сырдарьи разбираемые по каналам воды ее притоков — Ходжабакиргана, Соха, Исфары, Шахимардансая, Исфайрамсая, Акбуры и других горных речек.

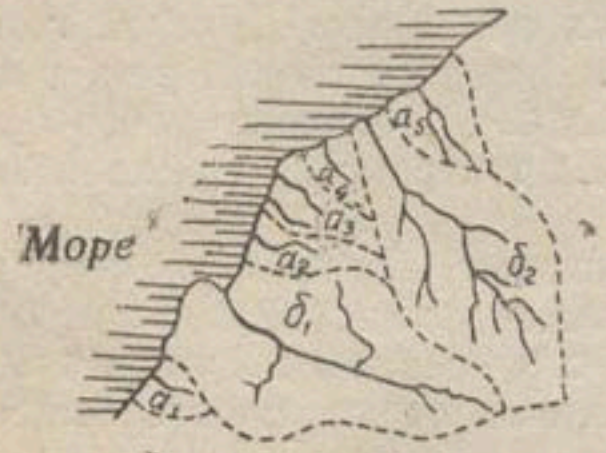
§ 24.

РЕЧНОЙ БАССЕЙН

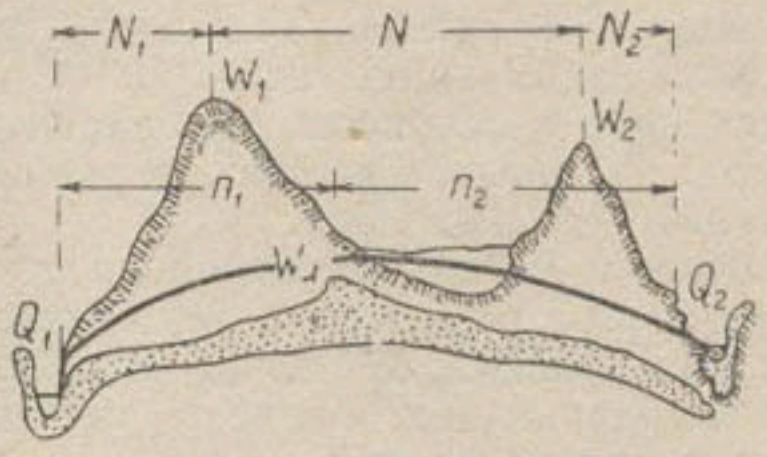
Границей бассейна реки или речной системы служит водораздельная линия (водораздел), которая разделяет поверхностный сток в данный и соседние бассейны (рис. 137 — пунктирные линии).

Область поверхностного питания реки может не совпадать с областью подземного питания, а поверхностный водораздел — отличаться от подземного. Однако из-за трудности учета этого различия и малого влияния области подземного питания на сток в большинстве практических случаев принимается, что области подземного и поверхностного питания совпадают.

Случай несовпадения поверхностного и подземного водоразделов показан на рис. 138. Поверхностные водоразделы двух рек N_1 и N_2 проходят по линиям W_1 и W_2, а средняя область шириной N обра-



● Рис. 137. Границы водосборного бассейна.



● Рис. 138. Несовпадение поверхностного и подземного водоразделов.

зует третий поверхностный бассейн, не связанный с бассейнами N_1 и N_2. Подземным водоразделом для рек N_1 и N_2 служит линия $W_н$, разделяющая два подземных бассейна n_1 и n_2, относящихся соответственно к рекам N_1 и N_2.

В горной области и предгорьях водоразделы резко выражены (горные хребты, холмы), в равнинных же местностях они едва заметны и могут быть установлены лишь нивелировкой. Линия водораздела не постоянна и может перемещаться в результате размыва верхних склонов бассейна. Иногда в результате длительных процессов размыва в верховьях река прорывает водораздел, отделяющий ее от соседнего бассейна, и разделяется на две реки, текущие в разные системы (*бифуркация рек*, или перехват одной реки другой). Так, например, в Ферганской долине Карадарья, размывая правый берег в

районе Тентяксайского железнодорожного моста, создавала угрозу прорыва в русло Тентяксая.

На равнинах (например, в Полесье) наблюдаются случаи, когда часть поверхности бассейна реки при интенсивных осадках начинает сбрасывать воду в соседний бассейн.

Искусственное соединение рек двух разных бассейнов тоже изменяет границы бассейна. Примерами являются: соединение Волги и Дона Волго-Донским каналом и многочисленные каналы-перебросы в Средней Азии.

Так, построенный в 1939 г. скоростным народным методом Большой Ферганский канал соединил бассейны основных рек Ферганской долины (Нарына, Карадарьи, Исфайрамсая, Исфары и др.). Чирчик и Ахангаран соединены Ташкентским каналом, Зарафшан и Кашкадарья — каналом Эски-Ангор. Каракумский канал соединил Мургаб и Теджен с Амударьей и т. п.

В. Л. Шульц разделяет речную сеть Средней Азии на следующие шесть бассейнов (рис. 16):

1) бассейн Каспийского моря (Атрек и Сумбар); 2) бассейн бессточных рек Туркмении (Мургаб и Теджен); 3) бассейн Амударьи (включая ее бывшие притоки Зарафшан и Кашкадарью); 4) бассейн Сырдарьи; 5) бассейн рек Чу и Таласа и оз. Иссык-Куль; 6) бассейн оз. Балхаш (Или, Каратал и Аксу).

Наиболее крупным по площади и водоносности является бассейн Амударьи. Только водосборная (горная) его часть занимает площадь около 230 000 $км^2$. С водосбора Амударьи ежегодно стекает на равнину в среднем 79 млрд. $м^3$ воды, или половина всего стока, образующегося в пределах горной области Средней Азии в целом.

На втором месте по площади стоят бассейны бессточных рек Туркмении: Мургаба, Теджена и мелких рек Копет-Дагской горной системы, занимающие около 193 000 $км^2$. Водосборы этих рек, располагающиеся в основном за пределами СССР, собирают всего около 6 млрд. $м^3$ воды (из них в равнинные пространства Средней Азии поступает 4,9 млрд. $м^3$).

Второе место по водоносности занимает бассейн р. Сырдарьи. Его водосбор охватывает территорию площадью 150 000 $км^2$ и образует сток, равный 38 млрд. $м^3$. Вместе с бассейном Амударьи водосбор Сырдарьи дает более $^3/_4$ поверхностного стока, поступающего с гор в долины Средней Азии.

Четвертое место по площади водосбора и третье по водоносности занимает южная часть бассейна озера Балхаш. Площадь ее водосбора равна 119 000 $км^2$, а поверхностный сток из ее пределов составляет около 25 млрд. $м^3$ или 18 % общего стока рек Средней Азии.

Пятое место по площади водосбора (50 000 $км^2$) и четвертое по водоносности (9,6 млрд. $м^3$, из которых только 6 млрд. $м^3$ поступает в равнинную область) принадлежит бассейну Чу — Таласа—оз. Иссык-Куль.

На последнем месте как по площади водосбора (26 720 $км^2$), так и по водоносности стоит бассейн Каспийского моря (р. Атрек). Сток его составляет всего около 0,5 % общего стока рек Средней Азии. Ряд других данных по указанным бассейнам приведен в табл. 40.

В. Л. Шульц считает необходимым разграничивать для рек Средней Азии понятие бассейна от понятия водосбора, понимая под водосбором лишь часть бассейна, расположенную в горной области (в области формирования стока), где есть приток воды в реку с прилегающей территории и расходы воды по длине реки увеличиваются.

Таблица 40

Характеристика основных бассейнов Средней Азии

Бассейн	Главные реки бассейна	Основные притоки в направлении по течению	Площадь водосбора, тыс. км²	Средний годов. сток, км³	Среднегодовой расход, м³/сек	Средний модуль стока, л/сек²
Каспийского моря	Атрек	Сумбар	29,7	0,8	25	0,84
Бессточных рек Туркмении	Мургаб Теджен	—	193,0	6,0	180	0,93
р. Амударьи	Амударья	Пяндж*; правые—Вахш, Кафирниган, Сурхандарья, Шерабад**, Кашкадарья**, Зарафшан**	230,0	79,0	2500	11,0
р. Сырдарьи	Сырдарья	Нарын*; левые—Карадарья, Исфайрамсай**, Шахимардансай**, Сох**, Исфара**, Ходжабакирган**; правые — Кассансай**, Ахангаран, Чирчик, Келес, Арысь	150,0	38,0	1200	8,0
Чу, Таласа и оз. Иссык-Куль	Чу, Талас, мелкие речки, впадающие в оз. Иссык-Куль	—	50,0	9,6	305	6,1
оз. Балхаша	Или, Каракол, Аксу		119,0	25,0	800	6,7

Примечания: 1. Звездочкой обозначен приток, принимаемый за исток главной реки.
2. Двумя звездочками помечены притоки, не доходящие до главной реки вследствие разбора воды на орошение и больших потерь на фильтрацию в русле.

В равнинной части бассейнов среднеазиатских рек, несмотря на возможность притока воды в реку по условиям рельефа (наличие уклона в направлении к реке), приток отсутствует вследствие малого количества выпадающих осадков и высокой превышающей их испаряемости (область равновесия стока).

На культурно освоенной территории равнины и долин в предгорьях приток воды в реку отрицательный (вода разбирается на орошение), и расходы воды в реке по ее длине уменьшаются (область рассеивания стока).

Речной бассейн и его водосбор характеризуются рядом геометрических и физико-географических показателей. Основной геометрической характеристикой бассейна или водосбора является их площадь. Она определяется непосредственной съемкой контура водораздельной линии в натуре или выяснением этого контура на карте в горизонталях с последующим планиметрированием.

Другими геометрическими характеристиками бассейна или водосбора являются: 1) график нарастания площади по длине; 2) конфигурация площади; 3) график нарастания площади по высоте; 4) средняя высота и средний уклон.

График нарастания площади бассейна по длине показывает увеличение ее по длине реки. Для этого длину главной реки и ее притоков изображают в принятом масштабе длин вертикальными пря-

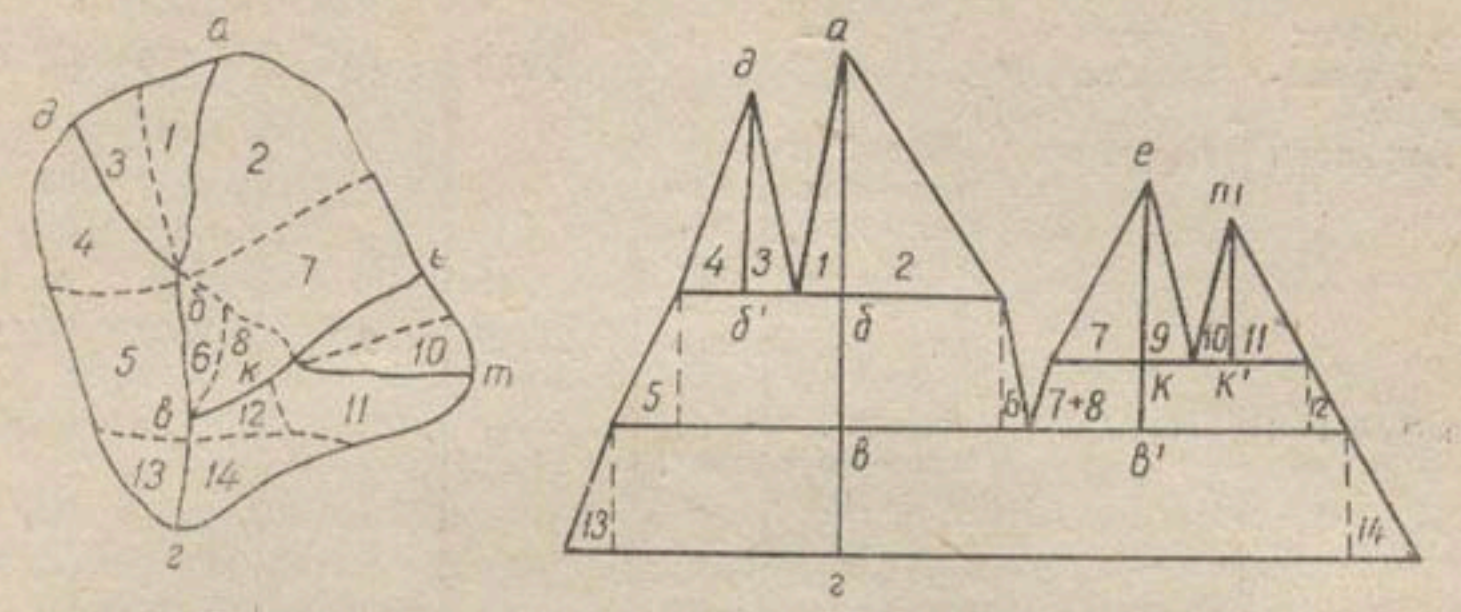


Рис. 139. График нарастания площади бассейна.

мыми линиями, а площади бассейнов и притоков — горизонтальными отрезками, откладываемыми в масштабе площадей влево — для левых притоков и вправо — для правых на расстояниях, соответствующих месту их впадения (рис. 139). Замыкающая горизонтальная линия, проходящая через точку, соответствующую устью реки, показывает суммарную площадь бассейна всей реки.

Для построения графика на схеме речного бассейна проводят водораздельные линии (пунктир на рис. 139), отделяющие частные площади бассейнов притоков (обозначены цифрами 1 — 14).

Конфигурация площади бассейна характеризуется формой контура водораздела, симметричностью бассейна, его протяжением, средней шириной, коэффициентом ширины, коэффициентом развитости водораздельной линии.

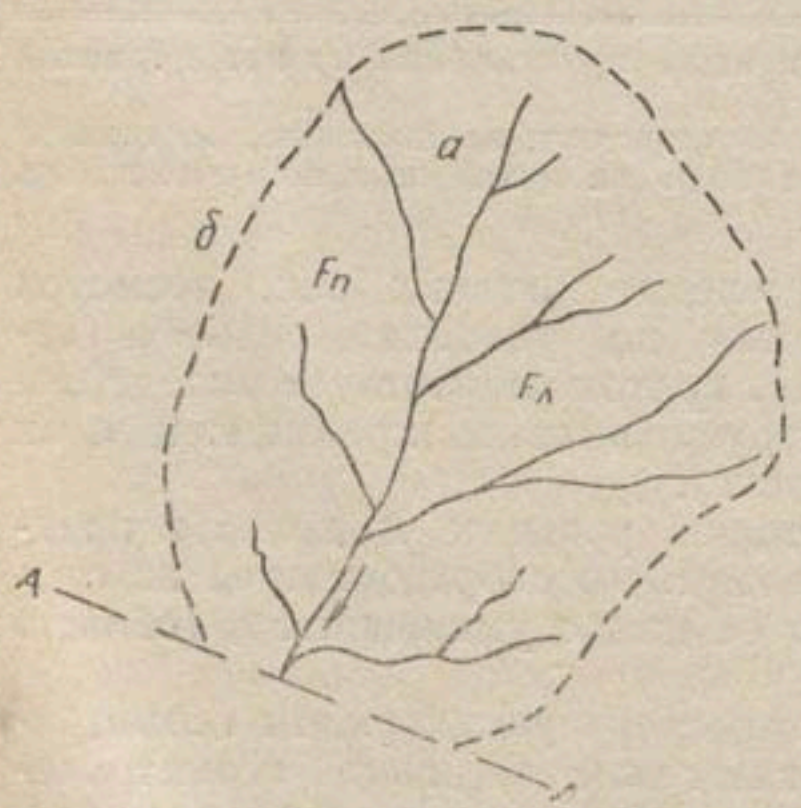


Рис. 140. Схема к определению коэффициента асимметрии бассейна:
А—А — замыкающий створ; *а* — главная река; *б* — водораздельная линия.

Симметричность бассейна определяется положением реки на его площади, которое может быть центральным и боковым (Сырдарья в Ферганской долине). Для ее оценки служит коэффициент асимметрии, вычисляемый по формуле

$$\alpha = \frac{F_л - F_п}{F_л + F_п},$$

где $F_л$ и $F_п$ — части площади бассейна, расположенные слева и справа от реки (рис. 140).

Протяжение бассейна определяют длиной линии L, соединяющей середины линий, пересекающих площадь бассейна попе-

рек, но часто принимают равным длине главного русла. Среднюю ширину бассейна B находят делением площади F на длину L:

$$B = \frac{F}{L}. \tag{6.3}$$

Отношение средней ширины бассейна к длине называется *коэффициентом ширины бассейна:*

$$\delta = \frac{B}{L} = \frac{F}{L^2}. \tag{6.4}$$

Величина δ колеблется в пределах 0,30 — 0,60.

Длину реки при известной величине площади бассейна определяют по формуле

$$L = a\sqrt{F}, \tag{6.5}$$

где $a = 1{,}50 - 2{,}50$.

Для рек Европейской части СССР при $F < 100$ *км*^{2}

$$L = 1{,}8\ F^{0{,}5},\ \text{а при}\ F > 100\ км^2\ L = 1{,}4\ F^{0{,}57}.$$

Коэффициент развитости длины водораздельной линии m характеризует отношение длины водораздельной линии δ к длине окружности круга S_0 с площадью, равной площади бассейна:

$$m = \frac{S}{2\sqrt{\pi F}} = \frac{0{,}28\,S}{\sqrt{F}}. \tag{6.6}$$

Величина m тем больше, чем больше форма бассейна отличается от круга.

Для горных рек большое значение имеет *график нарастания площади по высоте* (гипсографическая кривая), показывающий распределение площади водосбора между различными высотными зонами. Для его построения площадь водосбора разбивают на ряд высотных зон, заключенных в пределах некоторых высотных интервалов (через 10,

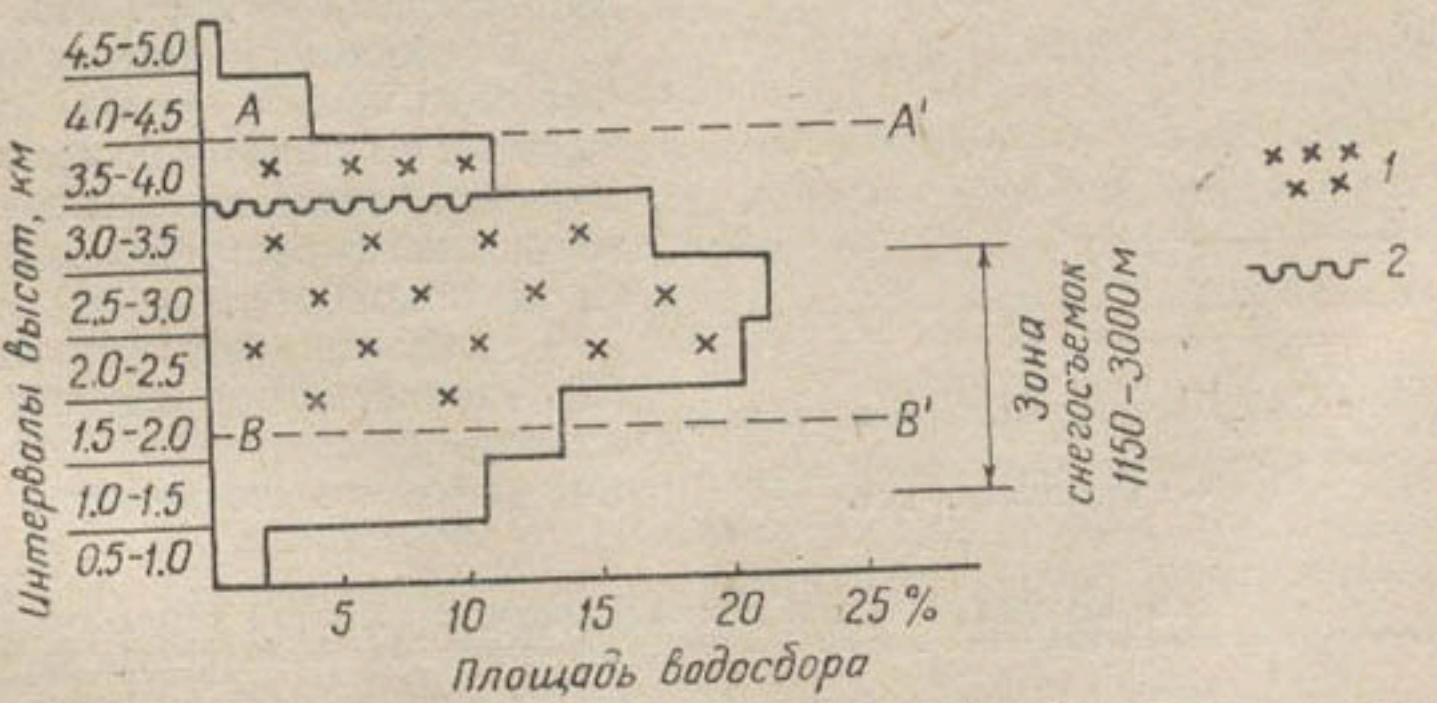


Рис. 141. Гипсографическая кривая бассейна Карадарьи:

1 — зона активного формирования половодья; *2* — средняя высота нижних концов ледников.

100, 200 *м* и т. д., в зависимости от общей высоты бассейна). Откладывая на горизонтальной оси величины площадей этих зон (в квадратных километрах или в процентах от всей площади бассейна), а на вертикальной оси высоты зон, получают искомую кривую распределения площадей по высотным зонам (рис. 141). Часто гипсографи-

ческую кривую строят как интегральную, абсциссы которой определяются суммированием площадей высотных зон нарастающим итогом в направлении уменьшения высоты зон (рис. 142). Такая кривая позволяет определить, какая величина площади (в $км^2$) или какая часть всей площади водосбора (в %) находится выше заданной высотной зоны и может быть охвачена снеготаянием.

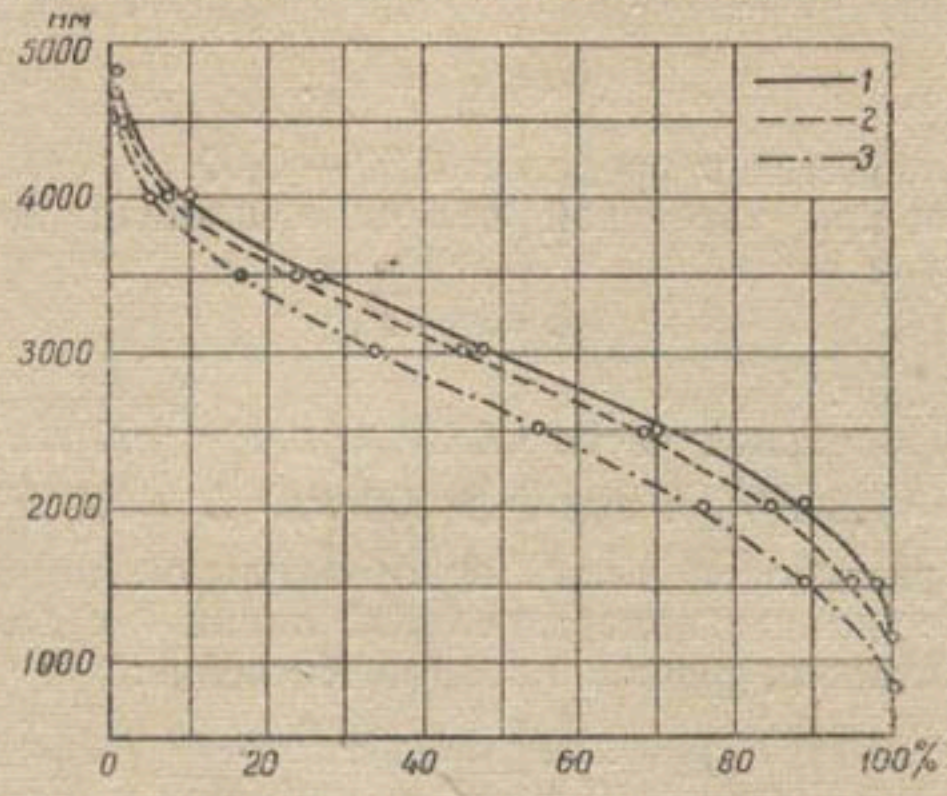


Рис. 142. Гипсографические кривые водосборов Карадарьи и ее составляющих:

1 — р. Тар; *2* — р. Каракульджа; *3*—р. Карадарья.

В горах изменение водности реки с изменением высоты характеризуют *гидрографической кривой водосбора*, которая аналогична гипсографической кривой. Для ее построения заполняют таблицу по типу табл. 41. Построенная по этой таблице гидрографическая кривая показана на рис. 143.

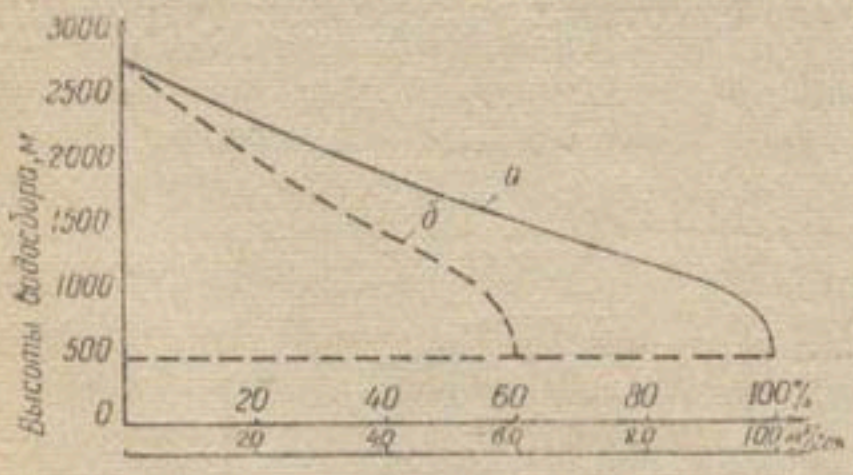


Рис. 143. Гидрографическая кривая:

а — в % от расхода замыкающего створа;
б — в расходах *Q* $м^3/сек$.

Гидрографическая кривая вместе с кривой связи стока с высотой и гипсографической кривой являются основными характеристиками распределения стока по водосбору.

Важными геометрическими характеристиками водосбора являются его средняя высота, средний уклон и высоты характерных

Таблица 41

Изменение модуля стока и расхода воды с высотой водосбора

Высотные зоны, м	Площади высотных зон		Средняя высота зоны, м	Модуль стока, соответствующий средней высоте, л/сек·км²	Расход воды с площади высотных зон, м³/сек	Последовательные суммы расхода воды с площади высотных зон	
	км²	%				м³/сек	%
2800—2000	58,2	18,4	2400	38	2,20	2,20	36,7
2000—1000	159,0	50,5	1500	21	3,34	5,54	92,3
1000—800	58,2	18,4	900	6	0,35	5,89	98,2
800—600	30,3	9,6	700	3	0,09	5,98	99,7
600—500	9,3	3,1	500	2,5	0,02	6,00	100,0

точек (истока, устья, наиболее выделяющихся возвышенностей или высотных зон).

Определение средней высоты водосбора производят по формуле (4.33) в соответствии с приведенными ранее указаниями.

Физико-географические характеристики бассейна (географическое положение, климат, геологическое строение, почва, растительность и рельеф) существенно влияют на процессы стока. Поэтому при исследовании реки и режима ее стока требуется детальное их изучение.

Географическое положение бассейна определяется географическими координатами (широтой и долготой), между которыми он находится. Общее, но вместе с тем достаточно ясное представление о географическом положении бассейна дает указание о его расположении по отношению к бассейнам других рек, горных хребтов и т. д.

Климатические условия определяют водный режим водоема. Поэтому их исследуют достаточно подробно. Из метеорологических данных на сток влияют количество осадков, характер их выпадения, температура воздуха и дефицит влажности.

Геологическое строение и почвы бассейна определяют характер и размер подземного питания рек, величину потерь осадков на просачивание, появление заболоченных пространств и др. Для малых бассейнов геологическое строение и почвы характеризуют на основании специальных исследований. Рельеф, влияя на величину, характер выпадения и распределения осадков по территории бассейна, на значения температур воздуха и условия протекания воды по земной поверхности, определяет водность рек и характер их режима. Поэтому данные о рельефе очень нужны для выяснения общих условий стока.

Характеристика растительного покрова бассейна обычно включает описание основных видов растительности в пределах водосбора с указанием размеров занимаемых ею площадей. Важно знать, где расположены лесные массивы (в верхней, средней или нижней части водосбора, на водоразделах или в долине реки), степень сельскохозяйственного освоения территории (размеры пахотных угодий) и т. д. Количественной характеристикой степени облесенности речных бассейнов является *коэффициент лесистости,* представляющий отношение площади лесов, расположенных в бассейне, к общей площади бассейна. Его вычисляют как для водосбора в целом, так и для отдельных створов, например, по которым имеются данные о стоке реки. Коэффициент лесистости выражается или в процентах или в долях от единицы.

Озерность, заболоченность, распределение вечной мерзлоты и ледники учитывают по имеющимся материалам или на основании специальных исследований в зависимости от характера водохозяйственного использования реки. В частности, очень важны коэффициенты озерности и заболоченности, представляющие собой соответственно отношение площади, занятой озерами или болотами, к общей площади речного бассейна.

§ 25.

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Долинами называются узкие, вытянутые в длину, большей частью извилистые понижения рельефа, характеризующиеся наклоном дна от одного конца к другому. Долины, встречаясь, не пересекаются, а сливаются вместе в одно общее понижение. Самая низкая часть долины называется *дном* или *ложем*, линия, соединяющая наиболее

глубокие точки ложа, — *тальвегом*, часть ложа, занятая потоком воды, — *руслом* (рис. 144). В долинах, не имеющих постоянного стока, наиболее глубокую часть называют *сухим руслом*. Повышенные участки суши, ограничивающие с боков ложе долины, называют ее *склонами*, места сопряжения дна со склонами — *подошвой склонов*, а зону сопряжения склонов долины с прилегающей местностью — *бровкой долины*. Горизонтальные площадки, располагающиеся уступами по

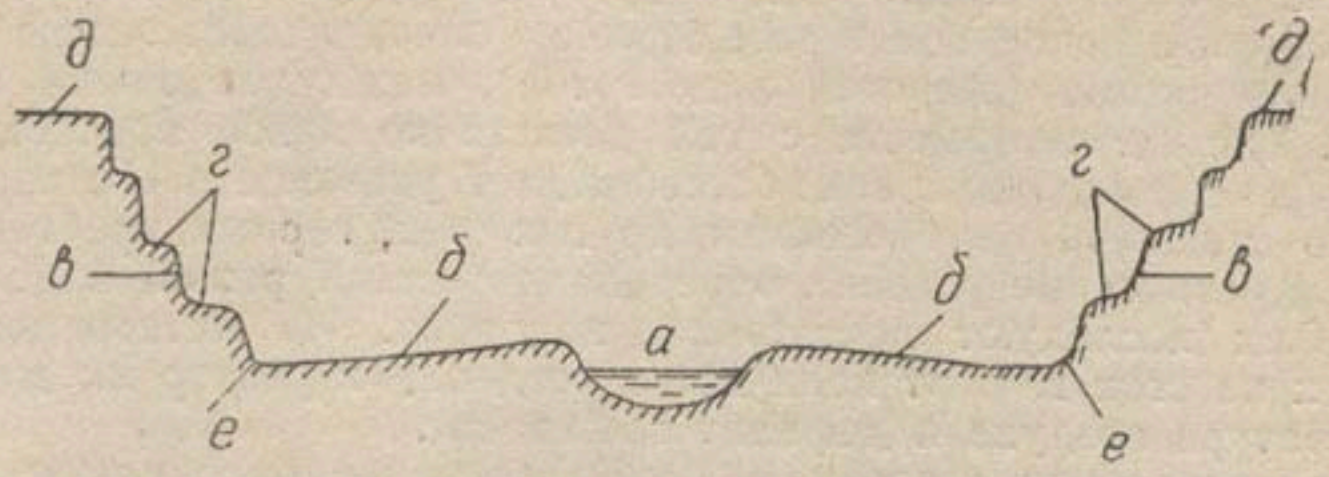


Рис. 144. Элементы долины:

а — коренное русло; *б* — пойма; *в* — склон долины; *г* — террасы; *д* — бровка долины; *е* — подошва склонов.

высоте в пределах дна и склонов долины, называются *террасами*. Терраса, расположенная в пределах дна долины и заливаемая речными водами при половодьях, называется *поймой*, а залегающая непосредственно над поймой — первой террасой; следующая за ней по высоте — второй и т. д.

В поперечном разрезе поймы различают прируслову пойму — возвышенную полосу, непосредственно прилегающую к руслу реки; центральную пойму (среднюю ее часть), обычно более низкую и ровную; притеррасную пойму — наиболее пониженную часть, имеющую иногда вид заболоченной ложбины у коренного берега долины. У горных рек, не имеющих развитой долины и протекающих в глубоких и узких расщелинах, пойма отсутствует.

Во всякой долине различают самую верхнюю часть, где тальвег почти не выражен и склоны не имеют еще отчетливого очертания. В зависимости от формы эта часть называется *началом долины*, или *долинным замыканием*.

Ширина долинного ложа, обычно извилистого в плане, переменная, причем расширения чередуются с резкими и внезапными сужениями. Это чаще всего наблюдается в долинах, пересекающих на своем пути горные гряды, разделенные понижениями, или же пласты пород неодинакового состава и различной сопротивляемости выветриванию и размыву.

Глубина речных долин колеблется в равнинных областях от нескольких десятков метров до 200—300 *м*; в горных — до 2—4 тыс. *м*. Между глубиной долины и крутизной ее склонов определенной связи нет, встречаются равнинные долины малой глубины с очень крутыми склонами.

В зависимости от факторов, оказавших наибольшее влияние на процесс формирования, различают *эрозионные*, *тектонические* и *ледниковые долины*. Эрозионные долины образовались в результате размывающей деятельности текучих вод. В формировании тектонических основная роль принадлежит горообразовательным процессам; вулканических — вулканическим процессам, ледниковых — работе ледников и т. д. Ни один из перечисленных факторов, кроме речной эрозии,

сам по себе не может создать долину, а лишь принимает участие в ее возникновении и развитии.

Примером большой, сложной долины является долина Волги. Верхняя часть ее (выше впадения Камы) развилась в послеледниковый период за счет перехвата отдельных рек, текших в ином направлении, и опускания и разработки приледниковых озерных бассейнов, оставшихся после отступления ледников. Поэтому в верхнем течении Волга еще энергично размывает свое ложе. В средней и нижней частях (ниже устья Камы) она течет по древней долине, занесенной мощными толщами аллювиальных наносов, коренная подстилка которых местами опускается много ниже уровня Каспийского моря.

Долины среднеазиатских рек (Ферганская — р. Сырдарья, Зарафшанская — р. Зарафшан и ряд более мелких) представляют собой молодые образования, подверженные интенсивному размыву и переработке.

В зависимости от геологического возраста и характера горных пород, из которых сложены дно и склоны, продольные уклоны и очертания в плане и поперечном профиле долин различны. Молодые долины, мало разработанные текучими водами, имеют поперечный профиль с отвесными склонами и узким дном и резкие изломы в плане, а их продольный профиль часто бывает ступенчатым. Они свойственны горным районам, где дно и берега состоят из твердых пород, почему первоначальная форма сохраняется долго. Глубокие и узкие, большей частью скалистые речные долины с выпуклыми склонами и большой крутизной внизу называются *ущельями*.

Более старые долины или сложенные сравнительно легко размываемыми породами извилисты в плане, продольный профиль их плавный с постепенным уменьшением уклона, склоны отлогие. Широкое дно заполнено отложениями речных наносов.

Возможны также переходные формы, занимающие промежуточное положение. Разрабатывая профиль долины, река постепенно создает террасы, которые могут быть также результатом тектонических процессов, изменения уровня моря, в которое впадает река, или наступления ледников. Во всех этих случаях поднятие или понижение дна долины усиливает размывающую деятельность реки или отложение наносов.

§ 26.

РЕЧНОЕ РУСЛО

Руслом называется пониженная часть дна долины, по которой проходит речной сток. Часть русла, по которой осуществляется сток в период межени, называется *коренным,* или *меженным*, руслом. Русло, образующееся в результате разлива реки в половодье и паводок, носит название *пойменного.*

Русло равнинных рек в плане имеет, как правило, *извилистую* форму (рис. 145). Это объясняется большей устойчивостью извилистых участков рек в размываемых грунтах.

Отдельные извилины русла получили название *излучин*, или *меандр* (по имени реки Меандр в Греции, где извилистая форма русла развита очень сильно), а извилистое в плане русло — *меандрического русла*. Расстояние между вершинами меандр, направленными в одну сторону, называется *шагом меандры*. По С. Т. Алтунину, для устойчивой меандры оно равно в среднем 12—14-кратной ширине русла по зеркалу воды, взятому на прямолинейном участке, сопрягающем смежные излучины противоположного направления.

Протекание потока по криволинейному в плане руслу имеет характер продольно винтового движения, вызываемого *поперечной циркуляцией* (см. стр. 307). Это приводит к интенсивному размыву вогнутого берега и отложению продуктов размыва у противоположного выпуклого берега, в результате чего поперечный профиль русла на извилинах получает характерную форму неравнобедренного треугольника с сосредоточением больших глубин вблизи вогнутого берега

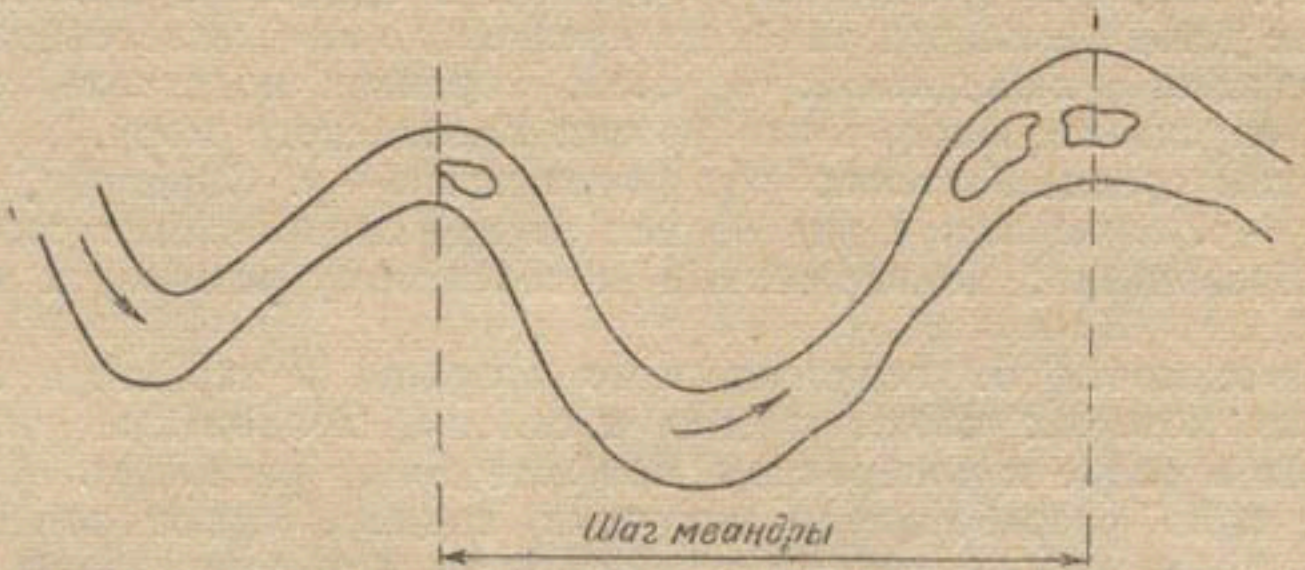


Рис. 145. Меандрическое русло р. Ахангаран у Солдатского.

(рис. 146). Вследствие непрерывного размыва вогнутого берега и наращения выпуклого кривизна излучин (меандр) в плане непрерывно меняется, извилины развиваются и смещаются вниз по течению.

Развитие извилин может остановиться, если увеличение длины реки за его счет приведет к уменьшению уклона, а следовательно, и

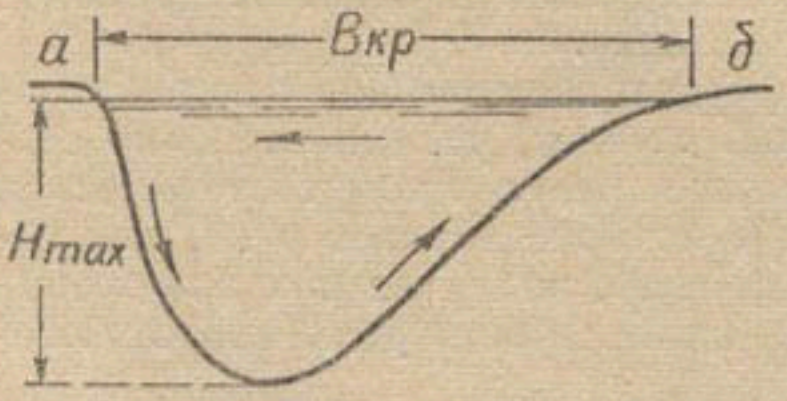


Рис. 146. Поперечный профиль русла на излучине:

а — вогнутый берег; *б* — выпуклый берег; стрелки показывают направление поперечных скоростей винтового движения.

средней скорости течения, вызывающему прекращение размыва берегов, или если река, смыв легко размываемые обломочные породы, встретит коренные горные породы, слабо поддающиеся размыву.

Во время половодья возможен прорыв перешейка излучины в наиболее узком месте (рис. 147) переливающейся водой, что приводит к спрямлению русла. Тогда движение воды по излучине резко ослабляется и она отделяется от реки, превращаясь в *староречье (старицу)*.

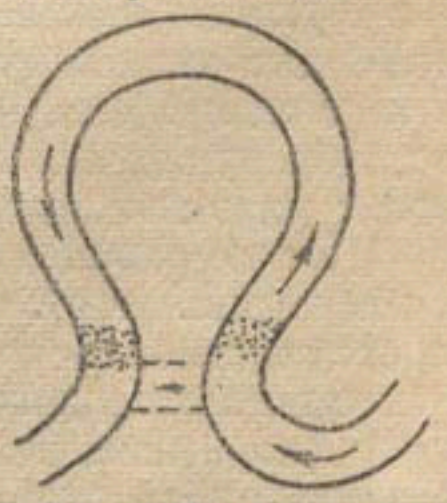


Рис. 147. Прорыв излучины в узком месте

Длительно продолжающийся процесс перемещения и спрямления излучин приводит к переработке рекой всей долины. При этом пойма оказывается перерезанной системой староречий различного возраста, часть которых изолирована от реки и представляет собой пойменные озера, сохраняющие связь с рекой лишь при высоких горизонтах воды. Много таких озер (по-узбекски — калгансыр) в пойме Сырдарьи в Дальварзинской степи и ниже селения Чиназ.

В закономерной связи с меандрическим очертанием русла находится распределение глубин. На плане участка реки по линиям равных глубин — изобатам — видно, что излучины — это участки русла с наибольшими глубинами, а соединяющие их прямолинейные участки имеют малые глубины. Первые называют *плёсами*, вторые — *перекатами* (рис. 148).

Перекаты представляют собой устойчивое образование в виде поперечного вала из наносов, обычно косо пересекающего русло. Они имеют следующие элементы:

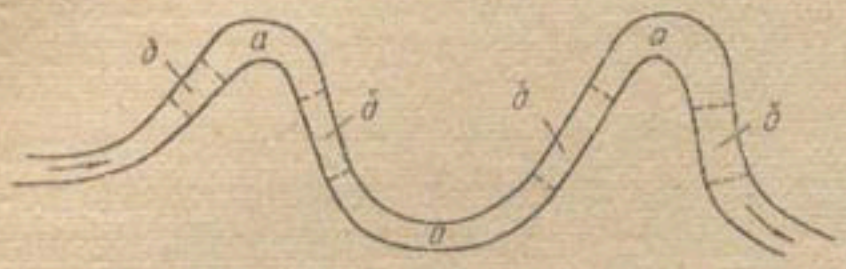


Рис. 148. Схема расположения плесов (*а*) и перекатов (*б*) в меандрическом русле.

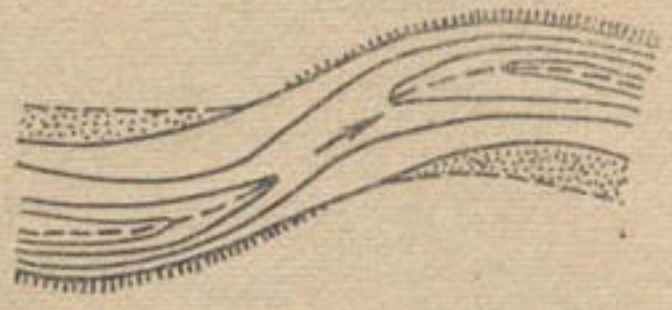


Рис. 149. План нормального переката.

1) верхняя коса (верхние пески или верхний побочень), расположенная выше по течению корыта переката;

2) нижняя коса (нижние пески или нижний побочень), расположенная ниже корыта переката;

3) верхняя плесовая лощина (ложбина) — глубокая часть русла выше переката;

4) нижняя плесовая лощина (ложбина) — глубокая часть русла ниже переката;

5) седловина, или гребень — наиболее повышенная часть вала из наносов, соединяющего верхнюю и нижнюю косы переката;

6) корыто переката — наиболее глубокая часть седловины, где проходит фарватер;

7) напорный (верхний) скат — верховая часть седловины переката, обращенная к верхней плесовой лощине;

8) подвалье — низовая часть, или тыловой скат седловины переката, лежащая ниже вала переката и обращенная в сторону нижней плесовой лощины, более крутая, чем напорный скат.

Перечисленные элементы переката в каждом отдельном случае могут иметь тот или иной вид в плане и профиле и находиться в том или ином положении относительно друг друга. В отдельных случаях в местах перегиба русла образуются плоские возвышения дна, сопрягающиеся с плесовыми лощинами весьма полого, без резко выраженного подвалья. Эти возвышения называются *перевалами*.

В расположении перекатов возможны в основном два случая:

1) если фарватер плавно переходит от одного плеса в другой, а оси изобат находятся на продолжении одной линии, перекат называется *нормальным* (рис. 149). Этому случаю расположения фарватера соответствуют русловые образования типа перевалов;

2) если фарватер представляет собой искривленную линию, а оси изобат плесов сдвинуты относительно друг друга в поперечном направлении, перекат называется *сдвинутым* (рис. 150). Глубины на нормальном перекате обычно больше, чем на сдвинутом, поэтому первый называют *хорошим перекатом*, а второй — *плохим*.

С течением времени, в связи с перемещением излучин, перекаты и плесы также передвигаются вниз по течению.

Плесы и перекаты придают продольному профилю реки ступенчатость. На плесовых участках уклоны меньше, а на перекатах больше среднего уклона по оси реки. Эта разница в уклонах наиболее выражена в период межени и значительно сглаживается в паводок, так как при прохождении паводка глубина на узком плесе увеличивается сильнее, чем на широком перекате (рис. 151).

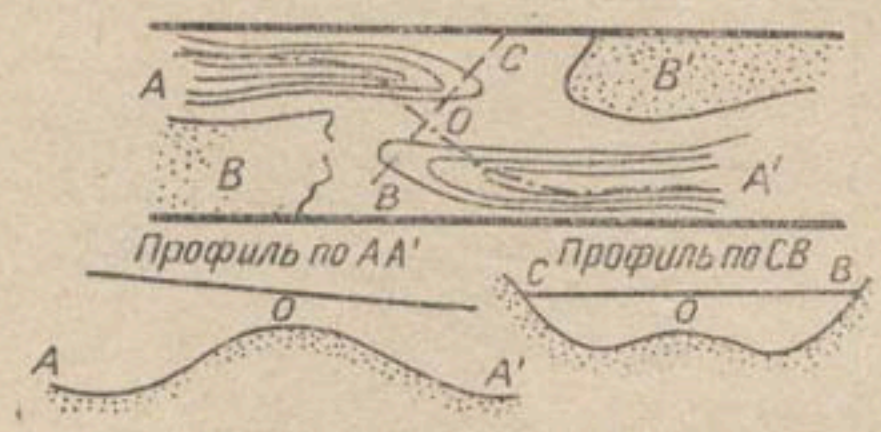


Рис. 150. План сдвинутого переката и его продольные и поперечные профили.

Закономерности в распределении глубин русла в плане для равнинных рек с меандрическим руслом сформулированы Л. Фаргом в виде следующих положений:

1) самая глубокая часть плеса и самая мелкая часть переката сдвинуты по отношению к точкам наибольшей и наименьшей кривизны русла вниз по течению приблизительно на одну четверть длины шага меандры;

2) плавному изменению кривизны русла соответствует плавное изменение глубины; всякое резкое изменение кривизны сопровождается резким изменением глубины;

3) чем кривизна излучины больше, тем больше и глубина плеса;

4) с увеличением длины кривой при данной ее кривизне глубина сначала возрастает, а потом убывает. Для каждого участка реки существует некоторое среднее, наиболее благоприятствующее глубинам значение длины кривой.

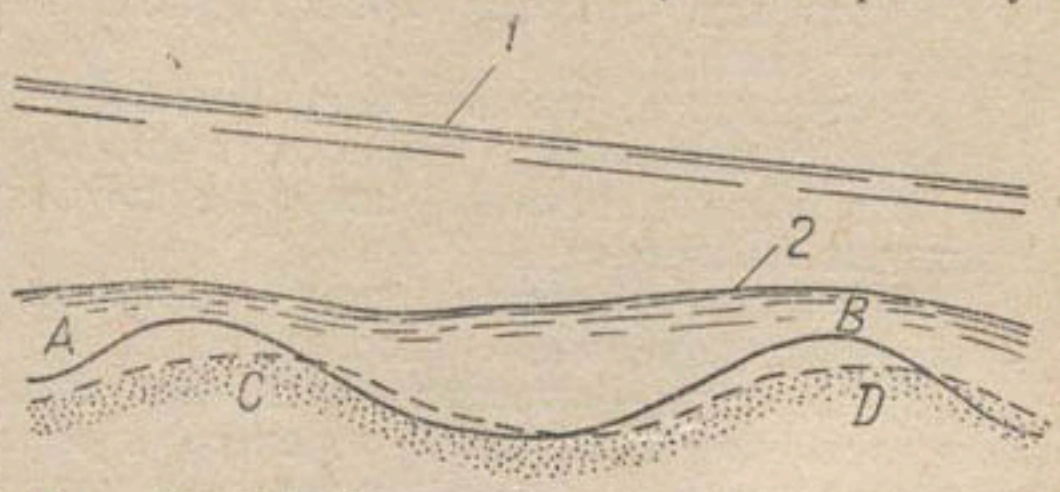


Рис. 151. Изменение уклона на плесах и перекатах:

1 — паводок; *2* — межень.

Эти закономерности могут существенно изменяться в зависимости от индивидуальных особенностей строения долины и русла реки. Поэтому они дают лишь основную ориентировку в оценке общей схемы развития речных извилин и распределения глубин. Воздействуя при помощи гидротехнических сооружений или землечерпательных работ на очертание русла в плане, можно, руководствуясь ими, наметить зоны преимущественного размыва и зоны отложения наносов и оценить возможные изменения глубин по сравнению с ранее существовавшими.

Горные и равнинные реки, протекающие в каменистом русле, имеют более разнообразное очертание в плане, мало подчиняющееся каким-либо общим законам. Вследствие того, что русло мало проработано рекой, изобаты не имеют плавного очертания, берега в плане имеют изломы, глубины изменяются резко, а мелкие места часто усеяны камнями, выступающими со дна или принесенными потоком при прохождении высоких вод.

Многие реки Средней Азии по выходе из гор образуют конус выноса, по которому растекаются системой рукавов (протоков), непрерывно меняющих свое плановое положение и направление.

Русло, состоящее из системы непрерывно изменяющихся рукавов (протоков), получило название *многорукавного (блуждающего)*. Многорукавность, как правило, служит основным внешним признаком блуждающего русла (рис. 152). Многорукавное блуждающее русло, особенно при малых расходах воды, имеет и река Амударья почти на всем ее протяжении (рис. 153).

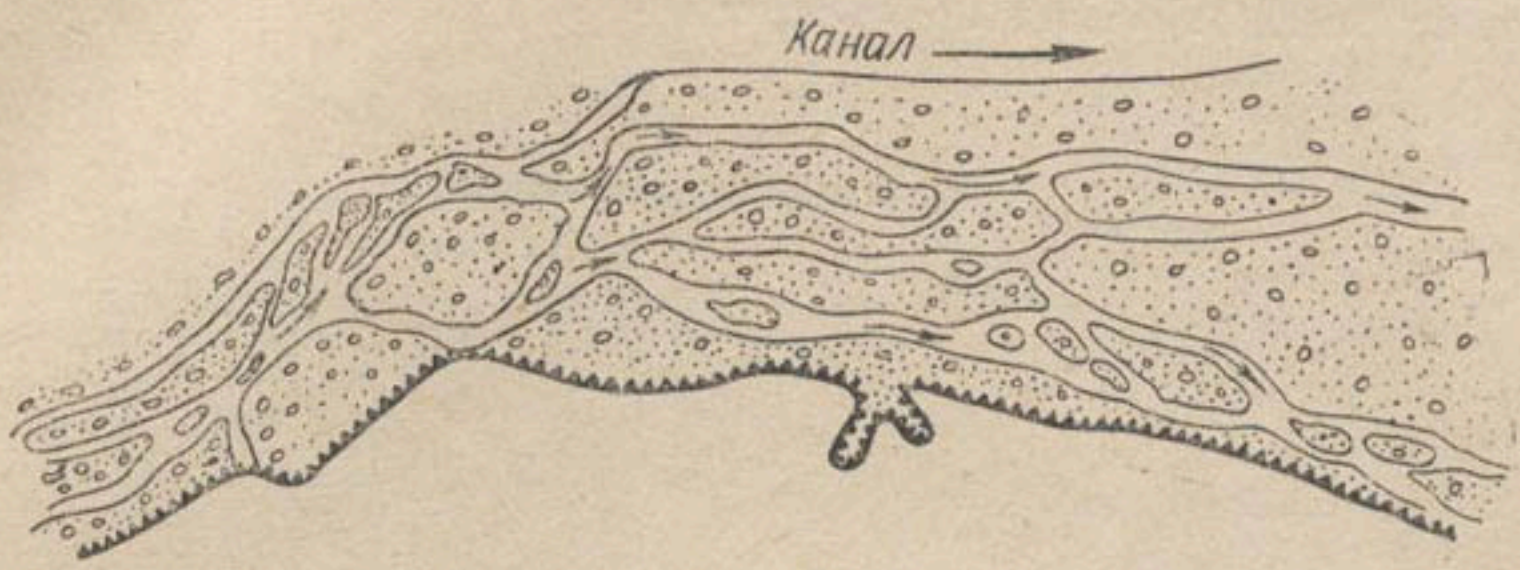


Рис. 152. План многорукавного русла р. Ахангаран.

Формирование многорукавных русел связано с засорением основного русла наносными отложениями (главным образом на спаде половодья или паводка), в процессе которого образуются мели и острова, вызывающие подпор уровня воды и переливы ее через береговую кромку.

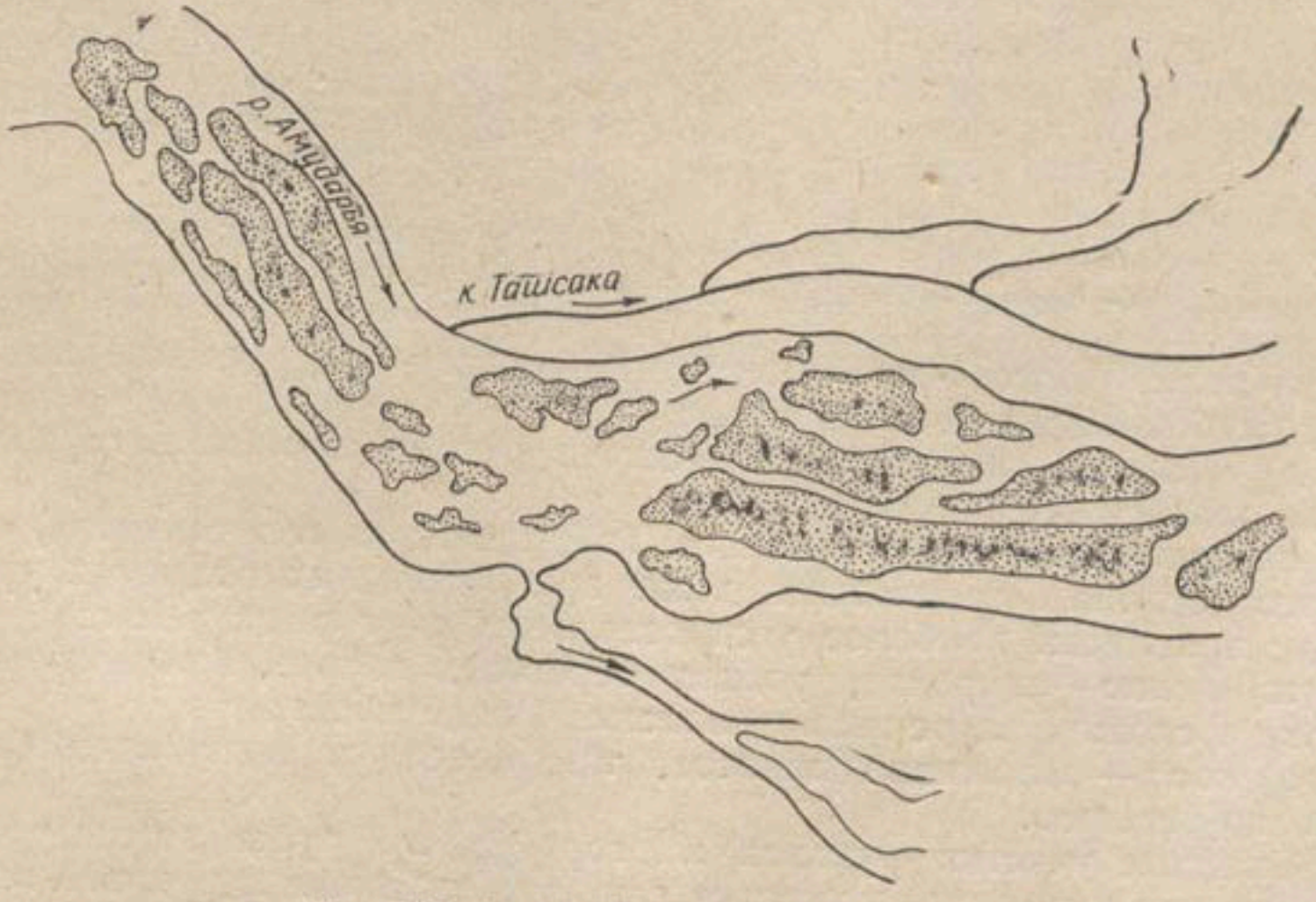


Рис. 153. Русло Амударьи у Ташсаки.

Для многорукавных русел характерны следующие речные образования, схематически изображенные на рис. 154:

а) *остров* — часть поймы (ложа долины), ограниченная рукавами или протоками реки, закрепленная растительностью и устойчивая. Участок поймы (дна долины) между действующим руслом и покинутым рекой старым руслом (староречьем) называется *останцем;*

б) *рукав* — часть реки, отделенная островом, причем выделить главное русло среди рукавов зачастую трудно;

в) *проток* — ответвление реки, нередко отходящее далеко от основного русла и отличающееся от него меньшими ширинами, глубинами и скоростями течения. Протоки могут иметь ширину и глубину больше основного русла, но скорости течения в них при низких уровнях всегда значительно меньше;

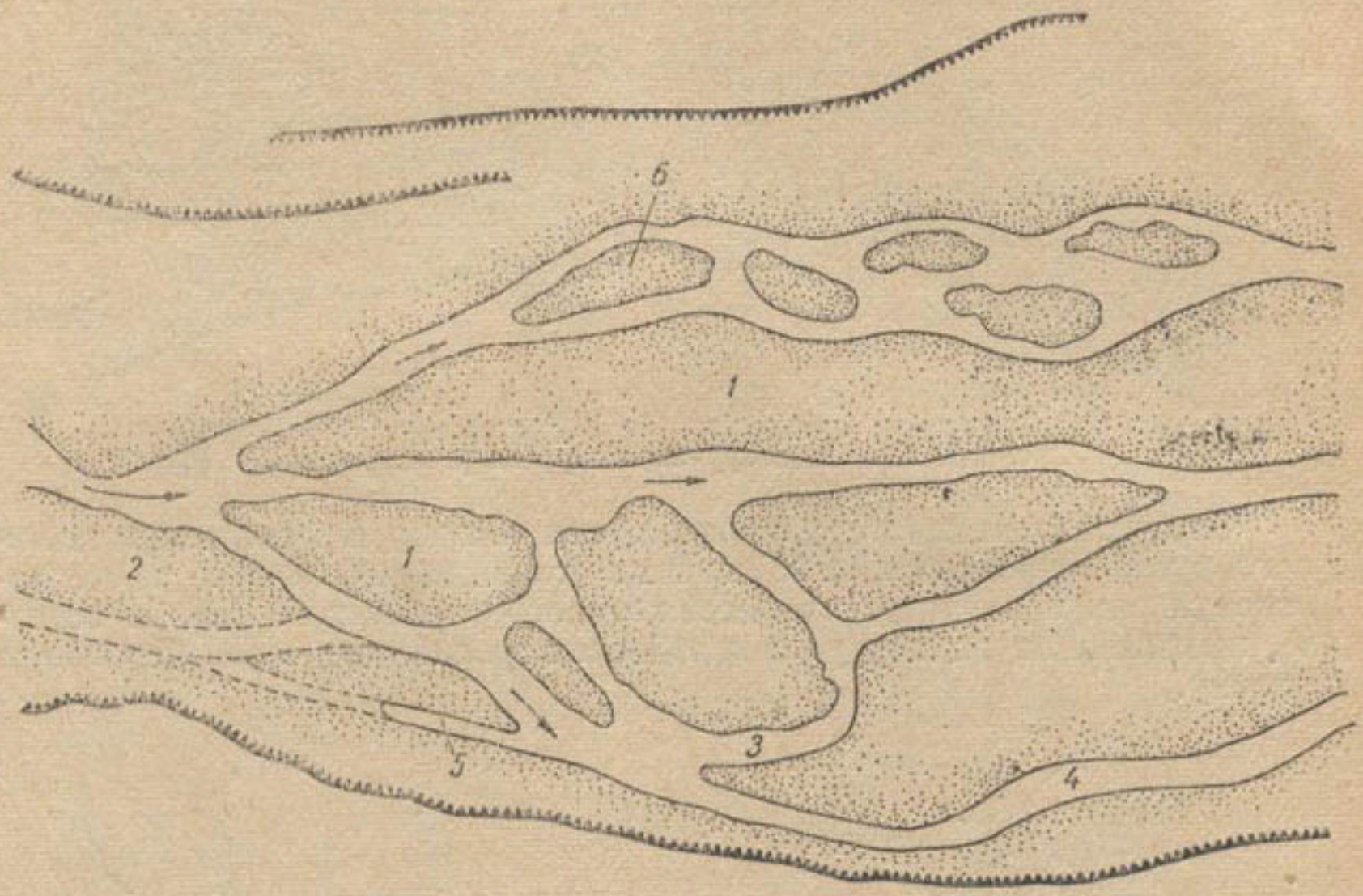


Рис. 154. Элементы многорукавного русла:
1 — остров; *2* — останец; *3* — рукав; *4* — проток; *5* — залив; *6* — отмель.

г) *залив* (затон — на судоходных реках) — непроточное понижение, глубоко вдающееся в берег;

д) *отмель* — мелководное место в русле при низких горизонтах воды, выходящее наружу;

е) *приплесок* — узкая полоса (песчаная или галечниковая) берегового склона, заливаемая даже при небольших подъемах уровня воды; приплески наиболее распространены на горных реках;

ж) *пляж* — широкая, ровная береговая полоса, примыкающая к руслу и сложенная речными наносами (чаще песчаными);

з) *коса* — отложение наносов, тянущееся от выпуклого берега вниз по течению.

Входные участки рукавов многорукавного русла можно рассматривать как перекаты, а участки слияния нескольких рукавов в одно русло — как плесы.

Продольный профиль реки на большом протяжении по характеру очертания близок к продольному профилю самой долины. В своем развитии он проходит ряд стадий. В стадии юности и ранней молодости речной системы продольный профиль изобилует изломами, соответствующими выходам более твердых пород и отличающимися своеобразным характером течения воды. Формами этих изломов являются:

а) *порог* — короткий участок реки с большим падением и бурным

течением, где дно реки образовано выходами трудноразмываемых горных пород и загромождено крупными камнями, в низкую воду выступающими из воды. На северных реках СССР пороги называют *падунами*;

б) *порожистый участок*, или *стремнина* — ряд следующих друг за другом порогов;

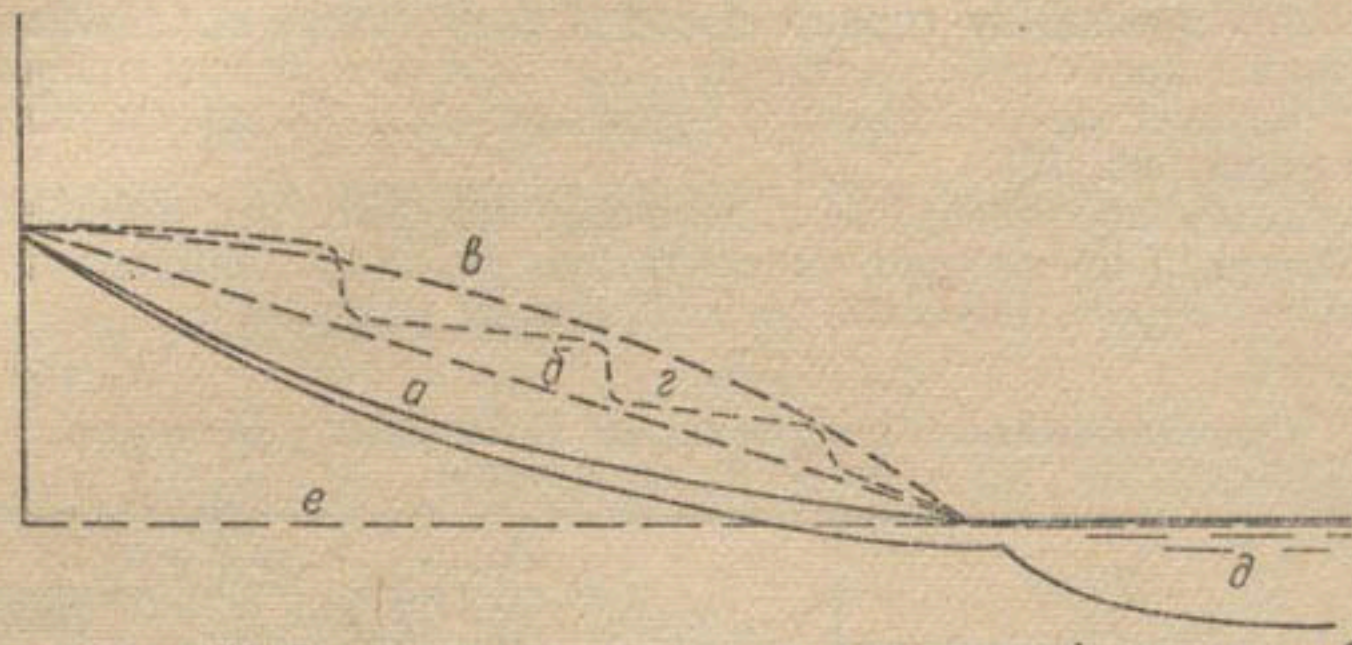


Рис. 155. Схематические типовые продольные профили рек:

а — плавновогнутый (параболический) профиль равновесия; *б* — прямолинейный; *в* — сбросовый; *г* — гирляндообразный; *д* — море; *е* — базис эрозии.

в) *водопад* — падение потока с отвесного уступа в речном ложе.

В начальной стадии формирования продольного профиля реки происходят интенсивные процессы размыва русла, которые постепенно приобретают более спокойный и уравновешенный характер, и формирование продольного профиля вступает в стадию зрелости.

От продольного профиля реки зависит изменение уклонов водной поверхности по ее длине. По характеру изменения уклонов выделяют четыре основных типа продольных профилей (рис. 155):

1) *плавновогнутый*, или профиль равновесия, наиболее распространенный, характеризуется вогнутой кривой гиперболического вида, более крутой в истоках реки и пологой по мере приближения к устью. Например, р. Волга в верховьях имеет уклон 0,00017, в среднем течении — 0,00006, а в нижнем — 0,00002;

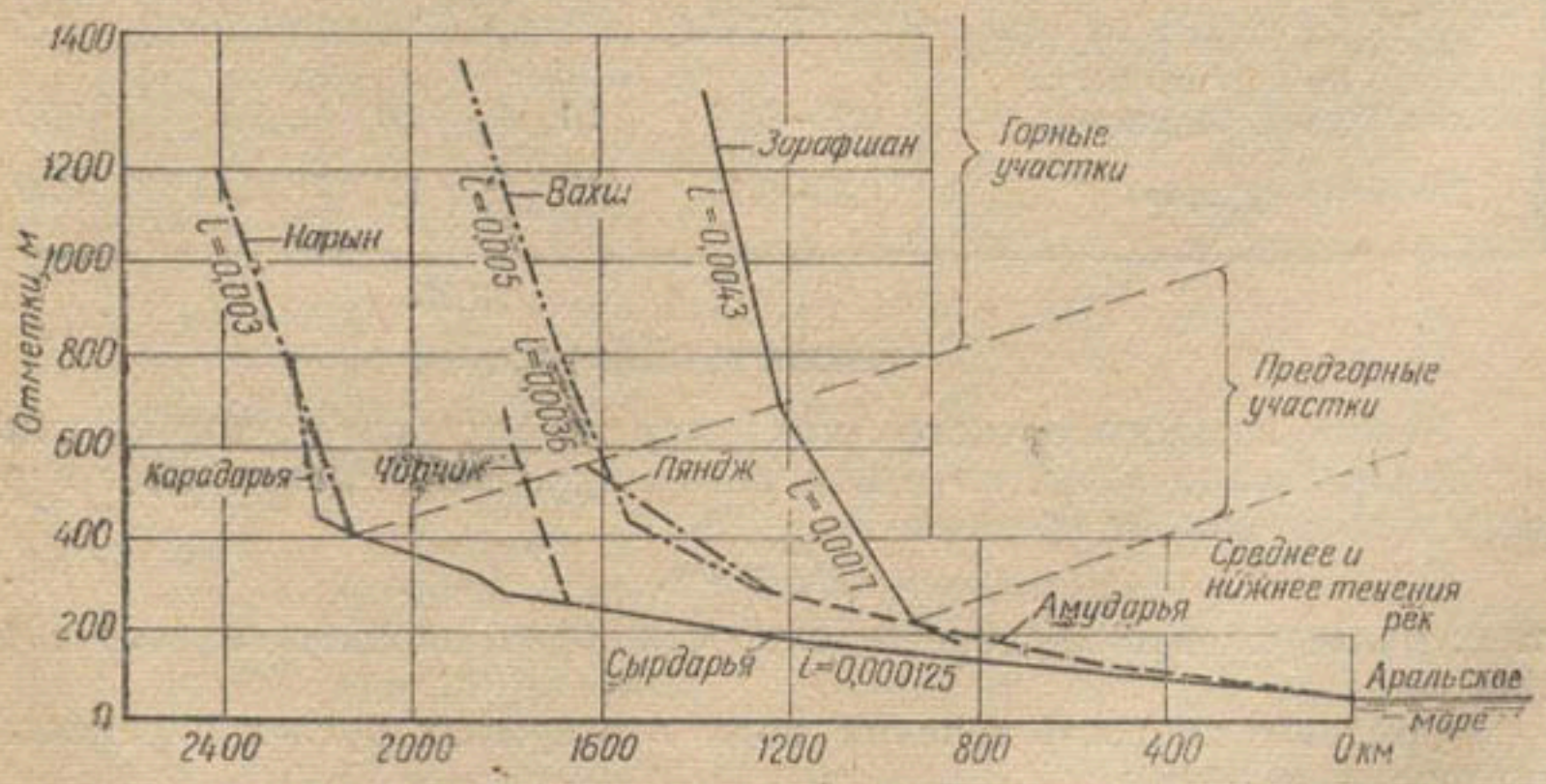


Рис. 156. Продольные профили больших рек Средней Азии.

2) *прямолинейный,* с относительно постоянным уклоном на всем протяжении реки (главным образом у малых рек);

3) *сбросовый,* с малыми уклонами в верховьях и большими в нижнем течении реки; встречается редко, характерен для малых рек Карельской АССР и Кольского полуострова;

4) *гирляндообразный,* возникает при пересечении рекой трудноподдающихся размыву горных пород или котловин, образующих озера, а также при строительстве на реке плотин и водохранилищ.

Схематические продольные профили ряда среднеазиатских рек показаны на рис. 156.

Исследуя продольные и поперечные профили рек Средней Азии, С. Т. Алтунин предложил выделить ряд участков, согласно приводимой ниже гидротехнической классификации (табл. 42).

Таблица 42

Гидротехническая классификация устойчивых участков рек (по *С. Т. Алтунину*)

Участок реки и условия протекания потока	Число Фруда $F = \frac{v^2}{gH}$	Параметр устойчивости $A = \frac{B \cdot J^{0,2}}{Q^{0,5}}$		Показатель m в формуле $B^m = K \cdot H$	
		при неразмываемых берегах	при размываемых берегах	при неразмываемых берегах	при размываемых берегах
Горный (верхний) участок реки. Русло сложено из обломков скал, булыжников, гальки; скорости и уклоны близки к критическим	0,50	0,75	0,90	1,00	0,80
Предгорный участок реки, выход реки из гор в долину. Русло сложено из гальки, гравия и песка. Протекание потока спокойное	0,50—0,20	0,90	1,00	0,80	0,75
Средний (равнинный) участок реки. Русло сложено из песка: крупного, среднего и мелкого. Протекание потока спокойное	0,20—0,04	1,0	1,10	0,75	0,70
Нижнее течение реки. Русло сложено из мелкого песка (Волга, Дунай, Сырдарья)	0,20—0,02	1,1	1,30	0,75	0,70
Дельта (Амударья)	0,30—0,20	1,3	1,7	0,60	0,50

§ 27.

РЕЖИМ РЕЧНЫХ УРОВНЕЙ

Режим жидкого речного стока характеризуется не только изменением расходов воды, но и изменением уровней. Расход воды в реке в любой момент времени

$$Q = v\omega, \tag{6.7}$$

т. е. является произведением скорости v на площадь живого сечения ω.

Среднюю скорость течения воды в открытых руслах определяют по формуле Шези:

$$v = C\sqrt{R \cdot J}, \tag{6.8}$$

где C — коэффициент Шези, величина которого зависит от шероховатости русла и размеров поперечного сечения;
R — гидравлический радиус, представляющий отношение площади живого сечения потока к длине подводной части контура поперечного сечения русла, называемой смоченным периметром;
J — продольный уклон водной поверхности потока.

Значения коэффициента Шези по формуле Н. Н. Павловского

$$C = \frac{1}{n} R^y.$$

Для речных русел из-за их большой относительной ширины

$$R \approx h$$

и формула (6.8) приобретает вид:

$$v = \frac{1}{n} h^{0,5+y} \sqrt{J}, \tag{6.9}$$

где n — коэффициент шероховатости, зависящий от характера речного русла;
h — средняя глубина потока.

Для рек Средней Азии хорошие результаты дают подсчеты по формуле

$$v = K_r h^{0,5} J^{0,33}, \tag{6.10}$$

где $K_г$ — коэффициент скорости, значения которого для гравелисто-галечниковых русел изменяются от 8 до 15, в среднем 11.

Пользуясь формулой (6.9) или (6.10) и заменяя $\omega = B \cdot h$, можно написать следующее общее выражение для расхода воды в речном русле:

$$Q = K h^m B \cdot J^n, \tag{6.11}$$

откуда

$$h = \left(\frac{Q}{KBJ^n}\right)^{\frac{1}{m}}. \tag{6.12}$$

Из этого выражения следует, что с изменением расхода воды в реке изменяется средняя глубина потока, определяющая уровень воды H. Это говорит о возможности построения кривой связи $Q = f(H)$, называемой *кривой расходов*. Такую кривую обычно строят на каждом гидрометрическом створе (где измеряют расходы воды) по эмпирическим точкам, связывающим измеренный расход воды с уровнем воды, наблюденным в момент измерения (рис. 157). С помощью этой кривой определяют ежедневные расходы воды по ежедневно наблюдаемым уровням (так как непосредственное измерение расходов воды каждый день крайне затруднительно).

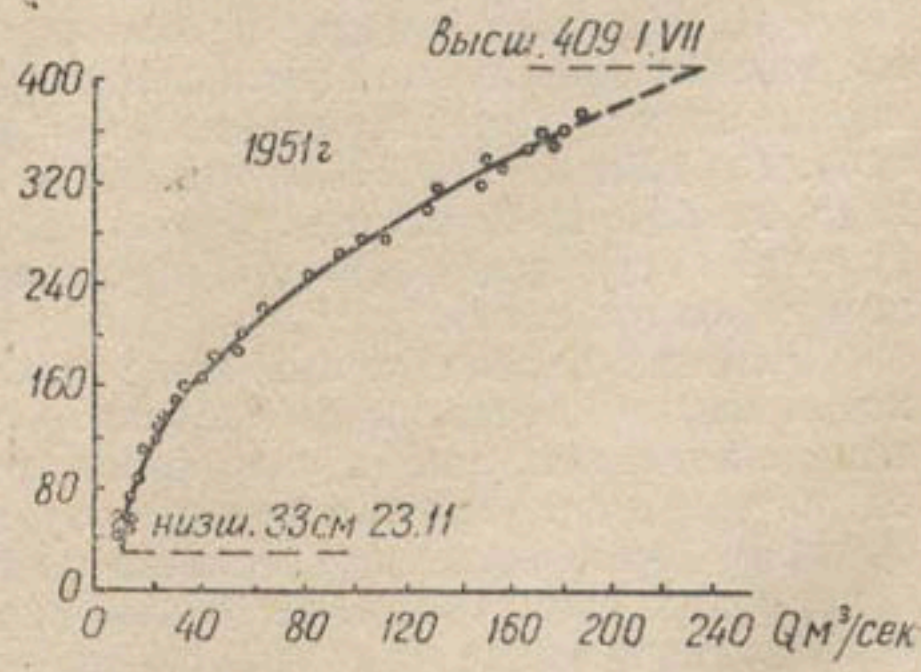


Рис. 157. Кривая $Q = f(H)$; р. Фандарья, устье за 1951 г.

Методы построения кривой расходов, а также ис-

пользования ее для определения расходов по наблюденным уровням рассматриваются в гидрометрии.

Наличие связи $Q = f(H)$ говорит о том, что режим уровней в основном синхронен режиму расходов, т. е. что внутрисезонным и внутригодовым изменениям расходов воды должны отвечать внутрисезонные и внутригодовые колебания уровней. Точно также должны наблюдаться колебания уровней и в многолетнем разрезе, вызываемые многолетней изменчивостью расходов (стока).

Однако, наряду с колебаниями уровня, синхронными изменениям расходов воды, т. е. обусловливаемыми наличием связи $Q = f(H)$, имеют место колебания (и иногда очень резкие), вызываемые нарушением однозначности кривой связи $Q = f(H)$. Причины нарушений однозначности кривой связи $Q = f(H)$ могут быть следующие: а) деформации речного русла; б) блуждание многорукавного русла; в) зарастание русла водной растительностью; г) образование на реке ледовых явлений; д) сгоны и нагоны воды ветром; е) искусственный подпор, создаваемый речными гидротехническими сооружениями и мостами.

Деформации речного русла проявляются в размывах дна и берегов или в подъеме дна и образовании в русле мелей и островов после отложения наносов. Размывы или подъем дна распространяются на большую длину или носят местный характер. Размывы берегов и засорение русла мелями и островами носят сравнительно местный характер, хотя могут происходить на нескольких участках русла одновременно.

В естественных условиях размывы дна на большой длине наблюдаются на верхних (горных) участках течения реки; по выходе ее из гор они встречаются крайне редко. Наоборот, подъем дна отмечается на конусах выноса и в нижнем течении рек (на Амударье с момента вступления ее на территорию Хорезмского оазиса).

В руслах с искусственно измененным режимом (верхние и нижние бьефы плотинных водозаборных узлов и водохранилищных плотин) деформации на большой длине вполне закономерны. При этом в верхнем бьефе идет непрерывный подъем дна за счет отложения наносов, распространяющийся вверх по течению. В нижнем же бьефе в первый период эксплуатации наблюдается размыв дна, который по мере заиления и занесения верхнего бьефа сменяется подъемом дна вследствие отложения выносимого в нижний бьеф избыточного количества наносов. Подробнее этот вопрос рассмотрен в § 32.

Размывы (подъем) дна на большой длине сопровождаются систематическим понижением (повышением) горизонтов с соответствующим перемещением кривой расходов $Q = f(H)$ почти параллельно самой себе. По данным С. Т. Алтунина, в период 1940—1950 гг. в створе гидрометрической станции Чатлы в нижнем течении р. Амударьи (у г. Нукуса) кривая $Q = f(H)$ систематически поднималась в среднем на 13 *мм* в год.

Размывы берегов и засорение русла мелями и островами происходят как в естественных условиях, так и в руслах с искусственно измененным режимом на участках отложения наносов (где наблюдается подъем дна). Они в основном отражаются на форме кривой связи $Q = f(H)$, что может привести к изменениям уровня.

Большое значение имеют закономерные периодические размывы и последующие подъемы дна плесовых участков в паводки и половодья, а также после циклов многоводных и маловодных лет. Подъем паводка или половодья сопровождается интенсивным размывом дна

плесов, вызывающим снижение кривой $Q = f(H)$. Поэтому максимальные расходы проходят при сравнительно низких уровнях; наоборот, на спаде паводка или половодья дно поднимается и кривая $Q = f(H)$ повышается (рис. 158).

В многоводные годы размыв дна плесов и снижение кривой $Q = f(H)$ в период подъема половодья превышают последующий подъем дна и кривой на спаде, т. е. многоводные годы как бы расчищают речное русло. Поэтому в конце цикла многоводных лет большие расходы воды проходят по реке при относительно низких уровнях. В маловодные годы, наоборот, подъем дна на спаде половодья превышает размывы его на подъеме и русло как бы засоряется. Поэтому в конце цикла маловодных лет малые расходы воды проходят при относительно высоких уровнях. Первое из указанных обстоятельств может вызывать необеспеченность водозабора горизонтами в маловодный период, наступивший после цикла многоводных лет, а второе — катастрофически высокие горизонты воды в реке при прохождении больших расходов воды после цикла маловодных лет.

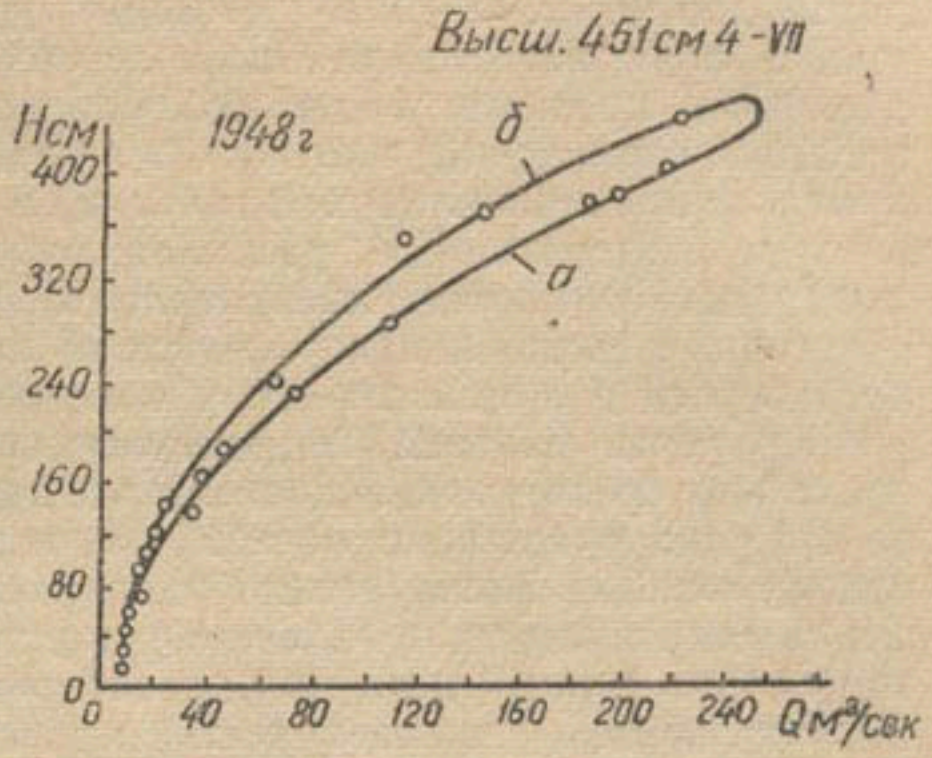


Рис. 158. Кривая $Q = f(H)$; р. Фандарья, устье за 1948 г.

а — на подъеме; *б* — на спаде паводка.

Блуждание многорукавного русла приводит к резкому снижению уровней воды в протоках и рукавах одного берега, которые засоряются и даже полностью отмирают, и, наоборот, к повышению уровней воды в протоках и рукавах противоположного берега. Примером может служить участок Амударьи у головы канала Ташсака (Хорезмская область), где русло реки разделяется на ряд протоков (рис. 153). Основные расходы периодически сосредоточиваются то у левого (60—70% случаев), то у правого (40—30%) берега. Сосредоточение потока в период межени в правобережных протоках вызывало большие затруднения в обеспечении планового водозабора в канал для весенних промывных поливов (конец марта — начало апреля). Потребовалась существенная реконструкция головного водозабора с устройством целой системы подпитывающих каналов и сооружений.

Зарастание речного русла водной растительностью вызывает закономерное повышение кривой $Q = f(H)$ вследствие увеличения сопротивления течению воды (шероховатости русла). Зарастание особенно существенно влияет на уровень воды в каналах (в отводящем канале Каттакурганского водохранилища в результате зарастания в 1957—1958 гг. уровень поднимался на 70—80 *см* выше проектного). Для борьбы с зарастанием каналов и водохранилищ в них разводят специальные породы рыб (белый амур, толстолобик).

Большие нарушения однозначности кривой связи $Q = f(H)$ вызывают ледовые явления. После замерзания поверхности реки (ледостав) уровень значительно поднимается за счет дополнительного сопротивления, оказываемого течению воды нижней кромкой ледяного покрова. Особенно резкие и быстрые подъемы уровней вызывает за-

купорка живого сечения плывущими льдинами (заторы) или шугой (зажоры). В условиях Средней Азии заторные и зажорные подъемы горизонтов воды наблюдаются в нижнем течении Амударьи и Сырдарьи и в зоне подпора некоторых водозаборных плотин и водохранилищ.

Заторные и зажорные подъемы уровней воды в низовьях Амударьи достигают 2—3 *м* (заторные уровни на 10—20 *см* превышают уровни воды катастрофических летних расходов). Большие (до 5 *м*) зажорные подъемы воды наблюдались в зоне выклинивания кривой подпора Фархадской плотины на р. Сырдарье до постройки Кайраккумского водохранилища. В настоящее время вследствие аккумуляции шуги в водохранилище, расположенном выше по течению, доступ ее к Фархадской плотине прекратился и зажоры не образуются. Сгонные и нагонные явления непериодически повышают уровень у подветренного берега и понижают его у наветренного.

Подпоры уровней гидротехническими сооружениями и мостами носят или сравнительно постоянный характер (например, подпор после сужения русла реки мостом) или переменный характер, определяемый условиями эксплуатации сооружения (наполнение и опорожнение водохранилища, увеличение подпора в межень для обеспечения водозабора горизонтами на водозаборных узлах и т. п.).

Нарушения однозначности кривой связи $Q = f(H)$ нарушают синхронность хода режима уровней режиму расходов и должны по возможности учитываться как при анализе режима уровней, так и при определении их расчетных значений.

Методы измерения уровней и обработки данных наблюдений за уровнями с учетом указанных нарушений рассматриваются в гидрометрии.

По данным наблюдений на каждом створе составляют годовую таблицу среднесуточных уровней (или годовой график колебаний уровней), в которых отмечают характерные уровни, представляющие интерес для народного хозяйства. Такими уровнями являются наивысший, наинизший и средние месячные и годовые уровни, амплитуда колебаний (разница между наивысшим и наинизшим), медианный верхне- и нижнеквартильные уровни (обеспеченные уровни), продолжительность стояния которых составляет 50, 25 и 75% времени года.

При проектировании гидротехнических сооружений и мостов определяют расчетные значения уровней, учитывающие внутригодовую и многолетнюю изменчивость. Такими расчетными значениями могут быть наинизший меженный и наивысший паводковый (или половодный) уровни расчетной обеспеченности. Наинизший меженный уровень необходим для выбора отметки порога водозаборных сооружений (при бесплотинном водозаборе), для определения длины всасывающей трубы и мощности насосной станции при машинном орошении, для расчета нижнего бьефа водосбросных плотин и в ряде других случаев. Наивысший паводковый, или половодный, уровень учитывают при назначении верха гидротехнических сооружений, высоты опор и проектного строения мостов, отметок гребня дамб обвалования, ограждающих прибрежные земли от разливов, и т. д.

Расчетные значения минимальных и максимальных уровней определяют: а) при помощи кривой обеспеченности уровней, построенной по данным многолетних наблюдений за уровнями методами математической статистики, и б) при помощи кривой связи $Q = f(H)$, исходя из предварительно определенной величины расхода воды расчетной обеспеченности.

При первом способе ряд минимальных, максимальных (или других, представляющих интерес) уровней за период наблюдений обрабатывают методами математической статистики, определяя среднемноголетнюю величину (норму) уровня

$$H_0 = \frac{\Sigma H_i}{n} \tag{6.13}$$

и коэффициент вариации уровней

$$C_{vH} = \sqrt{\frac{\Sigma (K_i - 1)^2}{n-1}}, \tag{6.14}$$

где $K_i = \frac{H_c}{H_0}$.

После этого теоретическую кривую обеспеченности строят методами, рассмотренными в § 16. Значения коэффициента асимметрии уточняют сопоставлением построенной теоретической кривой с натурными точками, определяя обеспеченности наблюденных уровней, расположенных в ряд по убывающей кривой по эмпирическим формулам (1.24) или (1.25). При построении кривой обеспеченности максимальных уровней обработке подвергают генетически однородные уровни (например, только вызываемые паводками или половодьем определенного типа).

Зажорные и заторные подъемы уровней обычно не обрабатывают, так как у зажоров и заторов постоянное место возникновения бывает редко, а зажорные подъемы горизонтов в верхних бьефах плотин определяют специальным расчетом.

Если ряд наблюдений за уровнями недостаточен для построения кривой обеспеченности, а на реке есть другой створ с более длительным периодом наблюдений, то имеющийся ряд наблюдений удлиняют, используя графики связи соответственных уровней, рассматриваемые в гидрометрии. Если же проектный створ не совпадает с гидрометрическим, то определенный по данным наблюдений на последнем расчетный уровень переносят в проектный створ по уклону (или при помощи графика соответственных уровней, построенного по данным специальных кратковременных наблюдений).

Определяя расчетное значение уровня при помощи кривой связи $Q = f(H)$, вводят поправки на возможные изменения этой кривой в результате деформаций русла с учетом характера и величины таких изменений за период наблюдений.

Если проектный створ не совпадает с гидрометрическим, расчетный уровень, определенный по кривой $Q = f(H)$, переносят в гидрометрический створ по уклону. Результаты контролируют при помощи кривой $Q = f(H)$, построенной для проектного створа по формулам гидравлики (с учетом возможных ее изменений в результате русловых деформаций). При отсутствии данных гидрометрических наблюдений на реке расчетный уровень определяют при помощи кривой $Q = f(H)$, построенной по формулам гидравлики.

§ 28.

ЗИМНИЙ РЕЖИМ РЕК

Под зимним режимом подразумевается совокупность процессов, происходящих в водных объектах в период преобладания отрицательных температур воздуха.

Характерными признаками зимнего режима рек являются почти полное прекращание неруслового поверхностного стока с водосбора

вследствие аккумуляции осадков в виде снежного покрова и формирование речного стока главным образом за счет сработки запасов подземных вод, а также развитие ледовых явлений. При этом „совокупность изменений состояния водного объекта, происходящих в течение зимнего периода при наличии ледовых явлений (образований), называется *ледовым режимом*".

Ниже рассматривается только ледовый режим.

Главными видами ледовых образований являются: 1) забереги, 2) снежница, 3) сало, 4) шугоход, 5) ледоход, 6) ледостав, 7) затор, 8) зажор.

Снежница, сало, шугоход и ледоход называются *динамическими*, или *плывущими*, образованиями, а забереги, ледостав, затор и зажор — *стационарными*.

Заберегами называются полосы льда вдоль берегов рек, озер и водохранилищ при незамерзшей остальной части водной поверхности. Они разделяются на *первичные*, образующиеся вследствие охлаждения поверхности воды в прибрежной полосе, *наносные*, образующиеся в результате примерзания к берегам льда и шуги, и *остаточные* — остающиеся у берегов весной при таянии льда.

Снежница (или *снежура*) — комковатые скопления плавающего в воде снега (похожие на намокшую вату), образующиеся в результате интенсивного снегопада над верховыми участками реки, особенно над озерами и водохранилищами.

Салом называются скопления смерзшихся ледяных игл, плавающих на поверхности воды в виде пятен или тонкого сплошного слоя серовато-свинцового цвета, похожих на пятна плавающего жира.

Шугоходом называется движение по реке шуги — рыхлых скоплений льда, возникающих из всплывшего на поверхность внутриводного льда, снежницы, сала и мелкобитого льда заберегов.

Шуга формируется в основном в результате всплывания внутриводного (глубинного) льда, представляющего собой губчатую непрозрачную массу ледяных кристаллов. Поэтому понятия *шуга* и *внутриводный лед* часто отождествляют. По В. Я. Альтбергу, внутриводный лед образуется в переохлажденной воде в зонах малых скоростей: у дна и берегов, особенно при каменистом русле с неровностями и выступами (рис. 159). Кристаллики донного льда первоначально удер-

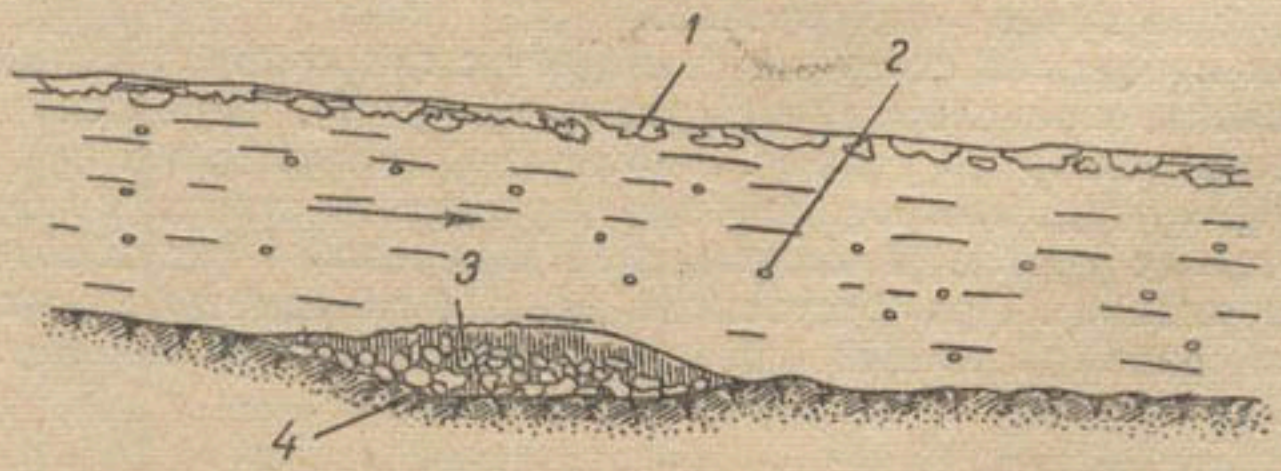


Рис. 159. Схема образования шуги (температура воды меньше нуля):

1 — шуга; *2* — отдельные кристаллы льда; *3* — донный лед; *4* — пористый грунт на дне водотока.

живаются у дна силами сцепления. При увеличении объема намерзающей массы льда возрастающая сила всплывания отрывает ее от дна и она поднимается на поверхность.

Шуга по поверхности водного потока может двигаться в виде отдельных комьев, шуговых ковров (скоплений шуги, напоминающих полосы неправильной формы, вытянутые по течению) и шуговых венков — скоплений шуги, похожих на кольца правильной формы (рис. 160). Движение шуги может происходить и в глубине потока в виде скоплений кристаллов, образующих комья. Шугоход характеризуется продолжительностью (в днях и часах) и густотой. Густота шугохода оце-

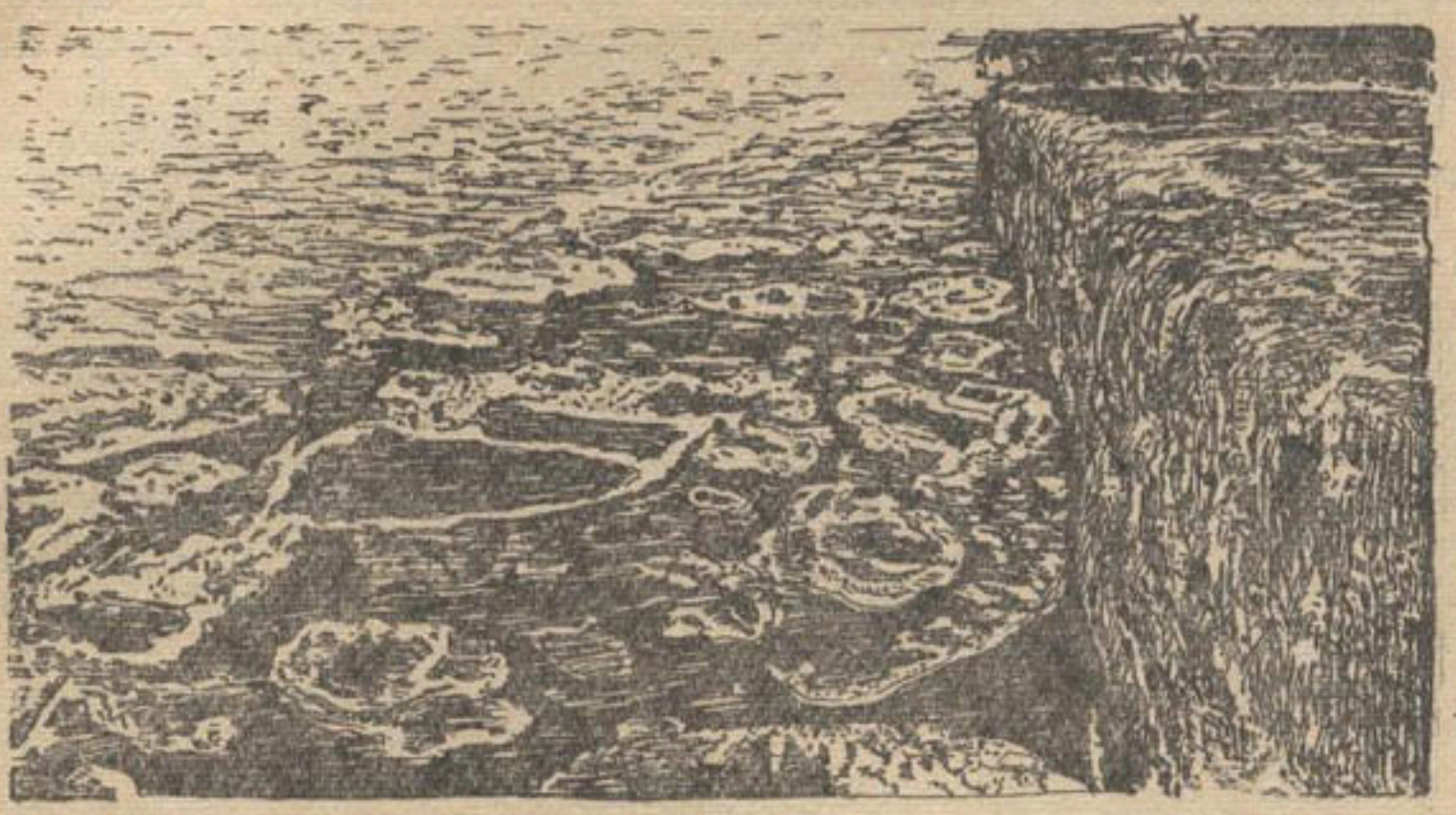


Рис. 160. Шугоход на Амударье.

нивается по десятибалльной шкале или в долях от единицы (как отношение площади, покрываемой шугой, к общей площади водной поверхности). Если шуга проходит не по всей ширине реки, то отмечаются густота шугохода в полосе движения и ширина полосы в долях полной ширины реки. Иногда шугоход характеризуется объемом (стоком шуги за период шугохода). При длительном пребывании шуги на поверхности воды скопления ее смерзаются и шугоход может перейти в ледоход или образовать ледяной покров (шуговой лед).

Ледоходом называется движение льдин и ледяных полей на реках. Различают осенний и весенний ледоходы.

Осенний ледоход образуется при разрушении заберегов течением воды или при смерзании шуги. В последнем случае ему предшествует шугоход, постепенно переходящий в ледоход. При скоростях течения $v = 0{,}5$ *м/сек* и продолжающемся понижении температуры воздуха льдины могут образовываться и непосредственно на поверхности воды из смерзшихся кристалликов льда.

Весенний ледоход представляет собой движение отдельных льдин, образующихся в результате разрушения ледяного покрова при вскрытии реки. Он отличается от осеннего более крупными размерами плывущих льдин и более высокими уровнями и скоростями течения воды в реке.

На реках, текущих с севера на юг, осенний ледоход начинается на верхних участках, а весенний — на нижних; на реках же, текущих с юга на север (Амударья и Сырдарья), — наоборот.

Ледоход, как и шугоход, характеризуется продолжительностью и густотой, которая на реках оценивается по десятибалльной системе

(или в долях от единицы), а на озерах и водохранилищах — по трехбалльной. Продолжительность весеннего ледохода на больших реках 10—7 дней, на малых 7—3 дня.

Ледоставом называется период неподвижного ледяного покрова на реке (или другом водоеме), образующегося после остановки ледохода или шугохода и смерзания отдельных льдин или комьев шуги.

На поверхности ледяного покрова часто нагромождаются смерзшиеся льдины — торосы, возникающие в результате подвижек и сжатия ледяного покрова. Продольная торосистая полоса ледяного покрова между заберегами, образовавшаяся из смерзшейся шуги, называется *шуговой дорожкой.*

Ледостав характеризуется продолжительностью и толщиной ледяного покрова. На северных реках лед стоит 120—150 дней и более, а толщина его колеблется от 90 *см* до 1 *м* 20 *см* на севере и от 25 до 60 *см* — на юге СССР. В Восточной Сибири и степных районах малые реки промерзают до дна. К концу зимы лед на низовой кромке постепенно намерзает и толщина ледяного покрова увеличивается. В некоторых случаях местное увеличение толщины ледяного покрова вызывается наледями, образующимися при замерзании воды, выступающей на поверхность покрова вследствие перегрузки его выпавшим снегом или повышения горизонта воды в реке при временных оттепелях, образовании ниже по течению заторов, а также промерзании нижележащего участка.

Приближенно толщину льда (без учета наледей) определяют по формуле

$$h_л = 11\sqrt{\Sigma t}\ см, \qquad (6.15)$$

где Σt — сумма среднемесячных температур с момента начала образования льда.

С потеплением толщина ледяного покрова уменьшается.

Образование ледостава и вскрытие у рек, текущих с севера на юг, носит сравнительно спокойный характер. Они начинают замерзать с верхних участков, а вскрываются — с нижних. Вскрытие на всем протяжении реки значительно отстает по времени от начала потепления (т. е. от момента возникновения устойчивых положительных температур воздуха). К началу вскрытия прочность льда резко падает (в течение трех дней перед вскрытием сопротивление льда раздавливанию может уменьшиться до 50% его зимней прочности), а в прибрежной полосе образуются полыньи, отделяющие сплошной покров от берега. Такая форма вскрытия получила название *термической.* Реки, текущие с юга на север, начинают замерзать с нижних участков, а вскрываются — с верхних. Поэтому осенний и весенний ледоходы на таких реках сопровождаются образованием заторов и зажоров. Вскрытие этих рек только в верховьях отстает от начала потепления, в низовьях же обычно происходит одновременно с ним и вызывается в основном напором воды, связанным с весенним увеличением расхода воды в реке. Ледяной покров прогибается вверх, и лед разламывается с громким треском. Такая форма вскрытия называется *гидродинамической.*

Заторы — нагромождение льдин в русле реки во время ледохода, приводящее к стеснению живого сечения и подъему уровня воды в реке выше по течению. Наиболее мощные заторы (с подъемом уровня до 7 *м*) наблюдаются во время весеннего ледохода; при осеннем ледоходе массы льда меньше и не могут привести к образованию мощных заторов.

Зажоры — закупорка живого сечения реки в период осеннего ледохода и в начале ледостава массой внутриводного льда и шуги, вызывающая подъем уровня до 3 *м* и более (рис. 161) и затопление берегов.

Образованию заторов и зажоров способствует местное уменьшение скоростей течения воды до 0,5 *м/сек* и менее, вызывающее торможение движения льдин и шуги, их скопление и смерзание. Наиболее часто

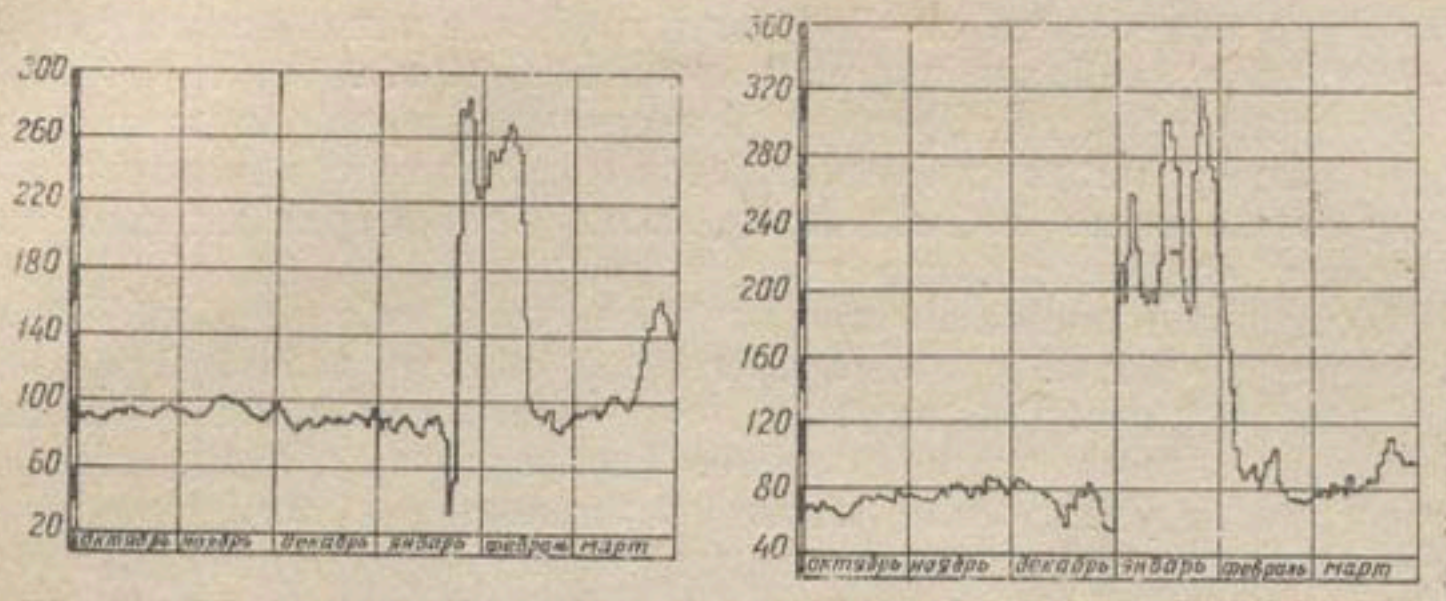


Рис. 161. Подъем уровня воды на Сырдарье при зажоре.

заторы и зажоры образуются в местах крутых излучин и на участках, где русло реки засорено островами или разделяется на ряд протоков и рукавов. Благоприятные условия для образования заторов и зажоров создаются в местах стеснения рек мостами и в зоне подпора, создаваемого водозаборными плотинами и водохранилищами.

При образовании затора (или зажора) тело его в основном наращивается в длину, вверх по течению, а также и в высоту. Последнее вызывает увеличение подпора, что в конечном счете приводит к самопрорыву затора или зажора (если он не будет ранее разрушен искусственно). Протяженность тела затора или зажора может достигать нескольких километров, нижняя (по течению) его часть называется *головой*, верхняя — *хвостом*.

Климатические и гидрологические особенности рек Средней Азии определяют некоторые характерные черты зимнего режима и протекающих на них ледовых явлений. В Средней Азии средние температуры воздуха в зимние месяцы значительно ниже, чем в приморских и даже континентальных областях Европы на тех же широтах, и ближе к температурам Европейской части СССР, расположенной севернее на 8—12°. В многолетнем разрезе зимние температуры подвержены большим колебаниям (до $\pm 10°$, против ± 3—$5°$ в пределах Европейской территории СССР), а на протяжении одной зимы отличаются крайней неустойчивостью: периоды временных потеплений чередуются с резкими похолоданиями („волны холода"). Смена их вызывается вторжениями теплых или холодных воздушных масс и происходит без определенной последовательности. Колебания среднесуточных температур воздуха достигают 30—35°. Наиболее низкие годовые температуры воздуха отмечены со второй половины ноября и до начала марта.

Длительность „волн холода" и периодов потепления не имеет закономерности и колеблется от 3—5 суток до двух месяцев (1929/30 г.). Длительные похолодания по характеру колебания среднесуточных температур состоят обычно из нескольких „волн холода" и не разграничиваются явными периодами относительного потепления. Суточ-

ная же изменчивость температур воздуха проявляется в их резком суточном ходе, особенно в ясные сутки, которые нередки в Средней Азии.

Важное значение для развития ледовых образований имеет сумма отрицательных среднесуточных температур, которая в многолетнем разрезе подвержена большим колебаниям. Так, по данным Ташкентской обсерватории, в Ташкенте сумма отрицательных среднесуточных температур колебалась от—14° (для наиболее теплой зимы 1913/14 г.) до—600° (для наиболее суровой зимы 1929/30 г.).

В горной области Средней Азии температура воздуха с увеличением высоты местности понижается и начиная с некоторой высоты зимние оттепели не наблюдаются, хотя волнообразный ход зимних температур все же сохраняется.

Некоторое влияние на характер ледовых образований оказывает и температура воды. В пределах горной области температура воды в реках вниз по течению повышается, на равнинных же участках изменение ее весьма разнообразное. На Амударье и Сырдарье наблюдается сначала увеличение, а затем уменьшение температуры воды по длине реки (максимум температуры воды в Амударье отмечен в районе г. Керки). Известную роль в повышении температуры воды зимой играет отепляющее действие выклинивающихся теплых подземных вод. В реке Карадарье в Ферганской долине, интенсивно подпитываемой грунтовыми водами, на значительном протяжении ниже выхода ее из гор средняя температура воды зимой +7,7°. Она заметно повышает зимние температуры воды в верхнем течении р. Сырдарьи. Аналогичная картина наблюдается на Чу и горных реках Пскем и Угам в бассейне Чирчика.

Верховые участки рек Средней Азии в зимнее время питаются в основном грунтовыми водами с относительно высокой (6—10°) положительной температурой воды. Однако из-за малых расходов воды и высоких скоростей течения, способствующих усиленной теплоотдаче, поток обычно на длине 2—3 *км* (иногда и менее 1 *км*) переохлаждается, и лишь при значительном выклинивании грунтовых вод отепленный участок может распространяться на 10 *км* и более.

На характер ледовых образований сильно влияют еще скорости течения воды в реках, которые имеют наибольшие значения на горных участках рек, постепенно (вследствие уменьшения уклонов) уменьшаясь вниз по течению.

Высокие скорости течения на горных реках, русло которых сложено крупными камнями и очень шероховато, вызывают интенсивное турбулентное перемешивание воды. Это перемешивание приводит к сильному переохлаждению ее зимой (за счет теплообмена с прилегающим холодным воздухом), способствующему интенсивному образованию внутриводного льда (главным образом у неровностей и выступов дна, где скорости течения замедляются). С другой стороны, высокие скорости течения затрудняют образование поверхностного ледяного покрова (при скоростях больше 2 *м/сек*, даже на северных реках ледостав встречается крайне редко).

На реках Средней Азии наблюдаются все виды ледовых образований, которые как и на других реках СССР начинаются с появления сала, снежуры, шуги и заберегов, но отличаются некоторой спецификой, заключающейся прежде всего в том, что все они в той или иной мере связаны с шуговыми явлениями. Это объясняется тем, что при относительно высоких поверхностных скоростях течения и интенсивном турбулентном перемешивании даже на равнинных участках рек

формирование ледовых образований почти всегда переплетается или обусловливается внутриводной кристаллизацией льда.

В горной области большие скорости течения, каменистые, порожистые русла и другие факторы способствуют динамическому льдообразованию. Поэтому здесь наиболее широко распространены плывущие ледовые образования, главным образом шуга, которая появляется уже в октябре и даже сентябре. Продолжительность шугоходов достигает двух-трех и более месяцев. Ледостав носит местный характер, охватывая отдельные участки с резко уменьшенными продольными уклонами или находящиеся в зоне подпора (преимущественно в расширенных местах долин, где река разбивается на рукава). Однако местами ледостав может покрывать горную реку и на значительном протяжении. Локальные ледоставы на горных реках, как правило, наблюдаются не ежегодно, хотя в особо благоприятных условиях (например, на р. Кумтар в бассейне Нарына, вытекающей из ледника Петрова) продолжительность их может превышать 200 суток.

Из других неподвижных (стационарных) образований на горных реках наблюдаются *ледяные перемычки, забереги* и *наледи*. Забереги на небольших речках могут охватывать 75% ширины потока и более. Особую форму имеет часто наблюдаемый своеобразный ледяной покров на порогах и перепадах в виде ледяных шапок на торчащих из воды камнях и ледяные перемычки между ними.

Ледяные перемычки и локальные ледоставы в сочетании с интенсивными шугоходами часто вызывают зажоры со значительными колебаниями уровней.

На предгорных участках рек со значительными уклонами, скоростями течения и галечниковым руслом тоже преобладает динамическое ледообразование, обусловливающее наибольшее распространение плывущих ледовых образований. На участках, где нет значительного утепления вод реки подземными водами, корреляционная связь между ледовыми образованиями и температурами воздуха, определяющими в основном тепловой баланс потока, достаточно тесная. Наибольшую тесноту связи имеют зависимости между суммами отрицательных температур воздуха за волну холода и стоком плывущих ледовых образований, а также между продолжительностью волн холода и ледовых образований.

На равнинных участках рек в южных районах Средней Азии (в Южной Туркмении) ледоставы вследствие высоких зимних температур воздуха не наблюдаются.

На реках, текущих в меридиональном направлении с юга на север (Амударья и Сырдарья), из-за большой температурной неоднородности в зимний период ледоставы наблюдаются не на всем протяжении, а в некоторых створах и не ежегодно. При этом на каждой из этих рек выделяются три зоны: а) зона ежегодных ледоставов; б) зона неежегодных ледоставов и в) зона преимущественно подвижных ледовых образований (шуги) и локальных ледоставов.

На р. Амударье верхней границей зоны ежегодных ледоставов можно считать створ Нукуса, а неежегодных — створ Керки (хотя в 1949 г. верхняя граница прерывистого ледостава поднималась выше г. Термеза).

На р. Сырдарье верхняя граница зоны ежегодного ледостава располагается несколько выше створа гидрометрической станции Тюменьарык, а неежегодных — не доходит до створа ст. Сарайская (выше которой развитие ледовых образований сильно ослабляется утепля-

ющим действием вод р. Карадарьи и выклиниванием грунтовых вод в русло Нарына и Сырдарьи).

Смена волн холода и тепла в течение зимы создает большую амплитуду в положении границы ледостава, которая за короткие промежутки времени может значительно перемещаться. Так, по П. М. Машукову, кромка льда на Амударье в 1949 г. на 2 января находилась на расстоянии 500 *км* от устья, к 15 января — поднялась еще на 950 *км* (до 1350 *км*), где сохранялась в течение двух суток, к 22 января она вернулась в исходное положение, проделав обратный путь за пять суток.

Подобные движения кромки льда наблюдаются и на Сырдарье, хотя вследствие более суровой зимы на севере Средней Азии по сравнению с пунктами, расположенными на той же ширине в Европейской части СССР, продолжительность ледостава у г. Казалинска на 26 суток больше, чем в устьях Волги и Дона. Сырдарья у Казалинска замерзает на шесть суток раньше, а вскрывается на 11 суток позже Волги у Астрахани. На реках, текущих в основном в широтном направлении (Чу, Или и др.), развитие ледоставов и увеличение их продолжительности вниз по течению связано в основном с уменьшением скоростей течения воды. При этом на Чу ледоставы наблюдаются только в среднем и нижнем течениях, а на Или на всем ее протяжении.

Формирование ледоставов на реках Средней Азии начинается с образования ледяных перемычек после смерзания и остановки скоплений шуги у вершин крутых излучин и в местах, где река разделяется на рукава.

Задерживая подходящую сверху шугу, ледяная перемычка растет вверх по течению, вызывая подпор, создающий благоприятные условия для образования новой перемычки. При отсутствии морозов перемычки неустойчивы и вначале могут неоднократно разрушаться. Ледостав устанавливается после замерзания промежутков между перемычками. В теплые зимы эти промежутки не замерзают полностью, и на реке образуется цепочка полыней.

Предшествующий ледоставу осенний ледоход на реках Средней Азии обязан своим появлением в значительной части шуге и обычно непродолжителен.

Вскрытие рек Средней Азии может иметь как гидродинамическую, так и термическую формы. В первом случае резкое потепление быстро разрушает ледостав на сравнительно большом протяжении и большие массы льда надвигаются к кромке ненарушенного ледостава. Это приводит к образованию заторов и резкому, обычно кратковременному подъему горизонта воды. Лед взламывается под напором ледовых заторов и воды, сливающейся в результате передвижения кромки ледостава. Термическая форма вскрытия наблюдается при постепенном потеплении, когда ледовый покров, в результате воздействия теплой воды, поступающей с верхнего незамерзшего участка реки, постепенно разрушается и разъедается, образуя полыньи. Заторы, сопровождающие такое вскрытие, не вызывают резкого подъема воды.

Из-за неустойчивости зимних морозов образование ледостава и вскрытие реки на отдельных участках могут наблюдаться два и более раз в году.

Заторы и зажоры особенно распространены в нижнем течении Амударьи и Сырдарьи. Вследствие слабости грунтов, слагающих ложе этих рек, заторы легко разрушаются из-за подмыва их основания

и имеют продолжительность, редко превышающую 2—3 дня. Однако вызываемый ими подъем уровня воды может превышать подъем уровня в половодье на 1 *м* и более, что создает угрозу разлива реки по прибрежной территории. Так, зимой 1934 г. крупный затор на Амударье в местности Чубаланчи вызвал прорыв защитных дамб и затопление значительной части Гурленского района Хорезмской области. Поэтому защитные дамбы на территории Хорезмской области

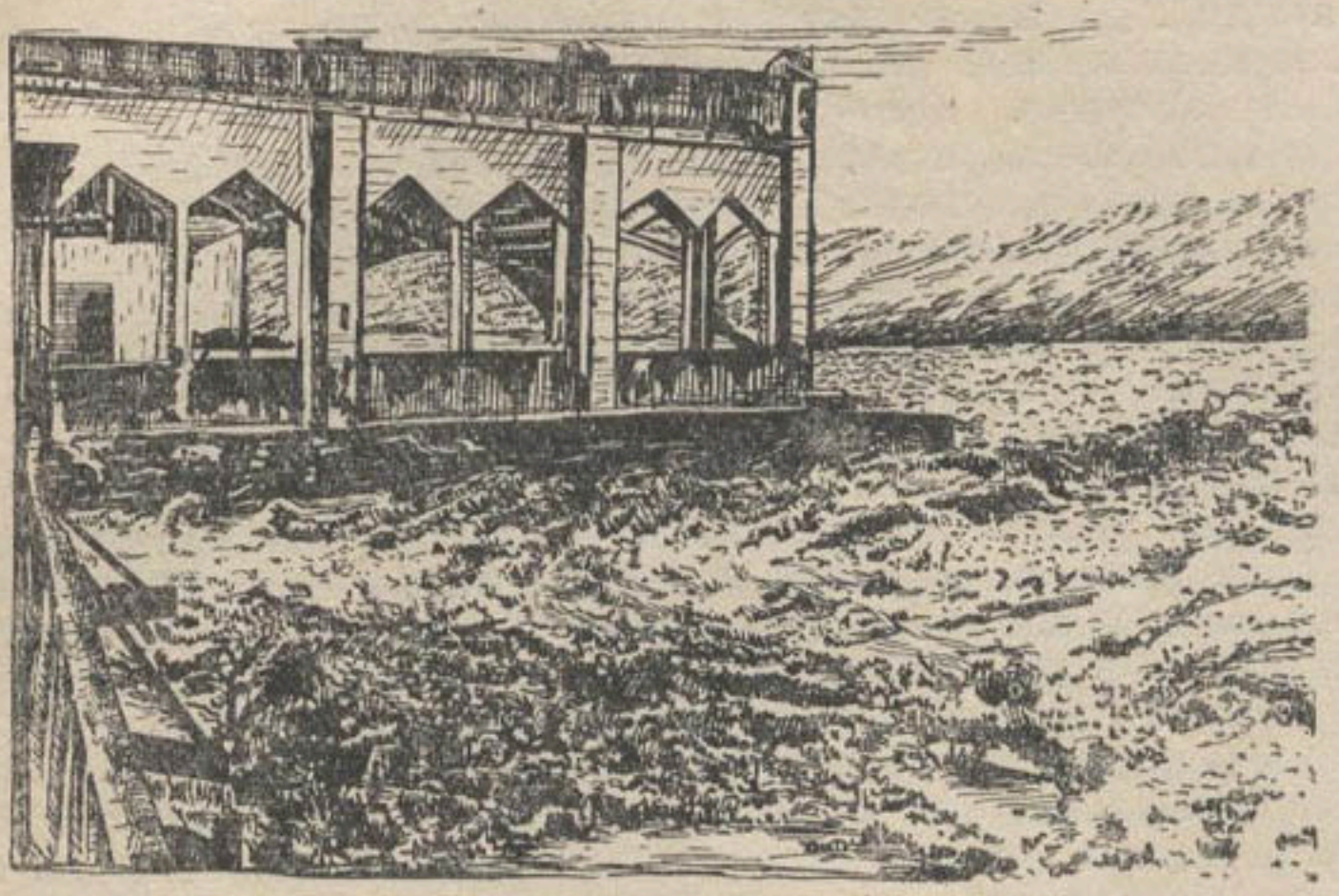


Рис. 162. Зажор на Сырдарье.

и Каракалпакской АССР построены с учетом возможных наивысших заторно-зажорных горизонтов. В случае возникновения заторов и зажоров принимаются меры по их уничтожению накладными зарядами или сбрасыванием авиабомб с самолетов.

Наибольшую опасность вызывают осенне-зимние заторы и зажоры, образующиеся в начале ледостава, когда прочность ледяного покрова очень велика, а температура поступающей сверху воды систематически понижается. Весенние заторы, образующиеся при вскрытии реки, менее прочны и легко саморазрушаются, чему способствует растапливание льда поступающей сверху теплой водой.

В последнее время, в связи со строительством на реках Средней Азии плотинных водозаборных узлов и водохранилищ, создались условия для образования заторов и зажоров в зонах подпора этих сооружений. Так, например, после постройки Фархадской плотины на р. Сырдарье в зоне выклинивания ее кривой подпора стали образовываться мощные зажоры и заторы. Они вызывали подъем уровня воды в реке на 2—3 *м*, создавая угрозу затопления г. Ленинабада (рис. 162), что потребовало устройства вдоль берега реки защитных дамб. Теперь образование заторов в этом месте прекратилось, так как шуга и плывущий лед полностью аккумулируются в Кайраккумском водохранилище, построенном выше по течению.

По Э. М. Пилосову, зажоры в верхних бьефах плотинных гидроузлов образуются следующим образом. Гладкий ледяной покров устанавливается на длине подпертого бьефа, где скорости течения менее 0,30 — 0,46 *м/сек*, препятствуя движению шуголедовых масс вниз

по течению. Задерживающиеся у кромки ледяного покрова шуговые ковры сначала выстилают поверхность воды на длине 0,5—1 *км* вверх по течению. Под действием сдвигающей силы текущей воды и составляющей собственного веса остановившиеся ковры приходят в движение по всей ширине подпертого бьефа. При этом шуговые массы сильно уплотняются, погружаются в воду и завлекаются течением под ледяной покров. Некоторая их часть выдавливается наверх, образуя торосистую поверхность зажорного участка. Этот процесс носит прерывный характер. Движение шуговых масс быстро прекращается, и водная поверхность выше зажора на длине 0,5—1 *км* вновь выстилается шуговыми коврами. Когда сдвигающие силы достигнут значений, способных нарушить устойчивость нижележащих уплотненных шуговых скоплений, происходит новая подвижка шуговых масс. Рост и распространение зажора вверх по течению реки продолжается в течение всего шугохода и носит характер многократных периодических остановок и подвижек (срывов) шуговых масс вниз по течению. В начале образования зажора остановившиеся шуговые массы непрочно связаны с берегами, но по мере его роста их примыкание к берегам и устойчивость шуговых скоплений увеличиваются. Это способствует дальнейшему уплотнению шуговых масс при каждой подвижке. Уплотнение уменьшает живое сечение русла и увеличивает скорости течения под зажором. В результате все большее количество шуги завлекается в глубь потока, увеличивая толщину шуговых скоплений и величину зажорного подъема уровня воды.

Забивка русла шугой и подъем уровня воды при размываемом русле продолжаются до тех пор, пока скорости течения под зажором не достигнут значений, равных размывающей скорости для грунтов русла. После этого начинается размыв дна и быстрое уменьшение подпора. При слабо размываемом или неразмываемом русле зажор формируется до скоростей 1,5—1,6 *м/сек*, дальнейшее увеличение скоростей вызывает размыв шуговых скоплений в зажоре и пронос шуги вниз по течению.

Э. М. Пилосов разделяет тело зажора на две части (рис. 163): нижнюю пассивную, располагающуюся в пределах подпертого бьефа, т. е. в зоне малых (менее 0,80 *м/сек*) скоростей течения, и верхнюю активную, захватывающую участок бытового русла реки со скоростями течения больше 0,80 *м/сек*.

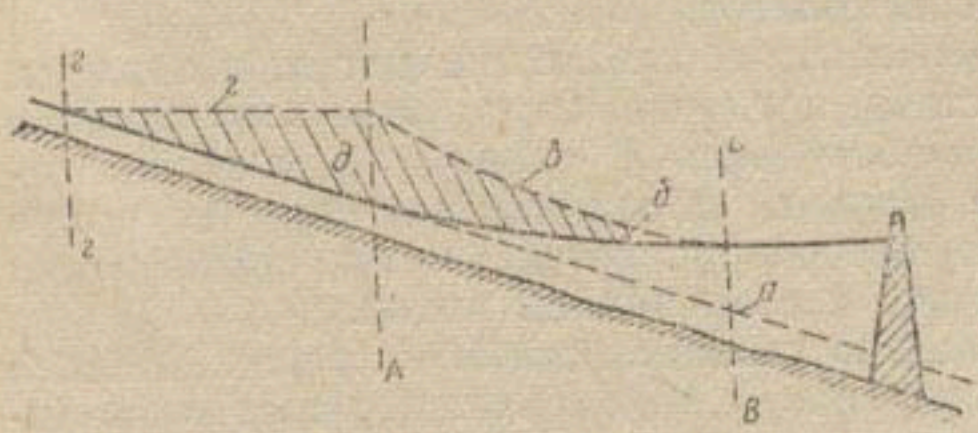


Рис. 163. Схема образования зажора в верхнем бьефе плотинных гидроузлов:

а — горизонт воды до постройки плотины; *б* — кривая подпора при отсутствии ледяного покрова; *в* — пассивная часть зажора; *г* — активная часть; *д* — тело зажора; *АА* — створ выклинивания летней кривой подпора; *ВВ* — створ головы зажора; *ГГ* — створ хвоста зажора.

На нижнюю, пассивную часть зажора при малых скоростях течения действуют незначительные сдвигающие силы, и ее формирование происходит под влиянием верхней части. Верхняя, активная часть зажора находится под воздействием значительных сдвигающих сил, связанных с высокими скоростями течения воды под ним и вызывающих многократные подвижки (срывы) шуговых скоплений.

В результате действия сдвигающих сил в теле зажора создаются сжимающие силы, достигающие максимума на границе пас-

сивной и активной частей, где воспринимающая их площадь шуговых скоплений и подъем уровня наибольшие. Вверх и вниз по течению от этого створа (обычно совпадающего со створом выклинивания кривой подпора) сжимающие силы уменьшаются. Это вызывает уменьшение толщины шуговых скоплений, величины подъема уровня воды и высоты торосов к голове и к хвосту зажора.

В процессе эксплуатации гидроузла, по мере заиления и занесения верхнего бьефа, глубина и ширина русла уменьшаются, а скорость течения и уклоны увеличиваются. В результате голова зажора подходит к плотине, а участок с ледоставом перед плотиной сокращается.

Процесс образования зажоров и вызываемый ими подъем уровня воды в подпертых бьефах гидроузлов существенно зависят от интенсивности волны похолодания, определяющей продолжительность шугохода и объем стока шуги за его период.

При резком (до 15—20° мороза) и устойчивом похолодании шуговые массы в зоне подпора легко смерзаются, и формирование зажора происходит при незначительных подвижках (срывах) шуговых скоплений. Кроме того, шуголедяной покров быстро распространяется вверх по течению, охватывая значительную часть длины реки. Защищая поток от дальнейшего охлаждения и шугообразования, он уменьшает продолжительность шугохода и объем стока шуги. Этому также способствуют крутые излучины на вышележащих участках реки, где могут образоваться самостоятельные зажоры.

Таким образом при резких похолоданиях зажоры в верхних бьефах плотин имеют небольшой объем и вызывают незначительный подъем уровня воды в реке.

При умеренной (не более 8 — 12° мороза) и продолжительной волне холода смерзание шуговых масс в зоне подпора незначительно, и зажор формируется с многократными подвижками шуговых скоплений по реке.

При этом отсутствие шуголедяного покрова на верхних участках реки вызывает продолжительный шугоход. Сток шуги, почти не задерживаясь на излучинах и у островов, поступает в подпертый бьеф гидроузла, образуя мощные скопления шуголедяных масс и значительный подъем уровня воды на участке зажора.

На горных участках рек с большими уклонами водной поверхности шуголедяной покров устанавливается медленнее, чем на участках среднего и нижнего течения с малыми уклонами. Поэтому зажоры на них формируются при длительном шугоходе, а коэффициенты шероховатости шуговых скоплений, скорости течения под зажором и величина зажорного подъема горизонтов больше.

Для гидротехники зимний режим рек представляет интерес с точки зрения: а) воздействия плывущих и стационарных ледовых образований на речные гидротехнические сооружения и мосты; б) обеспечения беспрепятственного (без образования заторов и зажоров) пропуска плывущих ледовых образований через отверстия гидротехнических сооружений и мостов; в) недопуска плывущих ледообразований в водоприемники; г) подъемов уровней воды в реке, вызываемых ледоставом и особенно зажорами и заторами.

Воздействие плывущих и стационарных ледовых образований на речные гидротехнические сооружения и мосты проявляется в ударах плывущих в период ледохода льдин в бычки и другие элементы сооружений или в давлении на них ледяного поля в период ледостава.

Динамическое давление (силу удара) плывущих льдин в зависимости от угла α между фронтом сооружения и направлением движения льдины определяют по формулам П. А. Кузнецова:

при $\alpha > 80°$

$$P_д = Kv_л \delta \sqrt{lb}; \tag{6.16}$$

при $\alpha < 80°$

$$P_д = Cv_л \delta^2 \sqrt{\frac{lb}{\mu lb + \lambda \delta^2}}, \tag{6.17}$$

где $P_д$ — динамическое давление ($т$), представляющее практически сосредоточенную силу удара, распределенную на небольшой площади соприкосновения льдины с элементом сооружения;

$v_л$ — скорость движения льдин, $м/сек$;

δ — толщина льда ($м$) принимается 0,6 — 0,8 от наибольшей наблюденной за многолетний период;

l — длина льдины по направлению ее движения, $м$;

b — ширина льдины, $м$;

K, C и λ — коэффициенты, принимаемые $K = 4{,}3$ $сек \cdot т/м^3$, $C = 136$ $сек \cdot т/м^3$, $\lambda = 500$ (зависит от временного сопротивления льда сжатию);

$$\mu = \left(\frac{\cos \alpha}{\operatorname{tg} \alpha}\right)^2.$$

Статическое горизонтальное давление от навала ледяного поля $P_н(т)$ определяют по формуле:

$$P_н = p \cdot B, \tag{6.18}$$

где B — ширина ледяного поля в направлении, перпендикулярном его движению, $м$;

p — давление льда на 1 *пог. м* ширины поля, $т/м$; при длине ледяного поля в направлении его движению $L < 1200$ $м$ $p = (0{,}3 + 0{,}001\ L)v^2$; при $L > 1200$ $м$ $p = \left(3 - \frac{1800}{L}\right)v^2$;

v — средняя скорость течения воды под ледяным покровом.

Статическое давление ледяного поля уменьшают, скалывая лед по периметру сооружений.

Беспрепятственный (без заторов и зажоров) пропуск плывущих льдин и шуги через отверстия плотин достигается созданием в подводящем и отводящем руслах достаточно высоких (не менее 0,5 *м/сек)* скоростей течения соответствующим сужением этих русел струенаправляющими дамбами или снижением уровня воды в верхнем бьефе. Кроме того, часто зимние сбросные расходы пропускают через пролеты, где щиты имеют специальные козырьки для сброса поверхностных струй. Образование заторов в отверстиях мостов предотвращают, суживая русло регуляционными сооружениями.

Наряду с этим применяют и эксплуатационные меры: проталкивание плывущих льдин через пролеты, подрывание скоплений льда и шуги и т. п.

Плывущие льдообразования не допускают в водоприемники, впуская воду в каналы истечением из-под щита (иногда через специально устраиваемые донные отверстия в шандорной стенке), а также устанавливая запони перед водоприемником. Запони направляют поверхностные струи вместе с шугой и льдинами в сторону сбросных отверстий плотины или реки (при бесплотинном водозаборе).

Образование ледостава создает в русле дополнительные сопротивления движению воды вследствие увеличения смоченного периметра (за счет нижней кромки ледяного покрова) и повышения общей шероховатости русла. Увеличение смоченного периметра уменьшает гидравлический радиус поперечного сечения русла, что согласно формуле (6.8) вызывает уменьшение скорости течения в 1,2—1,4 раза. Особенно сильно влияет изменение шероховатости. По П. Н. Белоконю, в первые 10 дней после начала ледостава, при наличии в текущем под ледяным покровом потоке воды шуги, коэффициенты шероховатости достигают 0,15. Через 80—100 дней после начала ледостава они уменьшаются до 0,03, так как шуга всплывает и поток очищается от кристалликов льда.

Дополнительное сопротивление движению воды под ледяным покровом нарушает однозначность кривой $Q = f(H)$. Поэтому зимние расходы воды в период ледостава проходят при более высоких уровнях воды, чем летние и осенние, а отметке уровня воды (поверхности ледяного покрова) зимой соответствуют расходы воды значительно меньшие, чем летом.

Величину уменьшенных зимних расходов определяют по формуле:

$$Q_{зим} = K_{зим} Q_{лет}, \tag{6.19}$$

где $Q_{лет}$ — летний расход воды (т. е. расход воды в русле, свободном от ледяного покрова) при уровне воды, совпадающем с уровнем верха ледяного покрова;

$K_{зим} = \frac{n_р}{n_{пр}}$ — отношение коэффициента шероховатости русла, свободного от ледяного покрова $n_р$, к условной величине коэффициента шероховатости русла при наличии ледяного покрова, отнесенной ко всему смоченному периметру этого русла и называемой *приведенным коэффициентом шероховатости* $n_{пр}$.

Значения $K_{зим}$ колеблются от 0,1 до 1,0 и определяются по формуле:

$$K_{зим} = \frac{1}{(1 + \alpha^{3/2})^{2/3}}, \tag{6.20}$$

где

$$\alpha = \frac{n_{льда}}{n_р},$$

$n_{льда}$ — коэффициент шероховатости ледяного покрова.

Величину ледоставного подъема уровня при равномерном движении потока в широком прямоугольном русле вычисляют по формуле П. Н. Белоконя:

$$\Delta H = [(1 + \alpha^{3/2})^{0,4} - 1] \cdot H_{ср}, \tag{6.21}$$

где $H_{ср}$ — средняя глубина воды до установления ледяного покрова.

Для зоны подпора расчет ведут, разбивая ее на участки длиной Δl и определяя подъем уровня воды в конце участков подбором из уравнения

$$\Delta H_2 = \Delta H_1 + \Delta y_n \left[(1 + \alpha^{3/2})^{4/3} \left(\frac{H_{ср}}{H_{ср} + \frac{\Delta H_1 + \Delta H_2}{2}} \right)^{10/3} - 1 \right], \tag{6.22}$$

где ΔH_2 и ΔH_1 — подъемы уровня в конце и начале участка (для первого по течению участка $\Delta H_1 = 0$);

Δy_n — падение горизонта воды на рассматриваемом участке до образования ледяного покрова ($\Delta y_n = i \Delta l$).

Для определения подъемов уровней, вызываемых зажорами в верхних бьефах плотин, Э. М. Пилосов предложил, задаваясь значе-

ниями коэффициента шероховатости шуголедяного покрова n льда, строить соответствующие им зимние кривые подпора, вычисляя для различных створов подъемы уровня ΔH_2 по выражению (6.22) ходом против течения. В качестве расчетной при этом выбирают кривую, ограничивающую объем тела зажора, равный объему стока шуги за расчетный период шугохода.

Положение нижней границы шуговых отложений определяют по зажороформирующей скорости, принимаемой близкой к размывающей скорости для почво-грунтов, слагающих русло реки. Это соответствует наибольшим скоростям протекания потока под зажором, а следовательно, наибольшему уклону и подпору. На участках со слаборазмываемым или неразмываемым руслом зажороформирующая скорость принимается равной 1,5—1,6 *м/сек*, что соответствует размыву шуговых отложений в зажоре.

В процессе расчета принимают следующие максимальные значения коэффициента шероховатости шуговых скоплений (с учетом уменьшения живого сечения потока в результате отложений шуговых масс): для участков среднего течения рек—0,15, для предгорных участков—0,30 и для горных рек—0,50.

Максимальная высота зажора берется в створе выклинивания кривой подпора при свободном от шуги и льда русле и расчетном зимнем расходе воды в реке. Длина распространения зажора от этого створа вверх по течению составляет на участках среднего течения $L = (1 - 1{,}5)L_1$; на предгорных участках $L = (3 - 4)L_1$, и на горных $L = (6 - 7)L_1$, где L_1 — расстояние от створа выклинивания кривой подпора до нижней границы зажора, соответствующей створу, где скорости течения $v = 0{,}30 - 0{,}40$ *м/сек*.

Методика расчета подъемов горизонта при образовании зажоров и заторов в бытовом русле пока не разработана. Для Амударьи расчетные зажорные и заторные горизонты принимаются на 0,15—0,20 *м* выше горизонтов летних максимальных расходов с обеспеченностью $p = 1\%$.

Для защиты культурных территорий и населенных пунктов от затопления в период образования зажоров и заторов рекомендуется ряд мероприятий, рассматриваемых в курсе „Регулирование русел“: а) строительство защитных дамб вдоль берегов реки; б) расчистка многорукавных русел и спрямление крутых излучин; в) устройство шугоаккумулирующих перегораживающих сооружений (на вышележащих участках реки с высокими или культурно-неосвоенными берегами); г) уничтожение заторов и зажоров накладными зарядами или бомбежкой с воздуха.

Против ледовых заторов в зоне выклинивания кривых подпора гидроузлов Э. М. Пилосов рекомендует устраивать льдотранзитный канал шириной в одну треть—половину основного русла, прокладываемый ледоколом, непрерывно движущимся от плотины вверх по течению и обратно, чтобы не допускать развития заторов и обеспечить свободное продвижение шуги и льда с верхних участков реки вниз по течению. Большую положительную роль для нижележащих участков рек Средней Азии играет аккумуляция шуги в водохранилищах.

Следует заметить, что высокие заторно-зажорные горизонты при вскрытии реки используются в нижнем течении Амударьи для забора увеличенных расходов воды в каналы при промывных поливах, а также для наполнения специальных водохранилищ (например, Дауткульского).

ГЛАВА VII.

ТВЕРДЫЙ СТОК И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

§ 29.

ПОНЯТИЕ О ТВЕРДОМ СТОКЕ И НАНОСАХ

Под твердым стоком в широком смысле понимают движение твердых частиц, перемещаемых поверхностым или подземным потоком в нерастворенном и растворенном состоянии. К нерастворенным относятся твердые минеральные частицы (наносы), различные органические остатки (плавучий мусор: деревья, ветки, корни растений и т. п.), лед, шуга и т. д. Для гидротехники наибольшее значение имеют наносы. Поступая в ирригационные каналы, они в них откладываются, уменьшая сечение и пропускную способность, что приводит к сокращению водоподачи; завлекаясь в турбины и насосы, они истирают лопатки рабочего колеса; откладываясь в русле реки выше подпорных плотин, изменяют проектный режим, увеличивая зону затопления, а откладываясь в водохранилищах, — уменьшают полезную емкость, т. е. объем накапливаемой воды. Наконец, движение наносов определяет ход естественного руслового процесса в реке. Поэтому под твердым стоком обычно подразумевают только сток наносов.

Наносы образуются следующим образом. Вода, стекающая по поверхности склонов водосбора, смывает грунт и продукты этого размыва выносит в гидрографическую сеть. Такой размыв называется *склоновой эрозией*. Она наиболее интенсивна на склонах, сложенных суглинками, лёссом и другими мелкозернистыми аллювиальными грунтами. По поверхности склона эрозия распределяется неравномерно. Наиболее резко она выражена на участках больших уклонов и по длине ручейков, образующих микроручейковую сеть. К склоновой эрозии относят также размыв русел суходольного звена гидрографической сети: ложбин, лощин и суходолов, по которым поток протекает сосредоточенными расходами с повышенными скоростями течения. Иногда этот вид размыва называют *овражной эрозией*.

Протекая по речному руслу, поток воды размывает слагающие его грунты или горные породы, добавляя продукты этого размыва к несомым им продуктам склоновой эрозии. Это явление называется *русловой эрозией*. Ее интенсивность определяется геологическим строением ложа потока, глубинами и скоростями течения и имеет наибольшие значения в верхнем течении рек, где большие продольные уклоны способствуют высоким скоростям течения.

Продукты склоновой эрозии в основном состоят из мелких частиц, образующих взвешенные наносы, переносимые потоком во всей толще во взвешенном состоянии. Русловая эрозия, особенно на горных участках, образует главным образом крупные частицы, перемещающиеся в придонных слоях, почему они называются *донными*, или *влекомыми*, наносами. Деление наносов на взвешенные и донные весьма распространено в гидротехнике, но имеет условный характер, так как

частицы взвешенных наносов периодически опускаются на дно, а донных—могут выбрасываться в толщу потока и точную границу между ними провести трудно.

Сток наносов, как и сток воды, характеризуется расходом G *кг/сек* и объемом за время t, $R_t = \int_0^t G\,dt$. Объем стока наносов выражают в тысячах тонн, реже в тысячах кубометров. Для характеристики склоновой эрозии используются:

а) модуль смыва $q = \frac{G_{ср}}{F \cdot 1000}$ *г/сек·км²* или $q = \frac{R_{год}}{F \cdot 1000}$ *т/км² год*;

б) слой смыва $h_c = \frac{R_{год}}{F \cdot 1000}$ *мм*,

где F — площадь водосбора.

В Европейской части СССР модуль и слой смыва увеличиваются с севера на юг.

На водосборах среднеазиатских рек модуль смыва колеблется от 40,5 *т/км²* за год (Талас) до 2890 *т/км²* за год (Вахш), а слой смыва соответственно от 0,0162 *мм/год* до 1,16 *мм/год*. Данные о средних многолетних расходах наносов некоторых среднеазиатских рек и модулях смыва с их водосборов приведены в табл. 43.

Таблица 43

Река, гидрологическая станция	Средние многолетние значения		
	Расход, *кг/сек*	Мутность, *кг/м³*	Модуль смыва, *т/год • км²*
Вахш, Турткульская	2180	3360	2205
„ , Сарбантская	2450	3330	2400
Кафирниган, Айваджская	360	2270	980
Сурхандарья, Мангузарская	223	3280	517
Шерабад, Нондангинская	5,75	0,890	61,5
Кашкадарья, Чиракчинская	47	1,845	610
Зарафшан, Захматабадская	111,3	1,375	756
Амударья, Керкинская	8950	4,240	1240
„ , Ташсакинская	5520	3,100	1240
„ , Чатлы (Нукус)	4000	2,610	1240

Важной характеристикой наносов является их крупность, выражающая размеры частиц. Теоретически крупность наносов определяют как диаметр шара, равного объему частицы, а практически просеивая взятые пробы через стандартные сита с прямоугольными или круглыми отверстиями. Частицы, прошедшие через сито с бóльшими отверстиями и задержавшиеся на сите с меньшими (следующими по стандарту), образуют фракцию наносов, граничные размеры которой определяются размерами отверстий обоих сит. Количество наносов данной фракции определяют как выраженное в процентах отношение их веса к общему весу наносов, пропущенных через сита. Как правило, наносы состоят из нескольких фракций. Таблица, показывающая количества фракций (в процентах по весу), содержащихся в составе рассматриваемых наносов, называется *таблицей фракционного состава*. В качестве примера приводим таблицу фракционного состава наносов Карадарьи по посту Кампыррават за 1962 г.

Таблица 44

Номера фракций	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Размеры фракций, *мм*	>100	100—50	50—20	20—10	10—5	5—2	2—1	1,0—0,5	0,5—0,025	<0,025
% содержания по весу, *p*	10,6	44,2	18,0	7,2	4,0	3,0	0,8	2,0	4,9	5,3

Как видно из таблицы, самая крупная фракция имеет только нижнюю границу, а самая мелкая—только верхнюю.

По таблице фракционного состава часто вычерчивают кривую фракционного состава. Такую кривую строят как интегральную, откладывая по шкале y размер нижней границы каждой фракции, а по шкале x суммарный процент содержания данной фракции и всех крупнее ее, иногда наоборот (рис. 164).

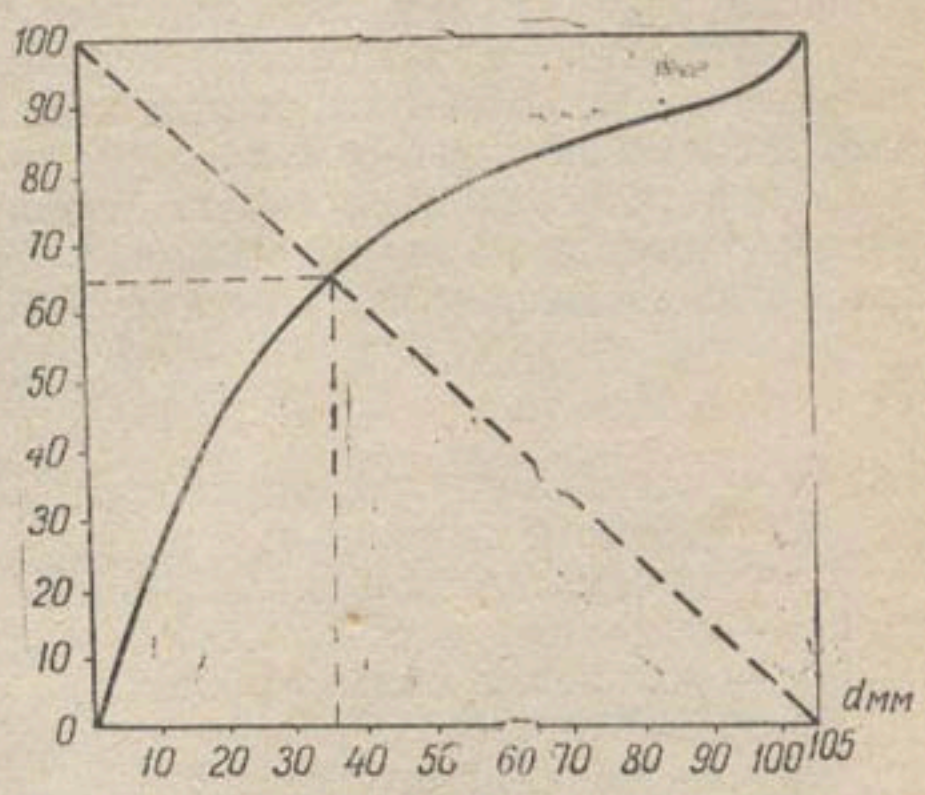


Рис. 164. Интегральная кривая состава влекомых наносов р. Чирчик.

Разнофракционный состав наносов характеризуют также средним d и максимальным D диаметрами.

Средний диаметр наносов определяют по формуле:

$$d = \frac{\sum_1^n p_i d_i}{100}, \qquad (7.1)$$

где p_i — проценты содержания составляющих фракций;

d_i — средние диаметры этих фракций, принимаемые как среднее арифметическое граничных размеров фракции (для самой крупной фракции берется нижняя граница, для самой мелкой—половина верхней).

Имея кривую фракционного состава, средний диаметр можно определить, измерив площадь между кривой и осью абсцисс и разделив ее на 100% (с учетом масштабов d и p).

В качестве максимального диаметра иногда принимают нижнюю границу самой крупной фракции.

В. Н. Гончаров предложил принимать в качестве „максимального" диаметра $D = d_{5\%}$, где $d_{5\%}$ — диаметр частиц, крупнее которых рассматриваемый состав содержит 5% по весу. Величину $d_{5\%}$ легко определить по кривой фракционного состава.

С. Т. Алтунин по результатам многократных измерений на реках Средней Азии рекомендует принимать $D = (3-4)\,d$.

Фракционный состав наносов изменяется по длине реки. Как правило, процент содержания крупных фракций, а также средний и максимальный диаметры уменьшаются в направлении от истоков к

устью. Это объясняется естественной сортировкой наносов по крупности (вызываемой уменьшением уклона) и истиранием крупных частиц в процессе перемещения за счет трения о дно и соударения.

С. Т. Алтунин для рек Средней Азии предложил грубо приближенную эмпирическую зависимость среднего диаметра наносов от уклона:

$$d = 4210 \cdot J^{0,9}. \tag{7.2}$$

Учет истирания наносов по длине реки производят по формуле Штернберга:

$$g_l = g_0 e^{-\alpha l}, \tag{7.3}$$

где g_l и g_0 — вес камня в рассматриваемом створе и створе вверх по течению на расстоянии l *км*;

α — эрозионный коэффициент истирания, колеблющийся от 0,017 до 0,002 *кг/км*.

Формула (7.3) показывает, что для уменьшения веса камня вдвое он должен пройти от 30 до 250 *км*. Применение формулы (7.3) к наносам реки Чирчик дало хорошее совпадение с натурой.

Крупность очень мелких (меньше 1 *мм*) наносов часто, наряду с диаметром, выражают скоростью падения в стоячей воде, называемой *гидравлической крупностью*.

Теоретическая величина гидравлической крупности (при условии ламинарного режима обтекания и шарообразной формы частицы) связана с диаметром частицы выражением:

$$w = \frac{g \cdot d^2}{18\nu}\left(\frac{\gamma_н}{\gamma} - 1\right), \tag{7.4}$$

где w — гидравлическая крупность, *мм/сек*;

d — диаметр шара, *мм*;

ν — кинематический коэффициент вязкости;

$\gamma_н$ и γ — удельные веса наносов и воды;

g — ускорение силы тяжести.

Гидравлическая крупность зависит от температуры воды, которая определяет ее кинематический коэффициент вязкости и удельный вес. Значения гидравлической крупности (по В. В. Архангельскому) приведены в табл. 45.

Таблица 45

Диаметр частиц, *мм*		1,0	0,5	0,25	0,10	0,05	0,02	0,01
Гидравлическая крупность, *мм/сек*	при $t = 10°$	106,3	52,6	21,4	4,8	1,24	0,20	0,049
	при $t = 20°$	116,6	58,2	25,9	6,0	1,60	0,26	0,064

Гидравлическую крупность рассматриваемого фракционного состава определяют специальным прибором—*фракциометром*. Фракциометр разделяет разнофракционный состав на фракции, разграничиваемые пределами w. Определяя процент содержания фракций по весу (как выраженное в процентах отношение веса фракции к общему весу исследуемой пробы), можно составить таблицу фракционного состава и вычертить соответствующую интегральную кривую. При этом гидравлические крупности, разграничивающие фракции, можно при помощи выражения (7.4) перевести в диаметры частиц. Аналогично

границы фракций в *мм* (при просеивании наносов через сито) могут быть выражены в виде гидравлических крупностей.

При выражении границ фракций наносов через гидравлические крупности характеристикой всего состава наносов является средняя гидравлическая крупность. Ее определяют по формуле:

$$w_{ср} = \frac{\sum_1^n w_i p_i}{100}, \tag{7.5}$$

где p_i и w_i — проценты содержания и средние гидравлические крупности составляющих фракций.

Входящие в (7.5) средние гидравлические крупности фракций определяют по формулам:

А. Н. Гостунского

$$w_i = \frac{w_в + 3w_н}{4}, \tag{7.6}$$

Е. А. Замарина

$$w_i = \frac{w_в + w_н + \sqrt{w_в \cdot w_н}}{3}.$$

В этих формулах $w_в$ и $w_н$ — верхнее (наибольшее) и нижнее (наименьшее) граничные значения гидравлической крупности рассматриваемой фракции. Средний и максимальный диаметр, а также средняя гидравлическая крупность играют большую роль в расчетах наносов. При этом в расчетные формулы часто вводят значения средней гидравлической крупности, выраженные в *м/сек*.

§ 30.

ОСНОВНЫЕ ВИДЫ НАНОСОВ И ХАРАКТЕРИСТИКА ИХ ДВИЖЕНИЯ

Как уже указывалось, различают следующие виды наносов: а) взвешенные и б) донные (влекомые).

По крупности *взвешенные наносы* наиболее мелкие. В их состав входят илистые частицы, мелкий и средний песок, на горных реках также крупный песок. Взвешенные наносы распределены по всей толще потока, т. е. содержатся как в придонных, так и в поверхностных слоях воды. Содержание взвешенных наносов в единице объема воды называется *мутностью*. Мутность обозначается через ρ и выражает вес наносов в *кг*, содержащихся в одном кубическом метре воды (иногда в граммах на 1 $м^3$ или литр). По сечению мутность распределена неравномерно: у берегов и дна она выше, на стрежне и у поверхности меньше. Изменение мутности по глубине потока изображается *эпюрой мутности*. У дна мутность на 10—20% выше средней по глубине, у поверхности на 10—15% меньше. Уменьшение мутности от дна к поверхности воды происходит за счет уменьшения содержания крупных фракций и связанной с ним средней гидравлической крупности.

Частицы взвешенных наносов поддерживаются во взвешенном состоянии восходящими токами турбулентного потока, имеющими пульсационный вихревой характер. Эти токи наиболее интенсивны вблизи дна, где они могут взвешивать значительное количество достаточно крупных частиц с большой скоростью падения (гидравлической крупностью). По мере приближения к поверхности потока восходящие вихревые токи ослабевают и могут поддерживать во взвешенном состоя-

нии только наиболее мелкие частицы с малой гидравлической крупностью.

Движение частиц взвешенных наносов в потоке имеет сложный характер, вызываемый воздействием переменных по величине и направлению пульсационных скоростей, на которое накладывается падение их под действием силы тяжести. При этом частица может опуститься на дно и смешаться с донными отложениями, но при возникновении в придонном слое достаточно мощного вихря захватывается им и снова поднимается в толщу потока.

В настоящее время существуют две теории движения взвешенных наносов: *гравитационная*, предложенная М. А. Великановым, и *диффузионная*, разработанная Н. И. Маккавеевым.

Первая основана на учете работы потока на взвешивание и транспорт тяжелых частиц (твердой фазы) в поле действия сил тяжести. Для решения задачи распределения наносов по глубине и определения количества перемещаемых наносов эта теория использует уравнение баланса энергии наносонесущего потока с установившейся концентрацией наносов, составляющими которого являются потенциальная энергия, освобождающаяся при перемещении потока с высоких отметок на низкие, и работа сил сопротивления жидкой фазы, а также затрачиваемая на перенос твердых частиц.

Вторая (диффузионная) теория рассматривает распространение в потоке частиц наносов как диффузионный процесс, учитывая также действие на частицы силы тяжести. Она изучает условия рассеяния взвешенных частиц в воде и их перенос из зон большей концентрации в зоны меньшей концентрации, используя уравнение турбулентной диффузии. При этом движение частиц разлагается на составляющие, к которым относятся: а) поступательное движение потока; б) переносное движение объема воды, участвующего в вихревом турбулентном движении, и в) относительное движение частиц под влиянием силы тяжести внутри указанных объемов.

Исходя из гравитационной и диффузионной теорий, получены приближенные формулы, позволяющие решать многие важные практические задачи расчета наносов. При известном распределении мутности по площади живого сечения наносов секундный расход взвешенных наносов определяют по формуле:

$$G_{взв} = \int_{\Omega} \rho \cdot v \cdot d\Omega \; кг/сек, \qquad (7.7)$$

где ρ и v — мутность и скорость течения воды в центре тяжести элемента площади сечения $d\Omega$.

Вводя среднюю по сечению мутность ρ_c $кг/м^3$, имеем:

$$G_{взв} = \rho_c \cdot Q \; кг/сек, \qquad (7.8)$$

где Q — расход воды, $м^3/сек$.

Во внутригодовом и многолетнем разрезе средняя мутность по сечению подвержена большим изменениям.

В начале половодья жидкий сток формируется на наиболее низкой части водосбора, где поверхность склонов покрыта мелкозернистыми легкоразмываемыми грунтами. При этом интенсивная склоновая эрозия насыщает речной поток большим количеством мелких частиц, что резко увеличивает мутность и уменьшает гидравлическую крупность наносов. С продолжением половодья область его формирования перемещается на более высокую часть водосбора, где поверхность склонов сложена менее размываемыми грунтами. Это ослабляет интенсивность склоновой эрозии и уменьшает мутность потока за счет

содержания мелких фракций, увеличивая среднюю гидравлическую крупность. С прекращением водообразования на склонах поток насыщается взвешенными наносами только за счет продуктов русловой эрозии и истирания крупных частиц при их перемещении. Это приводит к резкому понижению мутности и увеличению гидравлической крупности наносов.

Таким образом, наибольшую мутность поток имеет в половодье, причем годовые колебания в ее величине доходят до трех-четырех раз и более. Пик мутности (наибольшая мутность) проходит раньше пика половодья (максимального расхода). На Амударье наибольшую мутность имеет весеннее половодье, причем пик весенней мутности опережает пик половодья на 10 — 15 дней.

Средняя гидравлическая крупность, наоборот, имеет наибольшую величину в период наименьшей мутности (в межень) и наименьшую в начале половодья (во время пика мутности).

Объем годового стока наносов определяют по формуле:

$$R = \int_0^t \rho_c \cdot Q \cdot dt = \rho_{cr} \cdot W_{год} \ тыс.\ т, \qquad (7.9)$$

где ρ_{cr} — средняя годовая мутность, $кг/м^3$;

$W_{год}$ — объем годового стока воды, млн. $м^3$.

Среднегодовая мутность колеблется в многолетнем разрезе в связи с различными условиями формирования стока в различные годы (прежде всего с изменением интенсивности и продолжительности водообразования, а следовательно, и склоновой эрозии на различных высотах). Как правило, на реках ледниково-снегового и снегово-ледникового питания средняя мутность в годы с ранней концентрацией больше, а в годы с поздней концентрацией стока — меньше средней многолетней.

Средняя многолетняя мутность взвешенных наносов называется *нормой мутности*. В Средней Азии ее значения составляют для Вахша — 4,24, Пянджа — 1,5, Амударьи — 3,64, Сырдарьи — 2 — 1,5, Зарафшана — 1 — 1,5, Мургаба — 4 — 5, Теджена — 13, Атрека — 18 $кг/м^3$.

Изменение нормы мутности рек СССР характеризуется картой (рис. 165), составленной Г. И. Шамовым.

Донными, или *влекомыми*, *наносами* называют крупные фракции наносов, перемещающиеся в придонном слое потока. В их состав входят крупный песок, гравий, галька, булыжник. Движение донных наносов в зависимости от скоростей течения, глубины воды и диаметра частиц может носить характер скольжения, перекатывания (качения) или перебрасывания на короткие расстояния (скачкообразное движение, или сальтация). При перебрасывании частица поднимается в толщу потока по криволинейной траектории до некоторой высоты, называемой *потолком взвешивания*, после чего снова опускается на дно.

Величина потолка взвешивания для частиц различного диаметра при заданных скоростях течения и глубине потока может служить границей между взвешенными и донными наносами. К первым относят фракции с высотой потолка взвешивания, большей фактической глубины потока, ко вторым — меньшей. Однако такое определение границы между взвешенными и донными наносами сложно. Обычно ее принимают условно, причем при различных расходах воды и на различных участках фракции взвешенных наносов могут проходить в составе донных и наоборот, что особенно выражено на Амударье.

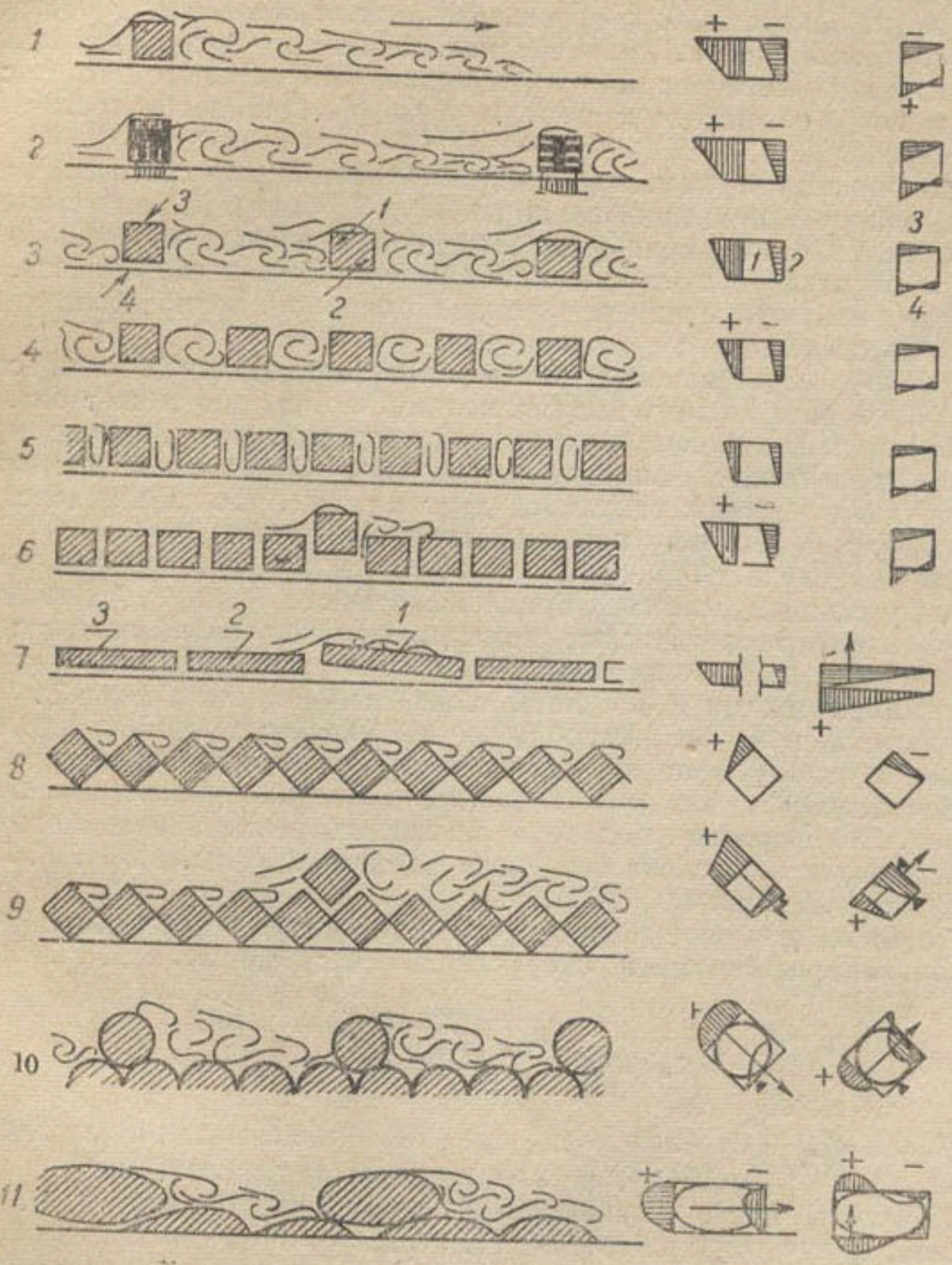
Движение донных наносов начинается при нарушении устойчивости частиц на дне, определяемой взаимодействием трех сил: лобовой



Рис. 165. Карта средней мутности рек СССР.

силы гидродинамического давления воды, подъемной силы и веса частицы в воде.

Подъемная сила вызывается разряжением, возникающим на верхней грани частицы при обтекании ее потоком. Аналогичная сила возникает на верхней плоскости крыла самолета при набегании на него воздушного потока: самолет летит, не опираясь на воздух, а поднимаясь давлением воздуха снизу, вследствие образующегося над крылом вакуума.



● Рис. 166. Схема обтекания потоком частиц различной формы и давлений на их поверхности (по *В. Н. Гончарову*):

1—6 — частицы кубической формы; *7* — дно, прикрытое плитами; *8* и *9* — частицы в виде октаэдров, опирающихся вершиной на дно; *10* и *11* — частицы сферической формы.

Спектры лобовой и подъемной сил при частицах различной формы, по опытам В. Н. Гончарова, показаны на рис. 166.

Нарушение устойчивости может проявляться в виде скольжения (если лобовая сила больше силы трения, вызываемой весом частицы

в воде с учетом подъемной силы) или качения (если опрокидывающий момент, создаваемый лобовой силой, больше удерживающего момента от веса частицы в воде, уменьшенного подъемной силой).

При данных размерах и форме частиц наносов величина лобовой и подъемной сил зависят от скорости течения воды в зоне обтекания частицы (у дна), которая может быть выражена через среднюю скорость всего потока. Поэтому нарушение устойчивости и начало движения наносов происходят при определенных средних скоростях течения воды, *называемых скоростями начала трогания* (подвижки) или *непередвигающими*. Величина непередвигающей скорости зависит от диаметра (точнее формы и размеров) и удельного веса частиц наносов, глубины потока и степени разнофракционности состава наносов.

Устойчивость крупных частиц в разнофракционном составе меньше, чем в однородном (однофракционном). С уменьшением размеров частиц, окружающих крупную, устойчивость последней уменьшается главным образом за счет уменьшения плеча удерживающей силы. Это вызывает уменьшение непередвигающей скорости разнофракционного состава по сравнению с однородным.

При продолжительном размыве разнофракционного состава, вследствие более интенсивного вымыва мелких частиц, дно может оказаться покрытым наиболее крупными фракциями. Это явление называется *естественной самоотмосткой дна*. Образующие самоотмостку крупные частицы упираются друг в друга, что увеличивает их устойчивость и величину неразмывающей скорости.

Для определения непередвигающей скорости (скорости начала подвижки донных наносов) предложено много формул, основанных на упрощенных теоретических схемах предельного равновесия частицы (главным образом на опрокидывание). Некоторые формулы являются чисто эмпирическими и получены обработкой опытных данных.

Простейшей теоретической формулой является формула Эри, приводящая к закону Эри: *веса влекомых по дну частиц наносов относятся между собой как скорости течения потока в шестой степени*. Эта формула получена из рассмотрения предельного равновесия частицы на сдвиг без учета подъемной силы. По И. И. Леви, она справедлива при $H \leqslant 10 \cdot d$.

Одной из наиболее теоретически обоснованных формул для определения непередвигающей скорости является формула В. Н. Гончарова:

$$v_0 = 1g \frac{8{,}8H}{d_{5\%}} \sqrt{2g \frac{\gamma_н - \gamma}{3{,}5\gamma} \cdot d}, \qquad (7.10)$$

где H, d и $d_{5\%}$ — глубина воды, средний и максимальный (с содержанием 5% по весу) диаметры наносов, *мм*.

В качестве чисто эмпирической приведем формулу Я. В. Бодряшкина, полученную обработкой результатов 1400 опытов, проводившихся с песком (удельным весом 2,65) и шлаком, однородного состава крупностью от 0,1 до 3 *мм*, при трех вязкостях жидкости, относившихся между собой как 0,5:1:2:

$$v_0 = 5\left(1 - 1{,}2\frac{B}{r}\right) d^{\frac{1}{3}} H^{\frac{1}{6}}, \qquad (7.11)$$

где B, H и r — ширина по урезу, глубина и радиус кривизны русла; d — диаметр наносов.

Для разнофракционного состава наносов в формулу вводят поправку, с учетом которой для прямого русла ($r = \infty$) имеем:

$$v_в = 5\, d^{\frac{1}{3}} \left(\frac{d}{D}\right)^{\frac{1}{n}} H^{\frac{1}{6}}, \qquad (7.12)$$

где d и D — средний и максимальный диаметры состава; $n = 8$ (при $H \leqslant 2{,}5$ *м*) или 10 (при $H > 2{,}5$ *м*). Сопоставление результатов подсчетов по формуле (7.11) с натурными данными показано на рис. 167.

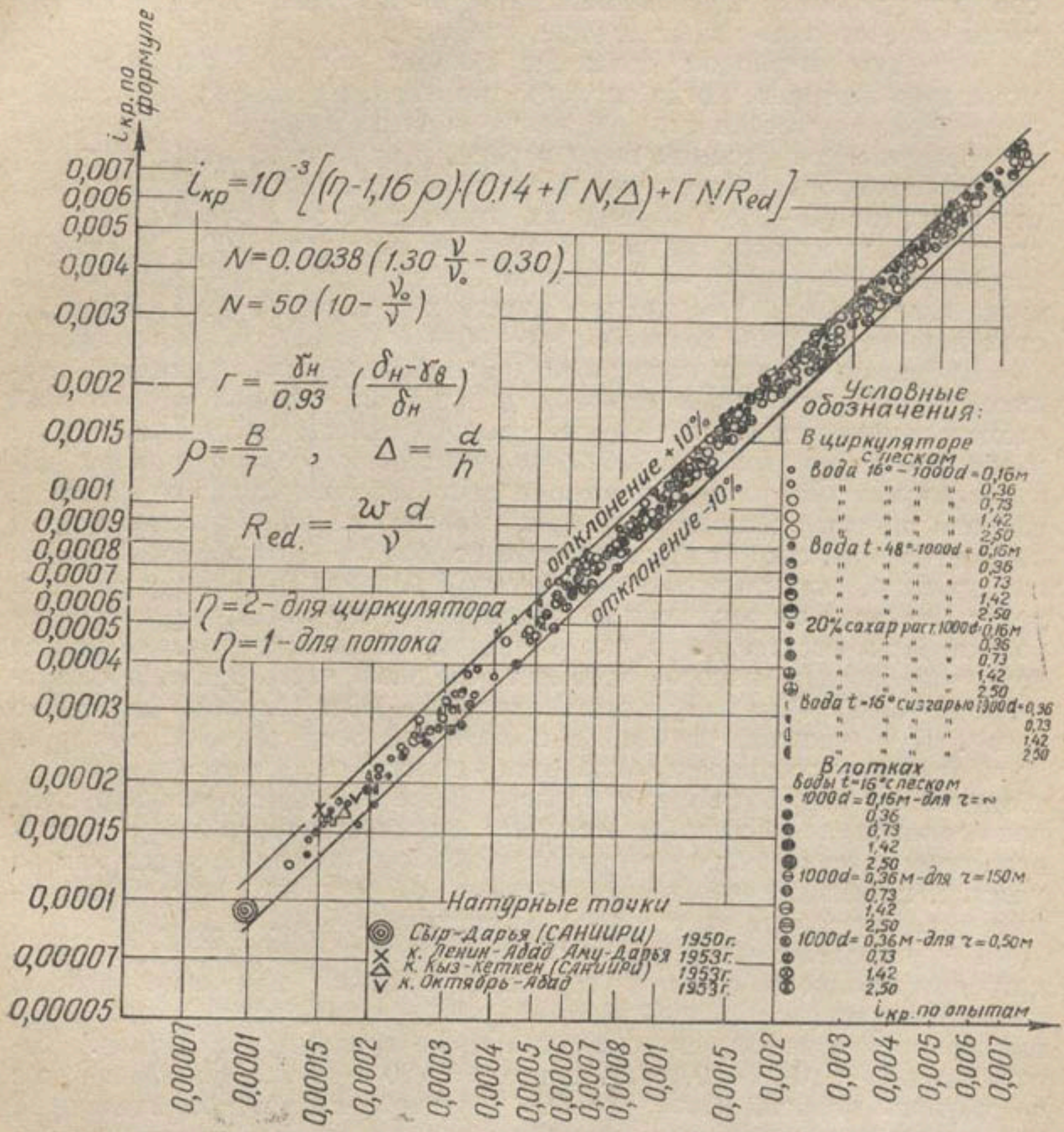


Рис. 167. Результаты опытов по определению скорости начала подвижки донных наносов в круговом циркуляторе и лотках (по *Я. В. Бодряшкину*).

В речных потоках скорости течения воды достигают значений непередвигающих при расходах, называемых *расходами начала движения донных наносов* $Q_н$. Значение $Q_н$ на реках Средней Азии колеблется от 30 (Сох) до 90 — 100 *м*³/*сек* (Зарафшан, Чирчик, Карадарья). По К. Ф. Артамонову, $Q_н = 0{,}1\ Q_{max}$, где Q_{max} — расход катастрофического паводка.

При дальнейшем увеличении расхода воды количество перемещаемых донных наносов возрастает примерно пропорционально квадрату разницы $Q - Q_н$, достигая максимума несколько ранее пика половодья (максимального расхода). На спаде половодья расходы донных наносов уменьшаются. Движение донных наносов прекращается после уменьшения расходов воды менее $Q_к = (0{,}9 - 0{,}8)\, Q_н$, называемого *расходом конца движения донных наносов.*

Таким образом, в меженный период нет движения донных наносов (хотя возможно движение продуктов местного размыва низовой части перекатов на нижележащие плесы).

Наряду с периодом движения донных наносов, определяемым моментами времени, когда расходы гидрографа равны $Q_н$ и $Q_к$, выделяют период интенсивного движения донных наносов. Этому периоду соответствуют расходы воды в реке, равные и бóльшие среднего расхода половодья. За период интенсивного движения донных наносов проходит 70—85% объема их годового стока. Объем годового стока донных наносов среднеазиатских рек составляет 100 — 200 тыс. *т* (Зарафшан, Чирчик) и, как правило, не превышает 5 — 10% объема стока взвешенных. На горных участках рек, по К. Ф. Артамонову, сток донных наносов достигает 30 — 40% и более стока взвешенных.

Движение донных наносов по ширине русла ограничивается *полосой движения донных наносов,* в пределах которой их погонный расход изменяется от нуля до некоторого максимума. Это изменение изображается *эпюрой распределения погонных расходов донных наносов по ширине,* площадь которой дает величину полного расхода. Ширина полосы движения донных наносов меньше ширины потока по урезу воды, так как в пределах откоса берега движущиеся частицы, как правило, скатываются вниз, ко дну. Ширина и положение этой полосы зависят от расхода и гидравлической структуры протекающего потока. При отсутствии в потоке циркуляционных течений полоса движения донных наносов занимает среднюю часть русла, а ее ширина, по С. Т. Алтунину, составляет 75 — 80% ширины русла по урезу. При наличии в потоке циркуляционных течений, имеющих поперечные составляющие скорости, полоса отжимается в сторону сбоя донных струй (чаще к берегу, реже в среднюю часть русла), причем ширина ее уменьшается. Это вызывает перегрузку потока и отложение части наносов в пределах полосы движения, тогда как на участке, где движение донных наносов отсутствует, возможен размыв дна. Подробнее этот вопрос рассмотрен в § 32.

При определенных диапазонах скоростей течения воды (для каждого фракционного состава) возникает грядовое движение наносов, характеризующееся особой формой рельефа дна, образуемой непрерывно перемещающимися асимметричными грядами (рифелями). Высота гряд $h_г = (0{,}08 - 0{,}15)\, H$, длина $l = (20 - 30)\, h_г$. Верховой откос гряд очень пологий ($m = 20 - 30$), низовой—крутой, определяемый углом естественного откоса. Частицы донных наносов катятся по поверхности верхового откоса и, достигнув гребня гряды, делают скачок. Падая в конце скачка на дно, частицы могут попасть на верховой откос нижележащей гряды или на низовой откос рассматриваемой. В первом случае они продолжают движение к гребню нижележащей гряды, во втором наращивают откос, способствуя продвижению гряды вниз по течению. Скорость движения гряды, по С. Т. Алтунину, в 1000 — 4000 раз меньше скорости течения воды.

Грядовое движение наиболее часто наблюдается в руслах, сформированных песчаными отложениями. При этом наряду с небольшими

грядами массового распространения (микроформами) встречаются гряды, соизмеримые с размерами русла (мезоформы), и крупные одиночные (ленточные) гряды, занимающие всю ширину русла. По С. Т. Алтунину, на Амударье высота гряд доходит до 2 — 3 *м*, а скорость их перемещения составляет 6 — 25 *м* в сутки. Более точно ее определяют по формуле В. Ф. Пушкарева:

$$v_{гр} = 0{,}019 \frac{v^3}{g \cdot H} - 0{,}029 \frac{g \cdot d}{v}. \qquad (7.13)$$

Грядовое движение возникает при скорости течения воды больше скорости сплошного влечения $v_с = 1{,}34\, v_н$, но при значительном увеличении скоростей гряды уничтожаются. При грядовом движении расход наносов определяют, умножая высоту гряды на скорость ее продвижения. Однако это неточно, так как до 30% донных наносов может проходить транзитом, перебрасываясь с гребня на верховой откос нижележащей гряды.

Особый вид донных наносов представляют собой крупные наносы горных рек: булыжник, валуны, обломки скальных пород и т. п. Они имеют неправильную, плохо окатанную форму и размеры, близкие к глубине потока. Поэтому при обтекании частиц потоком подъемная сила не возникает, и устойчивость частицы определяется взаимодействием только лобового давления и веса частицы. Причем для частиц, выступающих из воды, влияние взвешивающей (архимедовой) силы на вес частицы ослабляется.

Все это увеличивает устойчивость частиц и величину скорости начала их трогания (наличие только подъемной силы уменьшает неподвигающую скорость в 2,5 — 2,7 раза).

Крупные наносы горных рек, обладающие большой массой, при высоких скоростях течения воды имеют большую инерцию. Поэтому они двигаются в основном прямолинейно, а при извилистом русле перебрасываются от одного вогнутого берега к другому (противоположному), отражаясь от берегов по законам удара твердых тел. Циркуляционные течения в потоке почти не влияют на движение крупных наносов горных рек как вследствие большой инерции частиц, так и потому, что при больших размерах частицы ее верхняя и нижняя части могут находиться под воздействием поперечных скоростей противоположного направления, вызывающего только вращение частицы.

Чтобы уменьшить заиление оросительных систем, принимают меры борьбы с наносами, не допуская их в магистральный канал или задерживая на головном участке. На водозаборных узлах основное внимание обращается на борьбу с донными наносами, которые, попадая в канал, сосредоточиваются на коротком начальном участке. Сравнительно небольшой объем отложений может резко сократить пропускную способность головной части канала и уменьшить водоподачу. Удалять образовавшиеся отложения затруднительно, так как очистку приходится осуществлять из-под воды с небольшими погонными объемами, что невыгодно для работы экскаватора.

Между тем, используя свойство донных наносов двигаться полосой, положение которой определяется характером циркуляционных течений в потоке, можно резко сокращать завлекание их в водоприемник (головной регулятор канала). Это достигается компановкой водозаборного узла в плане и регулированием русла перед точкой водозабора, обеспечивающими создание в потоке циркуляционных течений нужного направления и интенсивности. Для усиления эф-

фекта циркуляционных течений, а также для решения конкретных задач, вызываемых местными условиями, применяются дополнительные устройства (промывные и наносоперехватывающие галереи, пороги и т. п.), рассматриваемые в курсе „Гидротехнические сооружения".

На высокогорных водозаборных узлах для борьбы с завлеканием крупных наносов применяется решетчатый водозабор: крупные частицы, на движение которых не влияют циркуляционные течения, задерживаются решеткой, установленной в отверстии водозаборного сооружения.

Взвешенные наносы осаждаются в отстойниках, устраиваемых на головном участке канала. Они могут быть с непрерывной механической очисткой (землесосами) или гидравлически промываемые (с непрерывным или периодическим промывом). Отстойники рассчитываются на осаждение наиболее крупных фракций. Осветление воды менее $\rho = 1{,}0 - 1{,}5$ *кг/м*³ нежелательно, так как чистая вода размывает каналы и способствует их зарастанию.

Мероприятия по борьбе с донными наносами на узле называют *первой ступенью борьбы с наносами*, а отстойники — *второй*. Иногда устраивают дополнительную, *третью ступень* в виде внутрисистемных отстойников на распределителях.

§ 31.

РАСЧЕТЫ СТОКА НАНОСОВ

Как и расчеты жидкого стока, расчеты стока наносов включают определение объема годового стока расчетной обеспеченности и его внутригодовое распределение. Результаты расчетов используются при расчетах русловых процессов, главным образом вызываемых строительством водозаборных плотин и водохранилищ (занесение верхнего бьефа водозаборного узла или заиление водохранилища), а также при определении количества наносов, завлекаемых в каналы при водозаборе (для оценки эффективности намеченных мер борьбы с донными наносами или определения потребного объема очистки отстойника). Ввиду большой длительности русловых процессов, выражаемой годами и десятилетиями, их расчеты производят, исходя из средних условий, которым соответствует норма годового стока наносов или сток 50% обеспеченности. При определении количества донных наносов, завлекаемых в отходящие от водозаборного узла каналы, надо знать средние месячные расходы или месячные стоки наносов в реке в маловодные годы, так как процент завлекания наносов в отводы (характеризующий эффективность мер борьбы с наносами) возрастает с увеличением процента водозабора.

Для определения количества взвешенных наносов, отлагающихся в отстойнике, необходимы данные о средних месячных мутностях воды в реке и фракционном составе наносов в многоводные годы (когда мутность наибольшая).

Методы расчетов стока наносов, как и расчетов жидкого стока, зависят от наличия данных гидрометрических наблюдений.

Если ряд непрерывных наблюдений за наносами имеет 15—20 лет, то норму стока наносов определяют как среднее арифметическое по формуле:

$$R_0 = \frac{\sum R_i}{n},$$

где R_i — объемы годовых стоков;
n — число лет наблюдений.

Сток расчетной обеспеченности вычисляют по формуле:

$$R_p = R_0 (1 + C_{vн} \Phi_{pн}). \tag{7.14}$$

При этом коэффициент вариации $C_{vн}$ находят по общей формуле:

$$C_{vн} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (K_i - 1)^2}{n-1}},$$

где $K_i = \frac{R_i}{R_0}$ — модульные коэффициенты стока наносов для каждого года наблюдений.

Коэффициент же асимметрии предварительно принимают $C_{sн} = 2C_{vн}$, уточняя принятое значение сопоставлением теоретической кривой обеспеченности, построенной по ординатам $R_p = f(p)$, вычисленным для различных p по теоретической формуле, с натурными точками: наблюденными значениями R_i и их обеспеченностями p, определенными по эмпирическим формулам при расположении в ряд по убывающей величине R_i.

Внутригодовое распределение стока наносов, значение средних месячных мутностей и фракционный состав наносов для среднего многолетнего стока и стока 50% обеспеченности принимают как средние арифметические значения за многолетний период наблюдений. Для стоков же других обеспеченностей указанные величины определяют методом реальных лет по модели года с годовым стоком наносов, наиболее близким к расчетному объему. Можно использовать и метод фиктивного года.

По многим гидрометрическим станциям на реках Средней Азии имеются длительные ряды непрерывных наблюдений за жидким стоком, а ряды наблюдений за наносами короткие и неполные. В этом случае норму стока наносов определяют, удлиняя ряд наблюдений при помощи графической связи $R_i = f(Q_i)$ или методом корреляции.

Иногда применяют следующий способ. Имея (или определив рассмотренными ранее методами) норму Q_0, коэффициент вариации C_v и коэффициент асимметрии C_s средних годовых расходов воды, строят теоретическую кривую обеспеченности этих расходов по ординатам, вычисленным по формуле:

$$Q_p = Q_0 (1 + C_v \Phi_p).$$

При помощи этой кривой графически, откладывая по оси ординат значения наблюденных средних годовых расходов воды для всех лет, когда проводились полные (в течение всего года) наблюдения за стоком наносов, по которым определены объемы годового стока R_i, находят соответствующие им проценты обеспеченности p. После этого определяют модульные коэффициенты стока наносов $K_{pн}$, соответствующие полученным значениям p по формуле:

$$K_{pн} = 1 + C_{vн} \Phi_{pн}. \tag{7.15}$$

При этом коэффициент вариации годовых стоков наносов принимают по Г. В. Лопатину:

$$C_{vн} = KC_v, \tag{7.16}$$

где C_v — коэффициент вариации средних годовых расходов воды;
K — эмпирический коэффициент (для равнинных рек — 1,61; горных — 3,45; промежуточных — 2,22).

В. П. Светицкий для рек Средней Азии рекомендует принимать $K = 2{,}5$ при средней высоте водосбора $H_{ср} < 2000$ *м*, $2{,}5 - 3{,}5$ при $H_{ср} = 2000 - 3000$ *м* и $3{,}5 - 6$ при $H_{ср} > 3000$ *м*. По В. Л. Шульцу, $K > 2{,}8$ при $C_v < 0{,}20$ и $K < 2{,}8$ при $C_v > 0{,}20$.

Коэффициент асимметрии годовых стоков наносов принимают $C_{sн} = 2C_{vн}$.

Значения модульных коэффициентов $K_{pн}$ можно определить также графически, предварительно построив кривую по формуле (7.15), что дает удобство в расчетах.

Норму стока вычисляют по формуле:

$$R_0 = \frac{1}{m} \sum_1^m \frac{R_i}{K_{pн}}, \qquad (7.17)$$

где m — число лет наблюдений за наносами;
R_i и $K_{pн}$ — объемы годовых стоков наносов и соответствующие им модульные коэффициенты.

Если данных наблюдений за наносами нет, но имеются данные о фракционном составе наносов и гидравлических элементах потока (глубинах, скоростях течения, уклоне, ширине по урезу воды), расчет наносов производят по теоретическим формулам.

Расчет взвешенных наносов начинают с определения мутности, для вычисления которой предложено много формул как теоретических (с эмпирическими коэффициентами), основанных на разных схемах механизма взвешивания, так и чисто эмпирических, имеющих местный характер. В Средней Азии наиболее распространены следующие формулы, основанные на законах распределения мутности внутри объемов, взвешивающих циркуляций:

а) А. Н. Гостунского

$$\rho = \Gamma \frac{H^{\frac{1}{2}} \cdot I^{\frac{3}{2}}}{w_{ср}} \; кг/м^3, \qquad (7.18)$$

б) И. И. Горошкова

$$\rho = \frac{4100\,A}{(\gamma_н - 1)\, w_{ср}} \left(\frac{R}{H}\right)^y \left(1 - \frac{v_0}{v}\right) R^{\frac{1}{2}} I^{\frac{3}{2}} \; кг/м^3, \qquad (7.19)$$

в) Е. А. Замарина

$$\rho = 0{,}022 \frac{v}{w_{ср}} \sqrt{\frac{R \cdot I \cdot v}{w_0}} \; кг/м^3, \qquad (7.20)$$

г) С. Х. Абальянца

$$\rho = KD \frac{v^3}{w_{ср} R} \approx 17{,}8 \frac{v^3}{w_{ср} R} \; кг/м^3. \qquad (7.21)$$

В этих формулах:
H — средняя глубина потока, *м*;
v — средняя скорость течения, *м/сек*;
R — гидравлический радиус поперечного сечения, *м* (для речных русел $R = H$);
I — продольный уклон водной поверхности;
$w_{ср}$ — средняя гидравлическая крупность фракционного состава взвешенных наносов, *м/сек*;

$\Gamma = 3300\ \psi$ (для Амударьи $\psi = 1$; для Сырдарьи $\psi = {}^{2}/_{3}$, для других рек еще меньше; исследования Ф. Ш. Мухамеджанова показали, что если при вычислении $w_{ср}$ исходить из состава всех наносов, включая и донные, то можно принимать $\psi = 1$, так как формула А. Н. Гостунского получена из рассмотрения работы потока);

$A = 0{,}63\, Q^{\frac{1}{3}}$ (при $Q < 4$ *м³/сек* принимается $A = 1$);

$v_0 = 1{,}2\ w_{ср}^{2/7} \cdot H^{0,2}$ — наименьшая скорость потока, способная транспортировать наносы;

$w_0 = w_{ср}$ (но при $w_{ср} < 0{,}002$ *м/сек* $w_0 = 0{,}002$);

$K = \left(1 - \frac{w_{ср}}{0{,}08}\right)^4$;

$D \approx 0{,}02$.

Рассмотренные формулы дают величину средней мутности всего сечения потока, причем результаты расчетов по разным формулам могут сильно отличаться, поэтому из них надо выбирать наиболее соответствующие данной реке.

Определив среднюю мутность, находят секундный расход наносов

$$G_{взв} = \rho \cdot Q\ кг/сек,$$

где $Q = B \cdot H \cdot v_{ср}$ — расход воды в реке.

Произведя такие расчеты для ряда характерных расходов половодья и межени, годовой сток наносов определяют по формуле

$$R_{взв} = \sum_{1}^{n} \frac{1}{2} (G_{взв(l)} + G_{взв(l+1)})\, \Delta t, \qquad (7.22)$$

где $G_{взв(l)}$ и $G_{взв(l+1)}$ — расходы наносов, вычисленные для двух смежных характерных расходов воды;

Δt — интервал времени прохождения смежных характерных расходов.

Для большей точности используют кривую связи $\rho = f(Q)$, которую строят для периодов нарастания и спада половодья раздельно (определяя мутности для каждого периода, исходя из осредненного для него фракционного состава). При помощи такой кривой определяют средние декадные или месячные мутности, умножая которые на соответствующие средние расходы воды, находят средние расходы наносов. При грубо ориентировочных расчетах определяют среднюю мутность $\rho_{ср}$, соответствующую гидравлическим элементам потока при среднем расходе половодья $Q_{сп}$.

Тогда объем годового стока взвешенных наносов будет

$$R_{взв} = 0{,}0864\, \frac{\rho_{ср} \cdot Q_{сп} \cdot t_п}{K_н}\ тыс.\ т, \qquad (7.23)$$

где $t_п$ — продолжительность половодья в сутках;

$K_н$ — коэффициент, выражающий отношение объема стока наносов за период половодья к объему годового стока наносов (0,65—0,75).

Для расчета донных наносов также предложено много формул теоретического и эмпирического характера.

Основой теоретических формул является выражение:

$$g_t = \gamma_н \cdot v_н \cdot a \cdot K_c,$$

где g_t — погонный расход наносов, *кг/м*;

$v_н$ — средняя скорость движения наносов, *м/сек*;

a — толщина слоя воды, в котором перемещаются наносы, *м*;
K_c — коэффициент сплошности движения наносов, т. е. отношение части площади поперечного сечения слоя, занимаемой частицами наносов, к полной площади этого сечения;
$\gamma_н$ — удельный вес наносов, *кг/м*³.

Теоретические формулы выводятся, исходя из различных выражений для определения $v_н$, a и K_c. Так, например, скорость движения наносов $v_н$ принимается

$$v_н = f(v - v_0),$$

где v — средняя скорость течения воды;
v_0 — непередвигающая скорость.

Толщина слоя воды, в котором перемещаются наносы, принимается равной диаметру наносов или высоте потолка взвешивания. Коэффициент сплошности определяют обработкой опытных данных $\left[\text{обычно } K_c = \Phi\left(\frac{v}{v_0}\right)^3\right]$.

В Средней Азии наиболее распространены следующие теоретические формулы:

а) В. Н. Гончарова

$$g_t = 2{,}08\ v_0 d \left(\frac{d}{H}\right)^{0,1} \left(1 - \frac{v}{v_0}\right)\left(\frac{v}{v_0}\right)^3 \qquad (7.24)$$

или

$$g_t = 1{,}96\,(1+\varphi)\,v_0 d \left(1 - \frac{v}{v_0}\right)\left(1 - \frac{v^3}{v_0^3}\right) \approx$$

$$\approx 1{,}96\,(1+\varphi)\,v_0 d \left(\frac{v}{v_0}\right)^{4,33}; \qquad (7.25)$$

б) И. И. Леви

$$g_t = 0{,}002\left(\frac{v}{\sqrt{gd}}\right)^3 d\,(v - v_0)\left(\frac{d}{H}\right)^{0,25}, \qquad (7.26)$$

где d — средний диаметр наносов, *м*;
H — глубина воды;
v и v_0 — средняя и неразмывающая скорости течения воды при глубине H;
φ — параметр турбулентности (при $d > 1{,}5$ *мм*; $\varphi = 1$);
g — ускорение силы тяжести.

По И. А. Бузунову, наилучшие результаты для рек Средней Азии дают подсчеты по формуле (7.24) при замене члена $\left(\frac{d}{H}\right)^{0,1}$ членом $\left(\frac{d}{H}\right)^{\frac{1}{2}\alpha}$, где $\alpha = \frac{1}{2+H}$.

Пользуясь приведенными формулами и имея поперечное сечение русла с глубинами и скоростями течения воды для ряда вертикалей, можно вычислить погонные расходы наносов для каждой вертикали и построить эпюру распределения погонных расходов по ширине русла, площадь которой даст величину расхода донных наносов.

При практических расчетах обычно, для упрощения вычислений, определяют средний погонный расход донных наносов, исходя из средней глубины H_0 и средней скорости течения потока $v_{ср}$, а полный расход наносов находят по формуле:

$$G_{доп} = K_л \cdot B g_{ср}, \qquad (7.27)$$

где B — ширина реки по урезу воды;
$K_л$ — коэффициент ширины полосы движения донных наносов (по С. Т. Алтунину, 0,75—0,80).

Для определения стока донных наносов вычисляют значения $G_{дон}$ при различных расходах на подъеме и спаде половодья. Строя по этим значениям кривую связи $G_{дон} = f(Q_{max})$, находят по ней значения средних декадных или средних месячных расходов наносов, исходя из соответствующих средних расходов воды периода половодья.

При грубо ориентировочных расчетах средний погонный расход $g_{ср}$ и полный расход донных наносов $G_{дон}$ определяют, исходя из гидравлических элементов потока, соответствующих среднему расходу воды для периода интенсивного движения донных наносов, равного промежутку времени, когда расходы воды в реке равны или больше среднего расхода половодья $Q_{сп}$. Средний расход этого периода $Q_{ид} > Q_{сп}$ определяется соответствующими подсчетами.

Объем годового стока донных наносов в рассматриваемом случае вычисляют по формуле:

$$R_{дон} = 0{,}0864 \frac{G_{ид} \cdot t_{ид}}{K}, \qquad (7.28)$$

где $G_{ид}$ — расчетный средний расход донных наносов для периода интенсивного движения;

$t_{ид}$ — продолжительность периода в сутках;

K — поправочный коэффициент, принимаемый 0,70—0,85.

Из эмпирических формул для рек Средней Азии хорошие результаты дает формула Я. А. Никитина:

$$G = K(Q - Q_н)^2 I^{2{,}20} \ кг/сек, \qquad (7.29)$$

где K — эмпирический коэффициент (по данным для р. Сох $K = 530$; по М. С. Рамазан, $K = 1000 \frac{Q_н}{Q}$);

Q — расход воды в реке, $м^3/сек$;

$Q_н$ — расход начала движения донных наносов ($Q_н = 0{,}1\, Q_{max}$).

Формула Я. А. Никитина используется для сопоставления с теоретическими формулами, а также для построения кривой $G_{дон} = f(Q)$, при определении объема годового стока.

Расчеты стока наносов по теоретическим и эмпирическим формулам могут производиться, исходя из расходов воды и соответствующих им гидравлических элементов потока как среднего года, так и года (гидрографа) любой расчетной обеспеченности. При этом следует иметь в виду, что значения расходов наносов, определяемые по теоретическим формулам, являются предельными, соответствующими транспортирующей способности потока. Фактическое содержание наносов в потоке часто отличается от предельного (особенно на коротких участках), почему результаты расчетов могут сильно отличаться от натурных данных. Расхождение результатов расчета с натурными данными в ряде случаев объясняется также расхождением процессов взвешивания или влечения в натуре от принятых теоретической схемой и грубостью введенных допущений (например схематизацией частиц в виде шара, без введения поправок на их форму).

При отсутствии данных наблюдений за наносами и фракционным составом норму мутности для средних и больших рек определяют по формуле Полякова:

$$\rho_0 = \alpha\, abcdef \cdot 10^4 \sqrt{I} \ кг/м^3, \qquad (7.30)$$

где α — эрозионный коэффициент, значения которого находят по специальной карте;

a — коэффициент, учитывающий влияние растительности (0,5—2,5);

$в$ — коэффициент распаханности склонов (отношение распаханности бассейна к распаханности района);

c — отношение процента пропашных культур в бассейне к проценту пропашных культур района;

d — коэффициент формы склонов (при вогнутой — 0,5, плоской — 1, выпуклой — 1,5);

e — коэффициент густоты речной сети (отношение коэффициентов густоты сети бассейна и района);

f — коэффициент, учитывающий механический состав пород (для скальных грунтов — 0,5, песчано-глинистых — 1, лёссовых — 2);

I — средний годовой уклон реки в створе.

Применяется также формула Мялковского и Дрозда

$$\rho = abc\,I \cdot 10^5 \ г/м^3, \tag{7.31}$$

где a — коэффициент плоскостного смыва (в зависимости от характера склонов и размываемости грунтов принимается от 0,5 до 15);

$в$ — коэффициент глубинной эрозии (1 — 6);

c — коэффициент зарегулированности стока (принимается от 1 до 0,3 в зависимости от коэффициента емкости водохранилища, меняющегося от 0 до 0,5).

Норму стока наносов определяют по формуле:

$$R_{взв} = \rho W_0 \text{ тыс. } т,$$

где W_0 — объем годового стока воды, млн. $м^3$.

Объем стока наносов расчетной обеспеченности находят по формуле Фостера, принимая коэффициент вариации годовых стоков наносов $C_{vн}$ согласно Г. В. Лопатину (формула 7.16), а коэффициент асимметрии $C_{sн} = 2C_{vн}$.

Годовой сток донных наносов принимают как 5—10% от стока взвешенных.

§ 32.

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Русловые процессы разделяются на естественный русловой процесс и процессы, вызываемые строительством водозаборных сооружений, плотин и водохранилищ. Процессы, происходящие в бьефах водозаборных узлов, называются *процессами переформирования*.

Под естественным русловым процессом подразумевают непрерывные изменения морфологического строения речного русла и поймы под действием текущей воды и наносов.

Основы теории руслового процесса заложили русские ученые В. М. Лохтин и Н. С. Лелявский и французский ученый Л. Фарг, рассматривавшие ее с морфологической точки зрения.

В настоящее время существует два основных направления этой теории: *гидродинамическое* и *гидролого-морфологическое*.

Первое направление относит теорию руслового процесса к области речной гидравлики и рассматривает взаимодействие потока и русла с позиций гидродинамики наносонесущего потока при наличии размываемого дна. Основными вопросами, разрабатываемыми этим направлением, являются: оценка суммарной мутности потока (часто без выделения донных наносов) и размеров глубинной эрозии или аккумуляции наносов, исходя из уравнения баланса наносов и соотноше-

ния между их фактическим расходом и транспортирующей способностью потока.

Второе направление, развившееся в последние годы, ставит основной задачей теории руслового процесса изучение динамики русловых форм. При этом развитие малых и средних русловых форм (песчаных гряд) связывается с расходом донных наносов, кинематической структурой потока и его макротурбулентностью. Макроформы (речная излучина, многорукавность и т. п.), определяющие тип руслового процесса в целом, рассматриваются в зависимости от всей совокупности характеристик режима жидкого и твердого стока.

Это направление считает, что главная работа речного потока на всем его протяжении сводится к транспорту наносов, внешним проявлением которого являются все русловые и пойменные деформации. Эрозионные и аккумулятивные процессы рассматриваются как главный фактор руслового процесса лишь на периферийных и низовых звеньях речной сети, а местные размывы и отложения — как единый обратимый процесс развития цельного морфологического образования. При этом донным наносам отводится ведущая роль в формировании речного русла, а взвешенным — пойменных отложений (с учетом возможности обратного поступления отложившихся наносов в поток при деформациях русла и поймы).

Ниже излагается в основном гидродинамическое направление теории руслового процесса.

Изменения размеров и положения в пространстве речного русла и отдельных русловых образований (т. е. скоплений наносов или зон размыва дна, создающих рельеф дна и плановое очертание русла, как, например, гряды, отмели, острова, перекаты, плесы и т. п.) называются *русловыми деформациями*. Они обусловливаются работой потока и связаны с переотложением наносов.

По протяженности участка их проявления деформации разделяют на общие (распространяются на большую длину) и местные (сосредоточиваются на коротком участке, иногда даже не охватив всей ширины русла).

По направлению различают глубинную и плановую деформации.

Глубинная деформация имеет две формы. При первой форме происходит понижение дна и горизонтов воды, увеличение глубин и уменьшение продольного уклона. Вызывается она размывом дна, называемым *глубинной эрозией*.

При второй форме происходит повышение дна и горизонтов воды, уменьшение глубин и увеличение продольного уклона, вызываемые отложением (аккумуляцией) наносов.

Плановая деформация русла проявляется в его боковых перемещениях, образовании отмелей и островов, возникновении и отмирании рукавов. Боковые перемещения русла и рукавов вызываются размывами берегов, называемыми *боковой эрозией*.

Образование отмелей и островов, возникновение, разработка и отмирание рукавов являются формами блуждания потока в плане, вызываемыми рядом причин.

Рассматривая глубинную эрозию и аккумуляцию наносов как результат несоответствия между фактической насыщенностью потока наносами (выражаемой расходом $G_ф$) и его транспортирующей способностью (при том же фракционном составе, выражаемой расходом $G_{тр}$), имеем, что первая наблюдается, если $G_ф < G_{тр}$, а вторая, если $G_ф > G_{тр}$.

В горных районах большие уклоны вызывают большие скорости течения, обеспечивающие высокую транспортирующую способность.

Поэтому там, как правило, преобладает глубинная эрозия ($G_ф < G_{тр}$). По выходе реки из гор уклоны и скорости течения уменьшаются и начинается аккумуляция наносов ($G_ф > G_{тр}$), в результате чего образуется конус выноса. Наибольшая аккумуляция наносов происходит в нижнем течении рек. Например, по С. Т. Алтунину, русло Амударьи в низовьях повышается за год в среднем на 13 *мм* (хотя эта цифра завышена). Граница между участками глубинной эрозии и аккумуляции может проходить по участку значительной протяженности, на котором происходит транзит наносов ($G_ф = G_{тр}$). Продольный уклон на участке глубинной эрозии постепенно уменьшается, а на участке аккумуляции — увеличивается. Последнее вызывает постепенное продвижение границы между участками вверх по течению и способствует уменьшению уклона на участке глубинной эрозии. При значительном уменьшении уклона на участке глубинной эрозии количество наносов, поступающих на участок аккумуляции сокращается, что приводит к размыву дна в верхней части последнего, т. е. перемещению границы между участками вниз по течению. Этот процесс продолжается до тех пор, пока на всей длине реки не установится критический уклон, соответствующий предельной неразмывающей скорости для грунтов, слагающих ее ложе. Линия уровня воды в реке, проведенная с этим уклоном, проходит через самую низкую точку в конце реки, называемую *базисом эрозии*. Базисом эрозии для рек, впадающих в Мировой океан, является уровень воды в океане. Для рек бессточных областей базисом эрозии является уровень воды в замкнутых водоемах (для Амударьи и Сырдарьи уровень Аральского моря). В этом случае базис эрозии может изменяться по времени, повышаясь за счет отложения в водоеме наносов, приносимых рекой. Базис эрозии в конце реки называют *главным*. По длине реки выделяют еще местные базисы эрозии, определяемые наименьшими отметками уровня воды на устойчивых порогах или наиболее мелководных перекатах. Для притоков базисом эрозии принимают наименьший уровень главной реки в створе впадения. Местные базисы эрозии и базисы эрозии притоков со временем понижаются.

Искусственными местными базисами эрозии являются наименьшие уровни подпертых бьефов плотин, возводимых на реках. Местная глубинная эрозия наблюдается на плесах и перекатах в течение года. Она вызывается внутригодовой изменчивостью расхода воды. Так как ширина плесов меньше, чем перекатов, при увеличении расхода воды на подъеме половодья уровень воды на плесе повышается больше, чем на перекате. Это приводит к местному увеличению уклона плеса, вызывающему размыв его дна. Часть продуктов этого размыва откладывается на нижележащем перекате, чему способствует подпор последнего повышенным уровнем воды расположенного ниже плеса. По мере размыва дна плеса уровень воды на нем понижается, вызывая уменьшение уклона и ослабление интенсивности размыва. Поэтому максимальный расход донных наносов часто наблюдается раньше максимального расхода воды.

С началом уменьшения расходов воды уровни на плесах понижаются быстрее, чем на перекатах, вызывая дальнейшее уменьшение уклона. При этом подпор перекатов со стороны нижележащих плесов прекращается и в их низовой части образуется кривая спада с повышенными скоростями течения, производящими размыв дна, продукты которого откладываются на плесах.

Размыв дна плесов более интенсивен в многоводные годы, а перекатов — в маловодные. В результате этого в многоводные годы русло

заглубляется, а в маловодные — повышается, что, как указывалось ранее, нарушает однозначность кривой связи $Q = f(H)$.

Боковая эрозия в значительной степени связана с глубиной. Вообще принципиально размыв берегового откоса может продолжаться бесконечно, так как крупные частицы продуктов размыва скатываются по его поверхности на дно, в результате чего в пределах откоса $G_ф < G_{тр}$.

Однако в процессе размыва возможно формирование такого очертания откоса, при котором скорость течения в любой точке поверхности $v = v_н$. Такой откос называют *равноустойчивым на размыв*. Очертания равноустойчивого откоса изучало много исследователей. Его уравнение для однородных несвязных и полусвязных грунтов, хорошо согласующееся с натурными данными, получено Ю. М. Кузьминовым.

Равноустойчивый откос формируется очень быстро, сохраняя устойчивость при всех уровнях воды в реке, не превышающих уровня в период формирования. Подъем уровня выше последнего, вызываемый прохождением катастрофического расхода или общим подъемом дна вследствие аккумуляции наносов, нарушает устойчивость откоса и приводит к его переформированию. В этом одна из причин интенсивного размыва берегов на конусах выноса и в нижнем течении рек.

Основной причиной размыва берегов является действие циркуляционных течений, возникающих в речном потоке и придающих течению продольно-винтовой характер с вращением вокруг продольной оси.

Циркуляционные течения вызываются поперечным уклоном, создающим поперечную составляющую скорости, почти одинаковой величины для поверхностных и донных струй. Эта поперечная составляющая, векторно складываясь со скоростью продольного течения, образует вектор полной скорости, имеющий величину больше продольной составляющей и повернутый по отношению к ней в направлении уклона на некоторый угол.

Так как в речном потоке величина продольной скорости уменьшается в направлении от поверхности ко дну, угол поворота донных струй больше угла поворота поверхностных.

Поперечный уклон в речных руслах может образоваться в результате: а) действия Кориолисова ускорения; б) изменения расходов воды в реке; в) протекания потока по криволинейному в плане руслу.

Кориолисово ускорение на реках северного полушария, текущих в меридиональном направлении, создает поперечный уклон, направленный от правого берега к левому. Это объясняется тем, что вследствие различия линейной скорости вращения Земли на разных широтах, вода в реке, текущей на север, имеет скорость вращения больше, чем берега, а в текущей на юг — меньше. На реках южного полушария, текущих в меридиональном направлении, поперечный уклон направлен от левого берега к правому.

Изменение расходов воды в реке, вследствие меньших скоростей течения (и следовательно, и меньшей интенсивности изменения погонных расходов воды) у берегов по сравнению со стрежнем, вызывает образование поперечного уклона, направленного в период нарастания расходов от стрежня к берегам, а в период спада — от берегов к стрежню.

При протекании потока по криволинейному в плане руслу поперечный уклон вызывается центробежным ускорением. Он на-

правлен от вогнутого берега к выпуклому и имеет среднюю величину (рис. 168)

$$i = \frac{v_{ср}^2}{gr}, \qquad (7.32)$$

где $v_{ср}$ — средняя скорость течения потока;

r — радиус кривизны стрежня потока в плане.

Из выражения (7.32) вытекает следующее объяснение возникновения поперечной циркуляции при протекании потока в криволинейном русле. Поскольку поперечный уклон для поверхностных и донных струй примерно одинаков, поверхностные струи с большими скоростями продольного течения должны иметь радиус кривизны больше, а донные с малыми скоростями — меньше среднего радиуса кривизны потока. Поэтому поверхностные струи ударяются в вогнутый берег, а донные — отжимаются к выпуклому.



Рис. 168. Действие центробежной силы на изгибе:

1 — план; *2* — поперечное сечение.

Возникновение поперечного уклона от стрежня к берегам и в обратном направлении вызывает образование парных винтов циркуляции, изученных А. И. Лосиевским в прямолинейных лотках (рис. 169). Если поперечный уклон направлен от стрежня к берегам, донные струи отклоняются к берегам (рис. 170), отжимая к ним полосу движения донных наносов (почему эта циркуляция называется *расходящейся по дну*). При этом в средней части русла движение донных наносов отсутствует ($G_ф < G_{тр}$), что вызывает интенсивный размыв дна, продукты которого относятся донными токами к берегам. У берегов, наоборот, поток перенасыщается донными наносами ($G_ф > G_{тр}$), которые здесь откладываются. Если поперечный уклон направлен от берегов к средней части русла, то донные струи тоже направлены к средней части, почему циркуляция называется *сходящейся по дну*. При этом полоса движения донных наносов отжимается от берегов в среднюю часть русла. Этот отжим создает условия для размыва берегов и прилегающей к ним части дна, где $G_ф < G_{тр}$. Продукты размыва донными струями переносятся в среднюю часть русла, увеличивая перегрузку потока наносами, вызванную отжимом туда всех донных наносов.

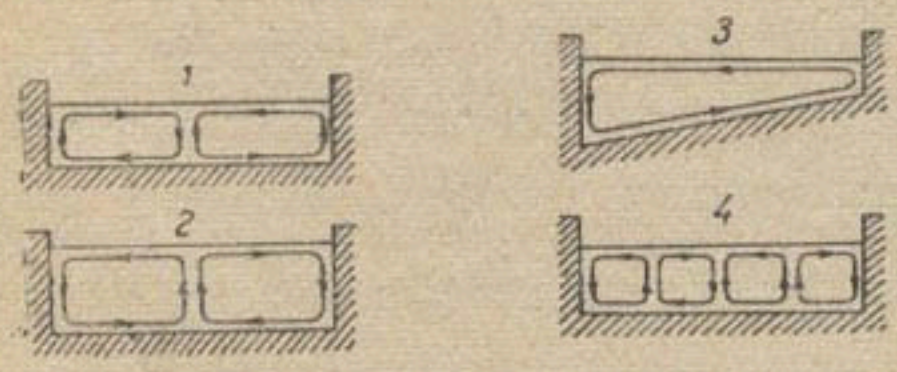


Рис. 169. Типы циркуляционных течений в прямом лотке (по *А. И. Лосиевскому*):

1 — расходящиеся; *2* — сходящиеся; *3* — односторонние; *4* — смешанные.

В результате этой перегрузки ($G_ф > G_{тр}$) в средней части происходит отложение наносов, приводящее к образованию мелей и островов.

Поперечный уклон является лишь одной из причин образования рассмотренных циркуляций. Опыты А. И. Лосиевского, в которых наблюдались эти циркуляции, проводились при постоянном расходе воды в лотке, почему поперечного уклона в них не наблюдалось.

Поперечный уклон, образующийся в разультате действия Кориолисова и центробежного ускорения, имеет однообразный характер и вызывает одновинтовую циркуляцию, при которой донные струи и полоса движения донных наносов отжимаются к тому берегу, куда направлен уклон. При этом размыв берега и дна русла сосредоточивается у противоположиого берега (где $G_ф < G_{тр}$), а у берега, к которому отжаты донные струи, откладываются наносы и продукты размыва, вызывающие подъем дна. Таким образом, Кориолисово ускорение на реках северного полушария, текущих по меридианам, вызывает размыв правого берега (закон Бэра). В результате этого основные глубины сосредоточиваются у правого берега, который приобретает обрывистый характер. Левый берег реки вследствие отложения вдоль него продуктов размыва становится отлогим, с малыми глубинами, медленно увеличивающимися к середине реки.

Интенсивность размыва, вызываемого Кориолисовым ускорением, из-за малой величины поперечного уклона незначительна. Однако она действует непрерывно в течение длительных периодов жизни реки.

Наибольшее значение имеет циркуляция, возникающая при протекании потока по изогнутому в плане руслу, которую называют *поперечной циркуляцией на изгибе потока.*

Так как поперечный уклон, вызываемый центробежным ускорением, направлен от вогнутого берега к выпуклому, полоса движения донных наносов отжимается к последнему, а размыв берега и дна сосредоточивается у вогнутого берега.

В результате размыва вогнутого берега и отложения продуктов размыва у выпуклого (куда они переносятся донными струями) поперечный профиль русла на криволинейных участках приобретает характерную форму несимметричного криволинейного треугольника (рис. 171).

Интенсивные размывы вогнутых берегов излучин поперечной циркуляцией вызывают рассмотренные ранее смещения излучин в плане.

В гидротехнике явление поперечной циркуляции используется для обеспечения безнасосного водозабора из рек. Располагая точку водозабора (головной регулятор-канала) на вогнутом берегу, где сосредоточиваются большие глубины и погонные расходы воды, а полоса движения донных наносов отжата к противоположному берегу, можно повысить обеспеченность забора воды и ослабить завлекание донных наносов в канал.



Рис. 170. Схема поперечной циркуляции (по *Н. С. Лелявскому*):

1 — поперечное сечение; *2* — план. Поверхностные струи показаны сплошными линиями, а донные — пунктиром.

Наименьшее завлекание донных наносов в канал дает расположение точки водозабора в створе, смещенном ниже вершины излучины на $^1/_4$ ширины реки.

При проектировании плотинных водозаборных узлов в их верхнем бьефе часто предусматривается криволинейное подводящее русло, позволяющее направить донные наносы в сброс плотины у выпуклого берега и осуществлять безнасосный водозабор в регулятор на вогнутом берегу.

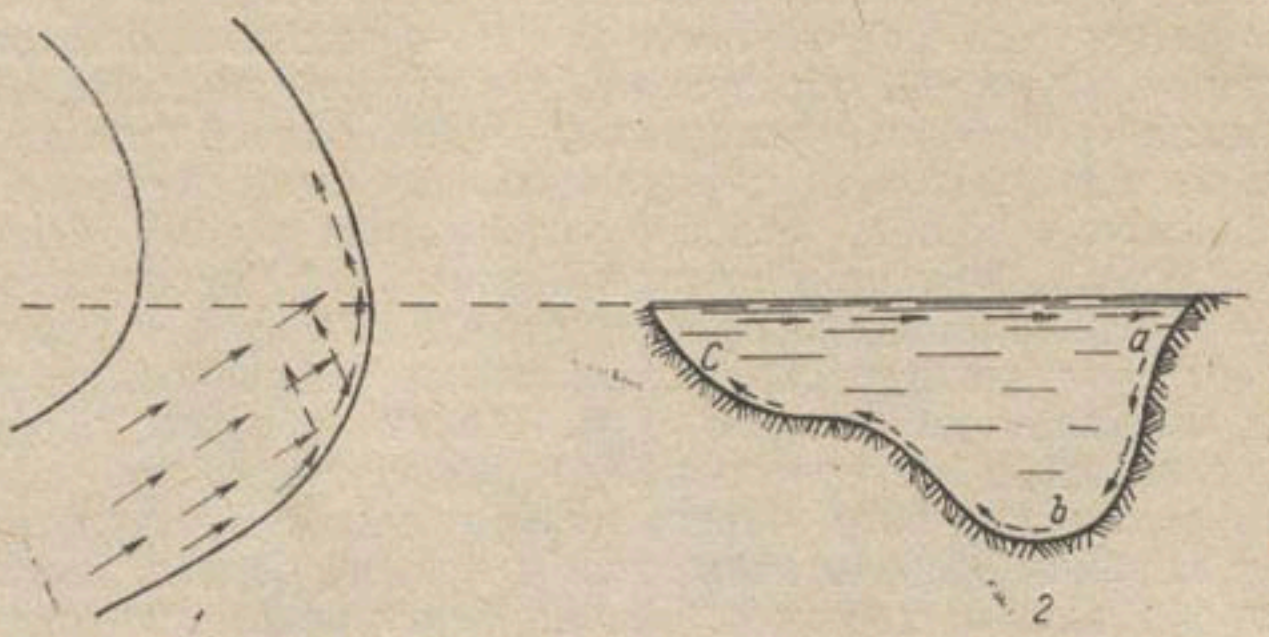


Рис. 171. Поперечная циркуляция на изгибе:
1 — направление поверхностных и донных струй в плане;
2 — то же в поперечном профиле.

В Средней Азии на ход руслового процесса сильно влияет блуждание неустойчивого многорукавного русла.

Для оценки устойчивости русла В. М. Лохтин предложил выражение:

$$f = \frac{d}{I}, \tag{7.33}$$

где f — коэффициент устойчивости;
d — средний диаметр донных наносов, *мм*;
I — уклон, выражаемый в *м* падения на 1 *км* длины.

В зависимости от значения f В. М. Лохтин разделил реки на: 1) устойчивые $f > 15$; 2) неустойчивые $15 > f > 5$; 3) блуждающие $f < 5$.

Устойчивые реки протекают в слаборазмываемых берегах и несут ничтожное количество наносов, почему их русло практически не меняется. К ним относятся Свирь, Нева, Волхов, Енисей.

Неустойчивые реки, как правило, имеют меандрическую в плане форму русла с незначительными смещениями излучин. Движение донных наносов на этих реках имеет прерывчатый характер. В половодье наносы образуются за счет размыва плесов и почти полностью откладываются на перекатах, в межень — наоборот. Смещение перекатов и плесов вниз по течению не превышает 100 *м* в год. Острова и отмели смещаются за счет размыва головной части и наращивания хвостовой. К неустойчивым рекам относятся: Волга, Дон, Висла и Днепр в нижних течениях.

Блуждающие реки имеют меандрическую в плане, а чаще многорукавную форму русла, с постоянными изменениями очертания. Движение донных наносов на них происходит на всем протяжении. Смещение перекатов и плесов вниз по течению может доходить до 1000 *м* в год. К этим рекам относятся реки Средней Азии, Кавказа и Закавказья (у Сырдарьи $f = 2 - 2{,}5$, Амударьи — 1).

С. Т. Алтунин для оценки устойчивости речного русла в поперечном профиле предложил формулу[1]:

$$B_у = A\frac{Q_р^{0,5}}{I^{0,2}}, \qquad (7.34)$$

где $B_у$ — устойчивая ширина русла по урезу воды;
A — параметр (коэффициент устойчивой ширины);
Q и I — расход и продольный уклон реки.

Значения параметра A принимаются по табл. 42 в зависимости от характеристики участка реки, определяемой гидротехнической классификацией рек.

Формула (7.34) получена обработкой многочисленных натурных данных для устойчивых створов, где река протекает в одном русле, не образуя мелей и не разделяясь на рукава. При этом значения коэффициента A, указанные в табл. 42, определены, исходя из величины руслоформирующего расхода (т. е. расхода воды, вызывающего за год или многолетие суммарный эффект русловых деформаций, аналогичный вызываемому фактическим гидрографом), в качестве которого принимались максимальные расходы воды с обеспеченностью 3—10%. Поэтому для меньших расходов табличные значения A увеличивают.

Если фактическая ширина русла больше определенной по формуле (7.34), то русло неустойчиво; в нем могут образовываться мели и острова, разделяющие реку на рукава. Формула С. Т. Алтунина широко используется в Средней Азии при расчетах отверстий мостов и плотин, а также ширины зарегулированного русла, устраиваемого в верхнем и нижнем бьефах водозаборных узлов. Исходя из этой формулы, С. Т. Алтунин и И. А. Бузунов получили ряд формул для специальных русловых расчетов, рассматриваемый в курсе „Регулирование русел". Аналогичные формулы получены и другими авторами.

В настоящее время, кроме формулы (7.34), имеется много других формул определения устойчивой ширины.

Образование многорукавного русла приводит к интенсивному блужданию реки по пойме. Периодически одни рукава отмирают и возникают другие. Отмирание их происходит в результате отложения наносов в головных или хвостовых частях. Интенсивное завлекание в рукав донных наносов приводит к неравенству $G_ф > G_{тр}$. Причиной завлекания может быть большой угол, образуемый рукавом с направлением основного русла. В этом случае вода в рукав поступает с изгибом потока, вызывающим поперечную циркуляцию, с направлением донных струй к голове рукава, в который интенсивно поступают наносы. Завлеканию донных наносов может способствовать также расположение головы рукава на выпуклом берегу русла.

В хвостовой части наносы откладываются, если рукав впадает в русло с малыми скоростями течения или место впадения располагается на выпуклом берегу этого русла.

Разработка рукавов происходит, если в их головы поступает мало наносов ($G_ф < G_{тр}$).

После отмирания существующих рукавов подпор воды в русле приводит к переливу через его береговую кромку, и образуются новые рукава. Этому способствует наличие на пойме отдельных пони-

---

[1] Зависимости типа (7.34) или связывающие глубину потока с шириной называют *морфометрическими*. Они широко применяются при разработке методов русловых расчетов и моделирования речных русел в лаборатории.

жений с выраженным уклоном, а также поперечный уклон поверхности самой поймы (у р. Чирчик местами такой уклон $i = 0{,}002 - 0{,}003$).

Новые рукава могут направляться в сторону берега поймы. Это явление называют *свалом потока к берегу*. Сваливающийся к берегу поток, ударяясь о него, образует крутой изгиб с малым радиусом кривизны. Интенсивная поперечная циркуляция быстро размывает берега с образованием криволинейной в плане ниши. Продукты размыва берега перегружают сваливающийся поток наносами, которые откладываются ниже размыва. Это приводит к подпору русла и уменьшению интенсивности размыва, ослабляющейся также по мере увеличения радиуса ниши. Направление рукава, сваливающегося к берегу, периодически меняется, причем при значительном уменьшении расхода воды в реке свал может прекратиться, а при новом увеличении—возобновиться на другом участке. В результате участки размыва постоянно перемещаются и очертание берега в плане получает характерный пилообразный вид. Поскольку блуждание многорукавного русла и образование свалов потока к берегу связаны с засорением русла и отдельных протоков и рукавов наносами, они наиболее резко выражены на участке аккумуляции наносов (на конусах выноса и в нижнем течении рек) и имеют наибольшую интенсивность на спаде половодья.

Особенно сильные размывы берега сваливающимся потоком наблюдаются в низовьях Амударьи. Особая форма этих размывов, называемая *дейгишем*, причиняет большой ущерб народному хозяйству Хорезмской области и Каракалпакской АССР. Так, в период с 1937 по 1945 г. дейгишем правого берега был полностью смыт старый город Турткуль. В 1960—1966 гг. дейгиш повредил крупнейший магистральный канал Ташсака на длине 8 *км*, разрушил головное сооружение канала Клычниязбай.

По С. Т. Алтунину, ширина полосы смыва берега дейгишем составляет в среднем 100—150 *м*, на протяжении 1,5—2 *км* и более. Наибольшая интенсивность дейгиша — до 40 *м* за сутки. Она возрастает в периоды уменьшения расходов воды в реке (дейгиш тем сильнее, чем быстрее уменьшаются расходы) и уменьшается до полного прекращения в периоды увеличения расходов. Участки размывов периодически перемещаются по длине реки, хотя в одном и том же месте дейгиш может наблюдаться более двух-трех лет подряд.

Интенсивному дейгишу на Амударье способствуют легко размываемые грунты берегов реки. Размыв сосредоточивается в нижней части берегового откоса, сложенного рыхлыми песчаными грунтами. Более прочные, верхние пласты грунта, содержащие глинистые частицы, нависают в виде кровли и затем обрушиваются в воду. Поэтому для размываемого участка характерно наличие близ береговой кромки полосы воды с восходящими токами шириной свыше 20 *м*. Глубина размыва достигает 9 *м* (при средней глубине реки в половодье 3—4 *м*). Механизм дейгиша пока слабо изучен, что препятствует разработке достаточно эффективных и экономичных мер борьбы с ним.

Хозяйственная деятельность человека, изменяющая естественный режим жидкого и твердого стоков рек, влияет на ход естественного руслового процесса и даже вызывает особые процессы, называемые *процессами переформирования*.

Так, в Средней Азии аккумуляции наносов в русле рек при выходе их из гор и в нижнем течении способствует водозабор в ирригационные каналы. В результате водозабора расходы воды в реке, а следовательно, и транспортирующая способность потока ниже по те-

чению уменьшаются, тогда как общее количество наносов почти не изменяется. Это приводит к увеличению несоответствия между фактической насыщенностью потока наносами ($G_ф$) и его транспортирующей способностью ($G_{тр}$), в результате чего более интенсивно откладываются наносы и увеличивается уклон.

По С. Т. Алтунину, на участке р. Сох между Сарыкурганским и Кокандским водными узлами протяжением 9 *км*, на котором ранее водозабор осуществлялся 100 каналами, уклон вследствие отложения наносов увеличился до $i = 0,012$ против $i = 0,008$ выше по течению.

Строительство водозаборных плотин и водохранилищ на реках нарушает режим жидкого и твердого стоков, выше плотины (в верхнем бьефе) создается подпор горизонтов воды, ниже плотины (в нижнем бьефе) расходы воды уменьшаются, часть ее отводится в каналы.

Подпор горизонтов воды уменьшает скорости течения и транспортирующую способность потока, вызывая отложение наносов.

Отложение наносов начинается близ створа выклинивания кривой подпора и имеет характер гряды, постепенно распространяющейся как вниз по течению (к плотине), так и вверх. Створ выклинивания кривой подпора перемещается вверх по течению, что приводит к повышению горизонтов воды в зоне подпора и увеличению площади возможного затопления (если берега реки выше плотины низкие и огорожены дамбами). Физической причиной перемещения створа выклинивания кривой подпора является уменьшение глубин воды в зоне отложения наносов и увеличение скорости течения и продольного уклона.

С. Т. Алтунин разделяет процесс отложения наносов в верхних бьефах водозаборных плотин на три периода.

В первом периоде в образовании и наращении гряды наносных отложений участвуют все донные наносы и часть взвешенных (тем бо́льшая, чем больше величина подпора и объем воды верхнего бьефа). Концом периода является момент, когда гряда наносных отложений подходит к плотине (точнее к створу эффективного промыва, ниже которого наносные отложения могут смываться через сбросные отверстия плотины при пропуске через нее больших расходов половодья).

Во втором периоде в наращении гряды наносных отложений участвуют только донные наносы, частично проходящие в нижний бьеф. Количество и крупность наносов, проходящих в нижний бьеф в течение периода, непрерывно возрастают (по В. С. Лапшенкову, количество наносов, поступающих в нижний бьеф, линейно пропорционально объему отложений в верхнем бьефе). Концом второго периода считается момент, когда в нижний бьеф плотины поступает такое количество донных наносов, которое соответствует транспортирующей способности потока, уменьшенной за счет водозабора.

В третьем периоде в наращении гряды наносных отложений участвуют только наибольшие фракции донных наносов, остальные наносы поступают в нижний бьеф. Концом периода является формирование в верхнем бьефе бытового русла, подобного руслу в естественных условиях.

В течение этих трех периодов формирования верхнего бьефа в нижнем бьефе протекают следующие процессы:

а) размыв русла на большой длине, с понижением дна и горизонтов воды, увеличением глубин и уменьшением уклона;

б) восстановление размытого дна и уклонов до бытовых;

в) занесение русла с подъемом дна и горизонтов воды и увеличением уклонов.

Общий размыв русла в нижнем бьефе начинается с началом первого периода, занесения верхнего бьефа, когда в нем задерживаются донные наносы. В этом случае в нижнем бьефе $G_ф < G_{тр}$. Наибольшее понижение дна и горизонта воды, а также наименьший продольный уклон наблюдаются в створе близ плотины. Вниз по течению снижение дна и горизонтов уменьшается, а уклон увеличивается. В конце участка размыва продольный уклон равен бытовому уклону реки, а насыщенность потока наносами — его транспортирующей способности при этом уклоне. Понижение дна и горизонтов воды и длина участка размыва к концу периода увеличиваются. Протяженность участка размыва может достигать 100 *км* и более.

С началом второго периода занесения верхнего бьефа в нижний бьеф поступают донные наносы, что может вызвать прекращение размыва в наиболее близких к плотине створах и даже отложение наносов и подъем дна. Однако на нижележащих участках размыв продолжается, что сопровождается удлинением участка размыва вниз по течению.

К началу третьего периода в створах близ плотины размытое дно и уклоны восстанавливаются до их бытового значения. В течение третьего периода в нижний бьеф поступает наносов больше, чем может их транспортировать речной поток, расходы которого уменьшены за счет водозабора в каналы, осуществляемого почти без донных наносов. В результате этого $G_ф > G_{тр}$, что вызывает отложение наносов близ плотины, приводящее к подъему дна, повышению уровня воды и увеличению продольного уклона.

Наибольший подъем дна, повышение уровня воды и увеличение уклона наблюдаются в створе, прилегающем к нижнему бьефу плотины. К концу участка занесения они уменьшаются. Длина участка занесения обычно меньше длины участка размыва, вследствие чего за его пределами размыв может продолжаться.

Повышение дна и горизонтов воды и длина участка занесения в нижнем бьефе увеличиваются по времени, причем горизонт воды может подняться до положения, вызывающего подпор плотины, что ухудшает ее работу и особенно борьбу с донными наносами. Это явление наблюдается на многих водозаборных узлах Средней Азии (например, на Верхне-Зарафшанском), где приходится реконструировать сооружения, наращивая их высоту.

Процессы переформирования играют большую роль при эксплуатации водозаборных узлов. Удлинение кривой подпора в результате занесения верхнего бьефа увеличивает зону затопления не только в период половодья и паводков, но и зимой при заторах и зажорах (наивысший зажорный подъем уровня, как уже говорилось, наблюдается в створе выклинивания кривой подпора). Это может потребовать удлинения существующих защитных дамб и возведения новых.

В створе выклинивания кривой подпора происходит наиболее интенсивное блуждание потока со свалами к берегам. Поэтому перемещение этого створа вверх по течению изменяет положение участка возможного размыва берегов и вызывает необходимость удлинения фронта берегозащитных работ.

Формирование во втором и третьем периодах занесения в верхнем бьефе бытового русла требует регулирования русла с сужением дамбами до устойчивой ширины (чтобы устранить блуждание потока в створе водозабора).

Снижение дна и горизонтов воды в результате общего размыва нижнего бьефа может ухудшить работу сооружения и водозабор в каналы, отходящие от реки ниже по течению в пределах участка размыва. С другой стороны, размыв улучшает работу коллекторов, впадающих в реку, и увеличивает напор на приплотинной ГЭС (что использовано на Гиндукушском и Кайраккумском водохранилищах).

Занесение нижнего бьефа, кроме подпора плотины, может вызывать свалы потока к берегам, опасные для проходящих по ним каналов (Сарыкурганский узел на Сохе).

Для учета процессов переформирования и разработки мероприятий, необходимых для предотвращения их вредного действия, при проектировании водозаборных узлов производят русловые расчеты, включающие определение:

а) изменения длины кривой подпора в верхнем бьефе и продолжительности периодов;

б) наибольшего снижения дна и горизонта воды в нижнем бьефе плотины при размыве, а также длины участка размыва;

в) продолжительности занесения нижнего бьефа и общего срока службы плотины, исходя из допустимого подъема горизонтов.

Грубо ориентировочно длину кривой подпора определяют по формуле:

$$L = \frac{K \cdot \Delta H}{I_0}, \tag{7.35}$$

где ΔH — подпор уровня воды, создаваемый плотиной в период половодья;

I_0 — средний уклон реки в этот период;

K — коэффициент (для конца первого периода занесения $K = 2$; для конца второго — $K = 5{,}5$; для третьего — $K = 10$).

Снижение дна в нижнем бьефе плотины вследствие размыва определяют по формуле:

$$\Delta H_р = (I_0 - I_р) L_р, \tag{7.36}$$

где $I_р = K_р I_0$ — (значения $K_р$ принимаются для горных рек 0,4; для рек с песчаным руслом 0,8);

$L_р = \sqrt{\frac{2W_р}{(I_0 - I_р) B_р}}$ — длина участка размыва ($W_р$ — объем размыва, определяемый, исходя из транспортирующей способности потока и времени размыва; $B_р$ — ширина размытого русла).

Уклон русла в нижнем бьефе в период занесения вычисляют по формуле:

$$I_{зан} = \frac{1}{(1 - \varphi)^{3/4}} I_0, \tag{7.37}$$

где φ — коэффициент водозабора (отношение объема стока воды, забираемой в канал, к объему стока воды в реке за период водозабора).

Более точные методы расчета процессов переформирования излагаются в курсе „Регулирование русел".

Процессы, происходящие в водохранилищах, аналогичны процессам переформирования бьефов плотинного водозаборного узла. Наибольшее практическое значение имеет заиление водохранилища, соответствующее первому периоду занесения верхнего бьефа. Заиление водохранилища происходит в основном в результате отложения взвешенных наносов, составляющих главную массу речных наносов.

Ему способствует практически полное отсутствие скоростей течения воды в водохранилищах (в подпертых бьефах водозаборных узлов мелкие фракции взвешенных наносов не откладываются из-за высоких скоростей течения).

Кроме речных наносов, в заилении водохранилища участвуют отложения пыли и песка, приносимых ветром и осаждающихся на поверхности зеркала (могут составлять 8—10% объема отложения наносов), а также продуктов размыва берегов волнами (переработки берегов).

В процессе заиления водохранилища гряда наносных отложений образуется в начале водохранилища и постепенно распространяется вверх и вниз по течению. Распространению гряды вниз по течению способствует периодическое снижение уровней воды в водохранилище при опорожнении, при котором происходит частичный размыв отложений на более верхних участках. Равномерному распределению наносных отложений по ширине водохранилища способствуют возникающие на его поверхности ветровые волны.

С. Т. Алтунин называет участок водохранилища в пределах гряды наносных отложений русловым, остальной участок до створа плотины—озерным. В процессе заиления русловой участок увеличивается, надвигаясь на озерный, который уменьшается. При полном заилении водохранилища его емкость заполняется наносами, в которых формируется бытовое русло.

В. А. Скрыльников в процессе заиления водохранилища различает две стадии. Первая стадия соответствует почти полному осветлению воды, т. е. отложению почти всех речных наносов. Вторая стадия начинается после того, как объем водохранилища уменьшится до $v = 7{,}7\ W_{\text{русла}}$, где $W_{\text{русла}}$ — объем русла, формирующегося в конце заиления. Во время второй стадии в водохранилище откладывается лишь часть взвешенных наносов, причем количество наносов, проходящих через водохранилище в нижний бьеф, непрерывно увеличивается с увеличением заиления.

Заиление водохранилища уменьшает его емкость (например, емкость 1-го Тедженского водохранилища за 7 лет эксплуатации уменьшилась больше чем на 35%). Поэтому в проектах делаются расчеты на заиление.

Методы расчета заиления водохранилищ рассматриваются в курсе „Регулирование стока".

§ 33.

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ

Селевые потоки (сели) образуются в горных и предгорных бассейнах преимущественно при выпадении ливней. Ввиду малой продолжительности ливней сели кратковременны. Они характеризуются значительными скоростями течения (3—5 *м/сек*) и большим содержанием твердого материала, придающим селевой массе объемный вес 1100—1600 *кг/м*^{3}, что обусловливает их большую ударную и разрушительную силу.

Из-за сложности и многообразия процессов формирования и движения селевых потоков, их внезапности и кратковременности прохождения они недостаточно изучены.

В 1952 г. на III Всесоюзной селевой конференции принято разделение селевых потоков на: *связные (структурные)* и *текучие (турбулентные)*. Сведения об общих геолого-морфологических признаках селевых потоков приведены в табл. 46.

Классификация селевых потоков по геолого-морфологическим признакам
(по Е. К. Рабковой)

Зона формирования селевого потока	Категория селевого потока	Геологическая геоморфологическая характеристика бассейна	Возможный объемный вес	Состав потока и характер протекания	Разрушительная деятельность
Горная	I. Связная (структурная)	В геологическом строении водосборного бассейна обязательно наличие глинистых пород и глин, иногда представленных группой монтмориллонита. Кроме того, присутствуют породы, способные давать большие осыпи и трудно измельчающиеся обломки — известняки, сланцы, изверженные породы.	1,8 — 1,6	Не более 25 — 30% твердой части составляют глинистые фракции; остальное — песок, щебень, галька, камень, валун. В селевую массу вода входит как одна из составляющих. Сохранение потоком прямолинейного направления движения; поток движется как одно структурное целое, при остановке застывает, не распадаясь на составные части.	Разрушаются находящиеся на пути потока сооружения и препятствия по ширине движущегося потока. По длине русла, а также на конусе выноса, при уклонах 0,05—0,06, дно покрывается слоем отложения (застывшим селем).
Горная	II. Текучая (турбулентная) а) водокаменная	Водосборная площадь сложена интрузивными породами, осадочными отложениями — известняками, хорошо сцементированными конгломератами, песчаниками. Четвертичные отложения представлены крупнообломочным материалом осыпей. Лёссовидные и глинистые породы имеют подчиненное значение.	1,6 — 1,3	Пульсационный заторный характер движения отдельных волн селевого потока. Малая насыщенность потока мелкоземом; преобладание крупнообломочного материала. Отдельные камни достигают в окружности иногда 1 — 2 *м*. На конусе выноса происходит сортировка влекомого материала по крупности.	Поток характеризуется большой разрушительной силой из-за влечения крупных обломков камней и заторного характера движения. Это приводит к разрушениям и повреждениям сооружений и домов путем удара.
Горная и предгорная	III. Текучая (турбулентная) б) грязекаменная	Для водосборной площади характерно преобладание четвертичных отложений — мелкообломочного и обломочного материала супеси и суглинков. Галечник и щебень присутствуют в значительном кол-ве.	1,4—1,05	Селевой поток насыщен взвешенными наносами и влекомыми донными наносами галечникового состава. Беззаторное протекание потока. Сортировка влекомого материала на конусе выноса по крупности.	Отложение больших масс донных наносов на конусе выноса приводит к переливу через ограждающие сооружения, их размыву и затоплению водой культурных площадей и населенных пунктов с разрушением дорог, мостов, гидротехнических сооружений.

Возникновению селей способствует наличие на водосборе больших скоплений продуктов разрушения горных пород, крутых склонов и благоприятных условий для интенсивных ливней или снеготаяния.

Сочетание этих условий обеспечивает накопление в пределах водосбора, на склонах долины и в русле больших масс разрыхленного материала и создает благоприятную обстановку для их транспортировки водным потоком. Сравнительная сухость района благоприятствует формированию селевых паводков. При обилии осадков на водосборе и склонах долины развивается богатая растительность, которая предохраняет их от разрушения и затрудняет процесс смыва твердого материала с водосбора.

Селевые паводки длятся от нескольких минут до нескольких часов в зависимости от продолжительности ливня, длины потока и скорости течения воды по склонам и руслу.

Е. П. Коновалов, по материалам о 111 селях, получил следующие данные об их продолжительности (табл. 47).

Таблица 47

Продолжительность (часы)	до 1	1 — 2	2 — 3	3 — 4	4 — 5	6	11	24 и более
Количество случаев	14	45	14	9	8	4	4	13

Таким образом, из 111 селей 73 (более 65%) продолжались менее трех часов.

Селевые потоки наблюдаются в большинстве горных районов. Особенно распространены они в Закавказье и Средней Азии. В Закавказье главными очагами селей являются южные и юго-западные склоны Главного Кавказского хребта (Азербайджан, Грузия), а также склоны Малого Кавказского хребта (Армения).

В Средней Азии селеопасными являются горная цепь Заилийского Алатау, Чаткальский, Гиссарский и другие хребты. Особенно частые и разрушительные сели наблюдаются в предгорьях, окаймляющих Ферганскую долину (районы городов Андижан, Наманган и Фергана).

Сели — частое явление в Альпах, Тироле и других горных районах Западной Европы, в Кордильерах в Северной Америке (особенно в районе г. Лос-Анджелеса), в Южной Америке, Японии и т. д., где имеются достаточные запасы рыхло-обломочных пород и благоприятные условия для их периодического смыва в русло горных потоков.

Количество наносов различной крупности (от мельчайших песчинок до крупных камней и каменных глыб), содержащихся в селевых потоках, может достигнуть 200 — 300 $кг/м^3$ и более. Поток с содержанием наносов больше 1000 — 1200 $кг/м^3$ относится к оплывинам, так как при этом насыщении достигается почти верхний предел текучести. При завале оплывиной русла реки она при известных условиях может трансформироваться в селевой паводок. Однако сами по себе оплывины, имеющие сравнительно небольшие скорости движения, не могут быть отнесены к категории селей.

Установлено (Е. К. Рабкова), что в потоках, насыщенных мелкоземистым материалом, физический процесс взаимодействия с подвижным дном русла иной, чем в водных потоках. При движении селевого потока донные наносы перемешиваются с селевой массой, скрепляют-

ся и обволакиваются илистыми частицами. Движение донных гряд наносов прекращается и дно выглаживается. Такой процесс, называемый *кольматацией дна,* уменьшает выступы физической шероховатости. В результате снижается сопротивление воды и донных наносов, увеличивается средняя скорость течения и распределение скорости по вертикалям выравнивается. Это приводит к росту транспортирующей способности потока по донным наносам.

Увеличение скоростей течения вызывается также увеличением объемного веса селевой массы. Поэтому при определении скорости текучих селевых потоков по формулам равномерного движения водного потока вводят поправочный множитель.

Кинематическая вязкость текучих (турбулентных) селевых потоков практически не изменяется по сравнению с вязкостью обычных водных потоков. Насыщение воздействует на вязкость лишь при малых скоростях течения, когда проявляется структурная вязкость смеси.

В процессе насыщения потоков мелкоземом размеры выступов физической шероховатости стенок (K) потока уменьшаются, так как грунтовые частицы подвижного дна связываются между собой илистыми частицами.

Изменение относительной шероховатости $\left(\frac{K}{R}\right)$ русла селевого потока, по мере увеличения объемного веса, вызываемого насыщением мелкоземом, выражают эмпирической зависимостью

$$\left(\frac{R}{K}\right)_{сел} = \left(\frac{R}{K}\right)_{вод} \cdot e^{7{,}4\,\psi}, \text{ где } \psi = \frac{\gamma_{сел}}{\gamma_{вод}} - 1. \qquad (7.38)$$

Пользуясь зависимостью (7.38), производят расчеты скорости селевого текучего потока по формулам (например, В. Н. Гончарова), учитывающим физическую шероховатость стенок русла:

$$v = A\left(\frac{R}{K}\right)^x \sqrt{Ri} \qquad (7.39)$$

для насыщенных потоков $A = 25$; $x = 0{,}16$, что дает

$$v = 25\left(\frac{R}{K}\right)^{\frac{1}{6}} \sqrt{Ri}. \qquad (7.40)$$

Увеличение скорости насыщенного мелкоземом потока по отношению к обычному определяют по выражению:

$$\frac{v_{сел}}{v_{вод}} = e^{1{,}18\psi}. \qquad (7.41)$$

Например, при $\gamma_{сел} = 1{,}20\ т/м^3$, увеличение скорости селевого потока против водного составляет $\frac{v_{сел}}{v_{вод}} = e^{0{,}236} = 128\%$. При этом кинетическая энергия $\left(\frac{v^2_{сел}}{2g}\right)$ повышается на 64%, а ударная сила $\left(\gamma_{сел}\frac{v^2_{сел}}{2g}\right)$ — на 97%.

Увеличение донной скорости при насыщении потока мелкоземом приводит к росту предельной транспортирующей способности потока по донным наносам.

Если учесть также общее увеличение скоростей за счет изменения сопротивления движению и увеличения объемного веса селевой массы, то предельный расход донных наносов, переносимых турбулентным селевым потоком, возрастает по сравнению с расходом донных

наносов водного потока (при $\gamma_{сел} = 1{,}2$) в 5,5 раза. Этим объясняются огромные выносы твердого материала текучими турбулентными селевыми потоками.

Для расчета скорости равномерного движения селевых потоков в размываемых руслах рекомендуется формула, учитывающая возможное изменение относительной шероховатости селевого русла при кольматации:

$$v_{сел} = 25 \left(\frac{R}{K}\right) e^{7{,}4\psi} \sqrt{Ri}, \tag{7.42}$$

где $e^{7{,}4\psi}$ определяет повышение скорости селевого потока по сравнению со скоростью водного.

Величину выступа физической шероховатости K для водного потока определяют по формуле В. Н. Гончарова с поправкой на грядовое движение наносов:

$$K = 0{,}45\,D + 0{,}5 \ мм, \tag{7.43}$$

где D — диаметр наиболее крупной фракции наносов, слагающих дно (обычно $D = d_{5\%}$).

Значение гидравлического радиуса в паводок определяют по следам замочки при оценке расхода в натурных условиях. Ожидаемый объемный вес селя находят по натурным пробам (или аналогам с известными значениями объемных весов других потоков, протекающих в равных геолого-литологических условиях). Для определения скорости селевых потоков используют также формулу М. Ф. Срибного:

$$v = 5{,}15 H^{2/3} I^{1/4}, \tag{7.44}$$

где H — средняя глубина потока; I — уклон в тысячных

или формулу И. И. Херхеулидзе:

$$v = 5{,}3 \sqrt{d\,(1 - 0{,}01\,p)}, \tag{7.45}$$

где d — диаметр наносов, $м$;

p — содержание твердого материала в селевой массе, % по весу.

Увеличение скорости селевого турбулентного потока по сравнению со скоростью водного потока влияет на время формирования селевого паводка.

Рассмотрение отношений величин максимальных расходов для селевого и водного паводков приводит к выводу, что при $\gamma_{сел} = 1{,}20$ максимальный расход возрастает на 17%.

Увеличение донной скорости селевого потока вследствие выравнивания скоростей по вертикали учитывают при расчетах размыва. Если поток протекает по размываемому участку русла, не защищенному движущимися донными наносами, то допустимые средние скорости при $\gamma_{сел} = 1{,}20$ $т/м^3$ ориентировочно уменьшают на 17%.

Вопросы расчета селевых потоков и мероприятия по борьбе с их вредным действием подробно рассматриваются в курсе „Регулирование русел".

ГЛАВА VIII.

ПРОГНОЗЫ И ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ЗАПИСКА

§ 34.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ И КАДАСТР

С развитием гидротехнического строительства гидрологические прогнозы получили большое значение для эксплуатации гидростанций, водохранилищ, для промышленного водоснабжения, оросительных систем и т. д. Гидрологические прогнозы необходимы и для строительства гидротехнических узлов, особенно когда оно ведется на большой реке и имеет большие масштабы. Заблаговременный учет возможных изменений уровней (или расходов) зачастую не только обеспечивает нормальное планирование и выполнение строительных работ, но и дает возможность уменьшать принимаемые запасы в перемычках и других временных сооружениях. Специальная служба предсказаний и оповещений была создана для этих целей при Волховстрое и Днепрострое еще в 1928 г.

Гидрологические прогнозы должны быть точны и надежны и достаточно заблаговременны. По заблаговременности гидрологические прогнозы подразделяют на *долгосрочные* (с заблаговременностью в месяц, сезон, год и даже более) и *краткосрочные*.

Наряду с гидрологическими прогнозами во многих случаях полезны простые срочные оповещения о ходе чрезвычайных явлений в жизни реки. Службы оповещений связаны с метеорологическими станциями и водомерными пунктами обслуживаемых ими районов, а также со всеми заинтересованными учреждениями и предприятиями.

Если принять во внимание обычную сложность и значительное разнообразие режима стока и определяющих его процессов питания, то трудность гидрологических прогнозов делается очевидной. Режим речного стока трудно уложить в какие-либо закономерности даже для периодов, по которым есть все данные измерений. Отыскать же закономерности, годные для уверенных выводов о будущем режиме реки, несравненно труднее. Трудность увеличивается еще тем, что главнейшие из действующих факторов режима — климатические элементы — при настоящем уровне метеорологии нельзя предвидеть уверенно более, чем на месяц. Поэтому при составлении гидрологических прогнозов во многих случаях, особенно для больших рек, не учитывают текущих метеорологических характеристик, основываясь или на связи показаний водомерных постов или на анализе хода измерений уровней у одного или нескольких водомерных постов.

В настоящее время оперативное руководство гидрологическими прогнозами и информациями осуществляет Главное управление гидрометеорологической службы СССР, а методическое — Центральный институт прогнозов ГУГМС (ЦИП ГУГМС). Последний разрабатывает вопросы методики гидропрогнозов и составляет *фоновые прогнозы* с

общей характеристикой ожидаемых явлений для значительных территорий. На основе этих прогнозов и собственных данных местные управления Гидрометслужбы выпускают локальные прогнозы, приуроченные к относительно небольшим районам и их отдельным пунктам.

Гидрологические прогнозы охватывают все стороны режима рек: характеристику весеннего половодья и летней межени, летне-осенние паводки, даты вскрытия и замерзания, ледовые явления, зимние расходы. Долгосрочные прогнозы характеристик весенних половодий и летней межени, дат вскрытия и замерзания даются с заблаговременностью до 2—3 месяцев. Для орошаемых районов Средней Азии ежегодно в начале весны определяют наиболее вероятные среднемесячные расходы рек на шесть месяцев вперед.

Оправдываемость прогнозов по действующим инструкциям оценивается процентом погрешности от многолетней амплитуды. Для долгосрочных прогнозов допустимой погрешностью считается 20 % от многолетней амплитуды (колебаний уровней или расходов, сроков вскрытия и замерзания и т. п.).

В разные годы, при разной обстановке, успешность гидропрогнозов различна. Краткосрочные прогнозы, как правило, не дают существенных ошибок. Оправдываемость долгосрочных прогнозов, оцениваемая согласно инструкции Гидрометслужбы, близка к 85—95 %.

По заблаговременности, многообразию содержания и методической разработанности гидропрогнозов СССР занимает первое место в мире.

Работа по анализу явлений режима вод суши начинается с изучения физико-географических условий, которые существенно влияют на них.

При анализе ледовых явлений, кроме сведений, необходимых для исследования теплового баланса, нужно иметь описание русла реки, позволяющее судить о местах вероятных заторов льда (осенью и весной), а также о влиянии искусственных сооружений на ледовый режим.

Для весеннего половодья исследуют величины, характеризующие поступление воды на водосбор во время формирования половодья: запасы воды в снежном покрове (на водосборе), интенсивность и продолжительность снеготаяния на различных высотах, осадки за время половодья в рассматриваемом створе.

Большое внимание уделяют выявлению роли инфильтрации талых вод, зависящей от влажности и глубины промерзания почвы, продолжительности и интенсивности снеготаяния, рода почвы, уклона поверхности и некоторых других факторов.

При анализе ледовых явлений изучают метеорологические факторы, приближенно характеризующие тепловой баланс. При анализе вскрытия, замерзания, образования заторов льда учитывают водный режим (интенсивность подъема уровней воды весной, водность реки во время установления ледостава и др.).

Методы прогноза ежедневных уровней (расходов) воды сравнительно крупных рек основываются на изучении перемещения водных масс, уже поступивших в русловую сеть.

Устанавливая зависимости, дающие значительную заблаговременность прогнозов режима вод суши (порядка 15 дней и более), анализируют гидрометеорологические элементы по станциям, расположенным на водосборе или близ него, за продолжительный промежуток времени (например сезон), предшествующий выпуску прогноза.

Под *водным кадастром* подразумевают обработанные и систематизированные сведения, всесторонне и детально характеризующие водные объекты страны, а также сведения о наиболее целесообразном использовании водных ресурсов.

Работы по составлению водного кадастра в СССР были начаты по решению Госплана СССР от 9 июля 1931 г. Выполнение кадастровых работ производилось Гидрометеорологическим комитетом СССР (теперь Главное управление гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР) и состояло из трех этапов:

1. Учета и сбора архивных материалов по водам СССР, их сводки, проверки и систематизации.

2. Полевых экспедиционных и стационарных исследований для заполнения пробелов в изучении водных объектов и дополнении и уточнении результатов уже выполненных исследований.

3. Обобщения полученных материалов по единым программам и планам.

Управление водного хозяйства Министерства сельского хозяйства СССР на основании приказа № 211 от 31 марта 1949 г. провело по всем союзным республикам паспортизацию оросительных и осушительных систем, прудов, водоемов, сооружений и всех водных объектов. Паспортизацией охвачены все состоящие в непосредственном ведении или контролируемые органами водного хозяйства СССР оросительные и осушительные системы, пруды, водоемы с сооружениями на них.

Материалы паспортизации оформляются в виде технических паспортов, ведомостей, таблиц, схем и карт по каждой водохозяйственной системе и сооружению. Первичными документами при паспортизации являются паспорта, паспортные ведомости, учетные карточки. Водохозяйственные организации, в ведении которых находится соответствующий объект, ежегодно, при необходимости, вносят соответствующие изменения в паспортные документы.

Значительное количество материалов кадастровых обработок опубликовано в специальных изданиях. Начиная с 1938 г. были изданы „Материалы по режиму рек СССР", объединенные в тома по бассейнам морей (том I — бассейн Каспийского моря, том II — Черного и Азовского морей, том III — Балтийского моря и т. д.; всего семь томов).

„Материалы" содержат основные гидрографические данные по рекам, список гидрологических станций, ежегодные сведения о среднемесячных и характерных расходах воды, о среднемесячных и среднегодовых расходах взвешенных наносов и краткие пояснения к таблицам, полученным по данным наблюдений до 1935 г. С 1935 г. выпускаются так называемые „Ежегодники", составляемые местными управлениями гидрометеорологической службы.

Гидрологические ежегодники включают следующие материалы:

1. Список гидрометеорологических станций с их полным описанием, указанием координат и площади водосбора.

2. Таблицы ежедневных уровней воды с указанием среднемесячных, высших и низших уровней.

3. Многолетние характеристики уровней воды и ледовых явлений.

4. Температуры воды с указанием среднедекадной, среднемесячной, высшей и низшей.

5. Толщины льда и снега на льду с указанием их происхождения.

6. Измеренные расходы воды с указанием гидравлических элементов потока.

7. Ежедневные расходы воды с указанием среднемесячных, среднегодовых, наивысших и наинизших, а также средних значений за летний и зимний периоды.

8. Средние расходы взвешенных и донных (влекомых) наносов по декадам, месяцам и за год.

9. Механический состав взвешенных и донных (влекомых) наносов.

10. Химический состав воды.

Таким образом, „Ежегодники" содержат основные материалы для решения многообразных научных и народнохозяйственных задач нашей страны.

В 1966 г. издан „Справочник по водным ресурсам СССР". В 20 томах этого справочника освещены водные ресурсы укрупненных районов, отвечающих по возможности единым гидрологическим условиям и интересам водного хозяйства. Содержание каждого тома распадается на пять частей.

Первая часть посвящена географическим основам гидрологии района, включая климат и районирование географических ландшафтов как среды, в которой происходят гидрологические процессы.

Во второй части рассматривается гидрологическая изученность района, включая топографию, гипсометрию, экспедиционные работы и главным образом стационарные исследования вод района.

Третья часть содержит характеристики основных водных объектов (рек, озер, болот, ледников, подземных вод), иллюстрируемые таблицами и графиками.

Четвертая часть посвящена общим гидрологическим свойствам района, обобщению пообъектных характеристик и включает в себя основные данные по осадкам, испарению и конденсации, характеристику поверхностного стока и грунтового питания, гидрофизические процессы, гидрохимические и гидробиологические характеристики.

В пятой части описываются существующие и возможные виды использования вод района: водный транспорт, гидроэнергия, водоснабжение, орошение и обводнение, осушение, водные промыслы, использование вод для лечебных целей, разрушительная деятельность воды и борьба с ней, комплексные водохозяйственные мероприятия.

Кадастровые материалы значительно облегчают водохозяйственные проектировки, давая материалы, достаточные для предварительных проработок (проектное задание).

Чтобы избежать дублирования исследований, составитель проекта должен тщательно изучить кадастровые материалы по указанным выше источникам и только после этого назначать дополнительные изыскания для составления технического проекта.

§ 35.
ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ЗАПИСКА

В каждом проекте гидротехнического узла сооружений приводится гидрологическое описание и анализ данного водного объекта, которые служат основой для водохозяйственного и гидротехнического проектирования. Подобное гидрологическое описание и анализ иногда называют *гидрологическим очерком.*

В зависимости от назначения сооружения очерк имеет специфические особенности. Так, например, если проектируется мост, то в центре гидрологических расчетов стоит определение максимального расхода с вероятностью превышения, отвечающей классу сооружения, а также описание условий прохождения высоких вод в районе створа проектируемого мостового перехода (направление струй в пойме и русле при разных горизонтах), скорости подхода, устойчивости ложа, интенсивности движения донных наносов, условий ледохода, ледостава и пр.

Для проекта улучшения судоходных условий реки основным вопросом является характеристика ее русла и вопросы, соприкасающиеся с этой характеристикой.

Для проекта водоснабжения (в случае, если оно намечено без устройства регулирующего сооружения) важны сведения о минимальном горизонте, расходе, качестве воды и пр.

Все эти описания должны содержать определенный минимум, характеризующий физико-географические условия бассейна, краткое гидрографическое описание реки и ряд гидрологических данных.

В зависимости от стадии проектирования гидрологическая часть проекта имеет различный объем, например, Гидропроектом приняты четыре вида гидрологических расчетов:

1) гидрологическая характеристика технико-экономического доклада;

2) краткий гидрологический очерк схемы использования, составляющий отдельный раздел схемы;

3) гидрологический очерк проектного задания, составляющий отдельный том проекта;

4) гидрологический очерк технического проекта (то же отдельный том проекта).

Гидрологическую характеристику составляют по материалам готовых проработок и литературным данным. В отдельных случаях, когда материалов недостаточно, допустимы специальные проработки гидрометрических наблюдений по ближайшим к намеченным узлам сооружений створам. Краткий гидрологический очерк составляют также преимущественно на материалах готовых проработок, но наряду с этим используют и весь фактический материал гидрометрических наблюдений по основным створам. Эта основная форма гидрологического анализа и расчетов составляется по материалам непосредственных наблюдений с использованием данных прежних проработок.

Гидрологический очерк в составе технического проекта расширяется дополнительной разработкой вопросов гидрологии в соответствии с замечаниями экспертизы и утверждающих инстанций, а также в случаях, если имеется длительный разрыв во времени между составлением проектного задания и технического проекта.

Результатом гидрологических проработок является физико-географическое описание данного водного объекта с цифровой характеристикой основных процессов, сопровождаемое графиками и табличным материалом.

В очерках указывают место расположения сооружения, его класс сведения о ранее произведенных гидрологических проработках, их краткую оценку, сведения о материалах, положенных в основу проработки, общую их оценку.

Данные, характеризующие физико-географические факторы, должны представлять собой не случайный набор имеющихся материалов по климату, рельефу и пр., а способствовать правильной оценке гидрологических величин. В отдельных случаях может встретиться надобность в данных по глубине промерзания почвы, в сведениях о гололеде, а также в описании других дополнительных факторов, влияющих на сток: ледников, вечной мерзлоты и пр.

Особенно важно описание физико-топографических факторов стока в районах, гидрологически недостаточно изученных. Поэтому, чем больше гидрологическая изученность бассейна, тем меньше места должны занимать разделы очерка, посвященные физико-географическому описанию бассейна.

В изученных бассейнах нет необходимости описания климата, рельефа, почв и других факторов стока, но для проекта могут понадобиться данные по термическому режиму (для производства работ), для расчета потерь на испарение (требующие знания и высоты слоя осадков, и испарения с водной поверхности), по болотам (для соображений о проходимости территории, организации транспорта) и многие другие.

В гидрографическом описании бассейна приводят краткое описание течения реки по участкам, абсолютные отметки, уклоны, скорости течения, характер русла, берегов и поймы, сжатое описание основных притоков, существенно влияющих на формирование стока реки.

Все наблюдения по возможности приводят к единой системе отметок по всей длине реки. Таблицы ежедневных уровней включают в очерк в виде особого исключения, в случае, если они еще не опубликованы в „Сведениях об уровне воды".

В зависимости от типа реки, ее хозяйственной значимости и преобладающего характера существующего и возможного использования (судоходство, сплав, гидроэнергетика, орошение, водоснабжение и пр.), отдельные несущественные для данного объекта разделы программы могут быть сокращены или опущены и, наоборот, вопросы, являющиеся для данного объекта основными, развиты с возможной подробностью.

Водный поток, находясь в постоянном взаимодействии с ложем, непрерывно его изменяет (формирует), причем часто формирование русла происходит невыгодно для хозяйственной деятельности человека, что и заставляет принимать меры для искусственного изменения режима рек, для их регулирования.

Задачей регулирования русел является не прекращение руслообразовательных процессов, а направление их в нужную сторону. Опираясь на знания законов формирования русел, инженер-гидротехник должен так направить руслообразовательную деятельность потока, чтобы в результате ее образовалось и стабилизировалось русло надлежащей формы и размеров.

Регулирование русел и строительство соответствующих сооружений производят для:

1) защиты берегов и расположенных на них земельных угодий и строений от размыва;

2) защиты берегов и опор у мостовых переходов, дюкеров и акведуков;

3) обеспечения потребного водозабора и недопущения при этом крупных донных наносов в каналы;

4) защиты водозаборных сооружений от обхода и смыва рекой;

5) увеличения пропускной способности русел и снижения уровня воды при осушении болот;

6) выправления русла для улучшения судоходства;

7) защиты земельных угодий, промышленных предприятий и населенных пунктов от затопления в период паводков и ледяных заторов, когда воды реки выходят из берегов.

Эти задачи решают комплексно, учитывая интересы разных отраслей народного хозяйства и перспективы использования водных ресурсов данной реки.

Для проекта регулирования русла реки гидрологическая записка должна содержать:

1) климатическую характеристику района с описанием зимних температур, суммы отрицательных температур за холодный период и по

отдельным волнам холода, наибольшей продолжительности непрерывной волны холода, розы ветров, ливней (для рек малых бассейнов или если имеются притоки и саи в районе регулирования);

2) гидрологическую характеристику водного режима реки с описанием ближайшего гидрометрического створа вверх по течению, данных наблюдений (в случае короткого ряда — данных по аналогу для возможности удлинения ряда), среднего паводкового расхода и его коэффициента вариации, кривой связи расходов и уровней для части реки, подлежащей регулированию; максимальных расходов и горизонтов от половодий и паводков; зимних заторных (зажорных) горизонтов, характера ледовых образований, толщины льда;

3) характеристику твердого стока и русла. Характеристика содержит данные о твердом расходе (состав донных и взвешенных наносов, состав наносов, слагающих русло) и стоке, типовые поперечные сечения русла в районе регулирования, уклоны и скорости.

Использование незарегулированного стока предполагает отвод воды без перегораживающего сооружения в точке водозабора. Независимо от назначения водозаборное сооружение должно обеспечивать водоподачу в соответствии с графиком потребления и защищать водные тракты от наносов.

Поскольку водозабор можно рассматривать как один из видов регулирования, гидрологическая записка должна содержать сведения, перечисленные выше. Так как обеспеченность водозабора обусловливается только горизонтами, необходимы подробные данные о гидрографах реки в разные годы для выбора расчетного года заданной обеспеченности по горизонтам.

По твердому стоку необходимы подробные данные о связи расхода наносов и воды и составе наносов (донных и взвешенных).

При большом проценте водозабора требуются данные о предельной транспортирующей способности русла ниже точки водозабора, где поток перегружается наносами. Эти данные позволяют проектировщику наметить мероприятия против завала русла наносами ниже водозабора или предусмотреть последствия подпора горизонтов выше точки водозабора.

Данные о зимнем режиме, если водозабор не прекращается в зимний период, должны быть подробнее, чем при простом регулировании. В этом случае важно знать режим шугохода и количество ледовых образований, особенно на потоках с ясновыраженным неустойчивым зимним режимом.

При проектировании водохранилища в случае отсутствия продолжительно действовавшего гидрометрического поста, близкого к створу будущей плотины, расчеты стока производятся методами, рассмотренными в главе IV.

Если намеченный для плотины створ имеет гидрометрические данные за один-два года, то гидрологическая записка должна дать определение вариаций стока корреляцией по связям с реками-аналогами, осадками или температурой (при ледниковом питании).

Важным фактором в работе водохранилища сезонного регулирования является внутригодовое распределение стока, для определения которого при отсутствии непосредственных наблюдений пользуются или аналогами, или закономерностями, установленными для данного района.

При анализе режима бассейнов особенно тщательно учитывают размеры паводковых расходов, которые могут проходить при наполненном водохранилище. Поэтому в записке обращают внимание на

подбор материалов для определения паводковых (ливневых) расходов.

Испарение в Средней Азии играет существенную роль в балансе водохранилища. Поэтому записка должна содержать полные данные о температуре, дефиците влажности, ветрах (розу ветров) и подсчет слоя испарения с водной поверхности по месяцам.

ЛИТЕРАТУРА

Алтунин С. Т. Регулирование русел. М., „Колос", 1962.

Андреянов В. Г. Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних гидроэлектростанций. Л., Гидрометеоиздат, 1957.

Андреянов В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. Л., Гидрометеоиздат, 1960.

Аполлов Б. А. Учение о реках. М., Изд-во МГУ, 1952.

Близняк Е. В. Водные исследования. М., Речиздат, 1952.

Боголюбова И. В. Селевые потоки и их распространение на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1957.

Великанов М. А. Русловой процесс. М., Физматгиз, 1958.

Великанов М. А. Гидрология суши. Л., Гидрометеоиздат, 1964.

Дунин-Барковский И. В. и Смирнов Н. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. М., Физматгиз, 1959.

Караушев А. В. Проблемы динамики естественных водных потоков. Л., Гидрометеоиздат, 1960.

Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Водохозяйственные расчеты. Л., Гидрометеоиздат, 1952.

Лебедев В. В. Гидрология. М., Речиздат, 1959.

Лебедев В. В. Гидрологические и водохозяйственные расчеты для проектирования сооружений водоснабжения. М. — Л., Стройиздат, 1965.

Огиевский А. В. Гидрология суши. М., Сельхозгиз, 1952.

Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеоиздат, 1959.

Тверской П. Н. Курс метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1962.

Чеботарев А. И. Общая гидрология. Л., Гидрометеоиздат, 1960.

Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. Л., Гидрометеоиздат, 1964.

Шамов Г. И. Речные наносы. Л., Гидрометеоиздат, 1959.

Шульц В. Л. и др. Указания к производству расчетов речного стока в условиях Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.

Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеоиздат, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I. **Предмет и задачи гидрологии**

§ 1. Предмет гидрологии 5
§ 2. Краткая история гидрологии 9
§ 3. Основные задачи и методика инженерных гидрологических расчетов 15
§ 4. Понятие о теории вероятностей и ее применимости к гидрологическим расчетам 26

Глава II. **Климатические факторы стока**

§ 5. Круговорот воды на земном шаре и значение климатических факторов в образовании стока 49
§ 6. Задачи метеорологии и строение земной атмосферы 55
§ 7. Температура воздуха и почвы 59
§ 8. Давление воздуха и движение воздушных масс 64
§ 9. Влажность воздуха и испарение 73
§ 10. Осадки 89
§ 11. Ветер 110

Глава III. **Формирование речного стока**

§ 12. Характеристика условий формирования стока. 119
§ 13. Формирование стока рек Средней Азии . . . 125
§ 14. Многолетняя изменчивость и нормы стока . 133
§ 15. Факторы, влияющие на формирование стока. 142

Глава IV. **Расчеты стока и режима рек**

§ 16. Расчеты годового стока 152
§ 17. Расчеты максимальных расходов 185
§ 18. Расчеты минимальных расходов. 212
§ 19. Расчет внутригодового распределения стока. 216

Глава V. **Стоячие водоемы и водные скопления**

§ 20. Озера 227
§ 21. Болота 237
§ 22. Ледники 241

Глава VI. **Реки**

§ 23. Основные элементы речных систем 244
§ 24. Речной бассейн 248
§ 25. Речные долины 256
§ 26. Речное русло 257
§ 27. Режим речных уровней 264
§ 28. Зимний режим рек 269

Глава VII. **Твердый сток и русловые процессы**

§ 29. Понятие о твердом стоке и наносах 283
§ 30. Основные виды наносов и характеристика их движения 287
§ 31. Расчеты стока наносов 296
§ 32. Русловые процессы 302
§ 33. Селевые потоки 314

Глава VIII. **Прогнозы и гидрологическая записка**

§ 34. Гидрологические прогнозы и кадастр 319
§ 35. Гидрологическая записка 322
Литература 327

АНДРЕЙ НИКОЛАЕВИЧ ГОСТУНСКИЙ

ГИДРОЛОГИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Издательство „Ўқитувчи"
Ташкент — 1969

Редактор Ф. Д. Трофимов
Техн. редактор М. Мирзаахмедов
Корректор Т. Язвина

Сдано в набор 23/I-1969 г. Подписано в печать 6/X-1969 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Физич. л. 20.5 + 0,125 вкл. Усл. л. 28,7 + 0,175 вкл. Изд. л. 26,72 + 0,05 вкл. Тираж 2000. Р16024.

Издательство „Ўқитувчи". Ташкент, Навои, 30. Договор 314-65.
Цена 75 к. Переплет 18 к.

Типография № 1 Государственного комитета Совета Министров УзССР по печати. Ташкент, ул. Хамзы, 21. 1969 г. Зак. № 773.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
18	Формула (1.6)	$100 \cdot W$	$1000 \cdot W$
37	Табл. 4, последняя колонка, строка 2-я снизу	$q_1 \cdot q_2$	$q_1 — q_2$
46	Подпись под рис. 13	$\rho_{yx} = \rho_{xy}$	$\rho_{yx} \cdot \rho_{xy}$
79	Формула (2.16)	$(h_1 + h_2)$	$(h_1 — h_2)$
135	24-я сверху	(1.36)	(1.37)
159	Подпись под рис. 94	C_v	C_s
200	Формула (4.102)	H_m	H_T
204	17-я снизу	(4.101)	(4.102)

К заказу № 773.