06
КК-143

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

*КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ*

ТРУДЫ

ВЫПУСК 50

ВОДНОБАЛАНСОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

МОСКВА — 1973

06
КК-143
9

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 50

ВОДНОБАЛАНСОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

Под редакцией
канд. географ. наук
В. А. СЕМЕНОВА, Н. Н. ЩЕГОЛЕВОЙ

МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА

МОСКВА — 1973

06+551.481.1+551.481.2

УДК 556, 512; 551.491. 7; 555.2

Сборник посвящен результатам экспериментальных исследований и методике расчета составляющих водного баланса бассейнов горных рек Юго-Восточного Казахстана в естественных условиях и при развитии орошаемого земледелия в предгорных районах, исследованиям гидрологической роли осыпей в Заилийском Алатау, методике расчета водного баланса бассейнов рек равнинного Казахстана и расчетам водного баланса оз. Балхаш. Наибольшее внимание уделено методам расчета испарения с речных водосборов. Приводятся также сведения о пространственном распределении годовых, сезонных сумм и суточных максимумов атмосферных осадков, максимальных снегозапасов, составляющих годового стока, коэффициентов годового и максимального паводочного стока воды рек на территории Монголии.

Сборник рассчитан на гидрологов и гидротехников научных и проектных организаций водохозяйственного профиля.

В $\frac{297—255}{069(02)—73}$ 218—73

©Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт (КазНИТМИ), 1973

251660

Республ[illegible]ая научная
сель[illegible]ая

И. С. СОСЕДОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ОСЫПЕЙ

Рациональное освоение водных, водно-энергетических, земельных и других ресурсов гор и горных территорий в целом, как и эффективная борьба с опасными гидрологическими явлениями, невозможны без познания физической сущности гидрологических процессов, которые здесь особенно интенсивны и многообразны. Наряду с режимными гидрометеорологическими наблюдениями важную роль в этом призваны сыграть целенаправленные исследования экспериментального характера.

Планомерные натурные исследования такого рода были предприняты с конца 50-х годов Академией наук КазССР на северном склоне Заилийского Алатау в связи с изучением закономерностей влагообмена и формирования поверхностного и подземного стока в горных условиях. В основу их положен метод дифференцированного анализа уравнений водного и теплового балансов, согласно которому все составляющие рассматриваются раздельно в связи с конкретными условиями рельефа и подстилающей поверхности [2, 3].

Этот путь, получающий все бо́льшее распространение в горных воднобалансовых исследованиях, позволяет перейти от косвенных и осредненных показателей гидрометеорологических процессов к абсолютным значениям для конкретных участков, что необходимо для решения комплекса задач по освоению гор и их ресурсов.

Важнейшая сторона таких исследований — выявление особенностей влагообмена характерных типов деятельной поверхности, иначе говоря, изучение гидрологии горных ландшафтов.

В горах всегда большой интерес вызывали ледники, отличающиеся особым своеобразием облика и всех экзогенных процессов; они издавна являются объектом всесторонних детальных исследований, хотя и занимают в общем незначительную часть гор (до 5—10%).

При изучении гидрологических свойств неледниковых, наиболее обширных по площади территорий основное внимание уделяется поверхностям с почвенно-растительным покровом.

Кроме ледников и лесо-луговых угодий, для подавляющего большинства горных районов Средней Азии и Казахстана (и не только высокогорных) характернейшим элементом ландшафта яв-

ляются каменистые поверхности, представленные обломочными покровами (осыпями). Так, на северном склоне Заилийского Алатау осыпи опускаются ниже 2000 м; в зоне наиболее интенсивного формирования стока и селевых потоков (более 3000 м) они покрывают до половины площади. В Киргизском Алатау осыпи занимают около 60%. Высокой каменистостью отличаются внутригорные, менее увлажненные районы Средней Азии.

Несмотря на широкое распространение каменистых покровов, в гидрологическом отношении они изучены очень слабо.

В данной работе рассматриваются основные особенности гидрологического эффекта осыпей. Основой послужили материалы натурных исследований Института гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР 1968—1971 гг. на северном склоне Заилийского Алатау, в ходе которых изучался гранулометрический состав и морфология осыпей, процессы аккумуляции и движения влаги, радиационные условия, годовой и суточный циклы гидротермических условий над осыпью и в ее толще и т. д.

Соответственно основным принципам применяемой нами методики для выявления закономерностей высотной и экспозиционной дифференциаций явлений, исследования проводились одновременно на южных и северных склонах, в двух высотных поясах — среднегорном (2270 м) и высокогорном (3340 м); здесь действовало восемь испарителей глубиной до 1 м и площадью до 0,7 м^2, заполненные материалом осыпей двух крупностей — 6—8 и 15—20 см.

Более детальные работы на экспериментальных площадках дополнялись маршрутными определениями *.

Поскольку обломочно-каменистые поверхности весьма многообразны, необходимо конкретизировать, что под собирательным понятием «осыпи» мы объединяем все обломочно-каменистые покровы и скопления по единому основному критерию — отсутствию почвенно-растительного покрова, а также мелкоземистого заполнителя хотя бы в верхней части разреза. С этим связаны такие характерные свойства, как большая скважность толщи, хорошая аэрация, незначительная влагоемкость и отсутствие капиллярных связей, что резко отличает осыпи от задернованных поверхностей, скал и обломочных покровов смешанного гранулометрического состава.

Очевидно, что присущие осыпям особенности не могут не сказаться на характере процессов влаго- и теплообмена, и, в конечном счете, на гидрологических свойствах этого своеобразного вида поверхности.

Элементы морфологии осыпей

Осыпи представляют собой, как правило, позднечетвертичные и современные продукты выветривания. Их распространение, мор-

* Натурные исследования и обработка материалов выполнены при участии Н. А. Шапаревой, Л. Н. Зубакина и Л. Н. Филатовой.

фология и гранулометрический состав обусловлены петрографией, рельефом и характером экзогенных процессов.

В рассматриваемом районе осыпи представлены остроугольными монолитными обломками палеозойских средне- и крупнозернистых биотитовых — роговообманковых гранитов светлых тонов.

В лесолуговом поясе, где скалистость невелика, осыпи преимущественно гравитационного происхождения. Они примыкают снизу к выходам коренных пород, пополняются продуктами их разрушения и встречаются чаще на склонах южной экспозиции, где выветривание интенсивнее. На пологих участках и при слабом поступлении материала осыпи локализуются у подошвы скал в виде оторочки.

Для крутосклонного рельефа со значительными скальными массивами у водоразделов и на склонах характерны ленточные и конусообразные покровные осыпи, вытянутые по падению склона. Ширина их колеблется от единиц до сотен метров. Продольный профиль поверхности прямой или слабо вогнутый с уклоном до 35—36°, что соответствует углу естественного откоса. У подошвы склонов формируются конуса и шлейфы.

Мощность осыпей варьирует от первых десятков сантиметров на верхних мелкокаменистых участках до 3—5 м и более в конусах, составляя в среднем от 0,5—1,0 до 1,5—2,0 м.

Для гравитационных осыпей весьма характерна сортировка фракций, происходящая при скатывании камней, с увеличением крупности по падению сверху вниз. Этим обусловлена однородность по простиранию и, как следствие однородности, большая скважность: размер зияющих просветов между камнями составляет 0,4—0,5 их диаметра, а общая порозность 47—55% независимо от размеров камней. Благодаря большой скважности более мелкие фракции, образующиеся в результате механического дробления и выветривания или приносимые временными потоками и лавинами, проваливаются и смываются вниз, при этом они подвергаются сортировке по вертикали — чем мельче частица, тем глубже она проникает. Это приводит к образованию характерного разреза, в котором с глубиной увеличивается неоднородность и уменьшается порозность, а лежащий в основании слой обогащается мелкоземистым материалом и отличается повышенной влагоемкостью и пониженными скоростями фильтрации.

Осыпи, в образовании которых преобладают эллювиально-делювиально-пролювиальные процессы, менее отсортированы и более обогащены мелкими фракциями внизу, а верхний слой с зияющими просветами обычно имеет меньшую мощность.

Вдоль русел главных рек и их верхних притоков, особенно на расширенных и выположенных участках, широко распространены современные незадернованные отложения паводков и селевых потоков. Они отличаются некоторой окатанностью, меньшей шероховатостью, большей монолитностью камней и также заилены в основании.

В нивально-гляциальном поясе, наряду с гравитационными и гравитационно-пролювиальными отложениями, широко распространены незадернованные обломочные покровно-грядовые образования в виде морен современного и первого этапов последнего оледенения, зандровых полей, курумов и развалов. Обломки остроугольной формы, поверхность сильно шероховатая, выветрелая, сложение некомпактное. Для этих образований также характерны большая скважность толщи и повышение содержания мелких и песчано-глинистых фракций с глубиной.

На больших высотах (3000 м и более), особенно на северных склонах, осыпи часто имеют водоупорное ложе, представленное многолетней мерзлотой, где все поры заполнены льдом.

Существеным отличием материала осыпей особенно гравитационных от коренных скальных обнажений, поверхность которых всегда более или менее выветрелая и трещиноватая, является монолитность камней и, как следствие этого, значительно меньшая гигроскопичность.

Большая повсеместная каменистость дневной поверхности — характерная особенность ландшафта высокогорий. Там, где по геоморфологическим условиям отсутствуют скалы и осыпи и имеется альпийский почвенно-растительный покров, он несет много каменисто-щебенчатого материала, сплошность и крупность последнего резко увеличиваются в микропонижениях, которые являются местом сосредоточения потоков талых вод. Этот материал формируется в процессе избирательного сноса более мелких продуктов выветривания поверхностным стоком, сползанием снега и снежными лавинами.

С увеличением абсолютной высоты, чему сопутствует разрежение растительного покрова, каменистость увеличивается и с отметок 3300—3500 м склоны зачастую оказываются покрытыми почти сплошным слоем щебенчатой отмостки. Она, как и осыпи, предохраняет склоны от эрозии, играя роль армирующего покрытия, но резко отличается от осыпей отсутствием скважности, минимальной шероховатостью и суммарным гидрологическим эффектом.

Важной характеристикой осыпей, которая предопределяет их многие существенные свойства и легко различается визуально, является к р у п н о с т ь к а м н е й. Она меняется в больших пределах — от нескольких сантиметров до 1 м и более, но очень неопределенна из-за многообразия и неправильности форм обломков. Очевидно, что для различных сравнений и количественных оценок необходимо располагать объективным, сопоставимым и просто определяемым показателем крупности осыпей, отражающим ее гидрофизические свойства.

В качестве такого показателя удобно использовать приведенный диаметр d_0, представляющий собой диаметр шара, объем которого равен среднему объему камней осыпи V_0, т. е.

$$d_0 = 1{,}24 \sqrt[3]{V_0}. \qquad (1)$$

Практически, для определения d_0 осыпи в полевых условиях достаточно знать удельный вес породы γ (который для данного петрографического состава является постоянной величиной) и определить суммарный вес P m-го числа типичных по размерам камней, отобранных из осыпи.

Тогда при $V_0 = \frac{P}{m\gamma}$

$$d_0 = 1{,}24 \sqrt[3]{\frac{P}{m\gamma}}. \qquad (2)$$

При $d_0 > 20$ см, когда массовое взвешивание затруднительно, величину d_0 с достаточной для наших целей точностью можно оценить как среднее из трех обмеров по взаимно перпендикулярным плоскостям.

Для гранитов с $\gamma = 2{,}70$ выражение (2) принимает вид

$$d_0 = 0{,}89 \sqrt[3]{\frac{P}{m}}. \qquad (3)$$

Гигротермический режим

Наряду с такими характерными свойствами, как скважность и негигроскопичность, большое влияние на характер движения влаги в осыпи оказывают температурные условия этой среды. Они имеют ряд особенностей, вызванных спецификой радиационного теплообмена, большой теплопроводностью каменного материала при малой теплопроводности заключенного в осыпи воздуха, затрудненностью турбулентного теплообмена и интенсивном теплообмене в процессе промачивания осыпи талыми и дождевыми водами.

Не имея возможности приводить здесь результаты детальных актинометрических, психрометрических и термометрических наблюдений, ограничимся общей характеристикой основных черт гигротермического режима осыпей.

В теплое время года днем осыпь поглощает на 4—8% солнечного тепла больше, чем луг (соответственно разнице в альбедо), и сильно нагревается, но и излучение ее значительно больше; наиболее интенсивно оно при закате солнца. Осеннее понижение температуры в осыпи начинается раньше, чем в мелкоземистых грунтах и быстрее распространяется в глубину; со временем различия усугубляются. Так, в 1968—1969 гг. на южном склоне, на высоте 2270 *м*, в ноябре при средней температуре воздуха — 1,4° на глубине 0,2 м в осыпи она составила —1,0°, а в почве 2,6°. В январе, при температуре в почве —0,6°, несмотря на необычно мощный снежный покров, в осыпи температруа достигла —8,6° и даже на глубине 1,3 м опустилась до —2,2°. В малоснежные годы выхолаживание осыпи еще более значительное.

В отличие от почвогрунтов, где уже с конца февраля — начала марта (когда увеличивается снежный покров) начинается

постепенное повышение температуры и оттаивание снизу, в толще осыпи температура остается без значительных изменений до начала снеготаяния. Существенное повышение температур наблюдается лишь после оттаивания осыпи и начинается оно сверху, что связано с продвижением талых снеговых вод.

До смены знака радиационного баланса (август) температура в верхних слоях осыпи выше, чем в почве.

Для бесснежного периода характерны резкие внутрисуточные колебания температуры, быстро затухая, они проникают до глубины 0,4—1,0 м в зависимости от крупности и экспозиции осыпи. В летнюю безоблачную погоду на мелкокаменистой осыпи южной экспозиции в среднегорном поясе суточная амплитуда температуры поверхности камней составляет 25—35° (при 10—12° на почве под травостоем), а на глубине 0,5 м всего 1,5—2°. Такой режим благоприятен для быстрого обсыхания верхнего слоя камней днем и конденсации ночью.

При выпадении осадков установившаяся температурная стратификация в осыпи нарушается в сторону сглаживания различий.

Абсолютная влажность воздуха. На высоте 2 м она мало отличается от таковой на лугу, ближе к поверхности влажность возрастает и продолжает увеличиваться в толще осыпи до глубины 0,5—0,7 м (в мелко- и среднекаменистых осыпях); знак градиента говорит о преобладании процессов испарения. Глубже обычно всегда сохраняются условия, близкие к насыщению. Колебания влажности также имеют внутрисуточный ход, нарушаемый сменой погод и выпадением осадков. На глубине 0,3—0,4 м суточная амплитуда составляет 4—6 мб.

Особенности аккумуляции и стока снеговой влаги

Интенсивное предзимнее выхолаживание осыпей способствует более раннему, чем на луговых склонах, образованию и сохранению снежного покрова. В то же время вследствие неровности поверхности и обдувания ветром верхние грани камней зачастую оказываются обнаженными. Радиационный обогрев их приводит к обтаиванию и оледенению верхнего слоя камней.

Обычно на мелкообломочных осыпях снежный покров устанавливается несколько раньше, чем на смежных луговых участках, а на крупных позже. Большую роль играет также мощность первых снегов, экспозиция и ветровой режим. Осыпи южных и наветренных склонов могут не иметь сплошного снежного покрова в течение всей зимы.

Благодаря большой шероховатости поверхности при ветропереносе осыпи обычно являются местом аккумуляции снега. По этой же причине на осыпях не образуются снежные лавины; исключение представляют мелкокаменистые осыпи, где при достаточной мощности старого снега могут образовываться пластовые лавины из свежевыпавшего снега. Больших систематических разли-

чий в сроках разрушения снежного покрова на осыпях и луговых склонах аналогичной экспозиции нет.

Поверхностный сток на осыпях не наблюдается. Благодаря скважности и шероховатости талые воды движутся вниз, причем движение это весьма специфично: из-за значительного зимнего выхолаживания камней образующаяся при таянии вода, не обладающая запасом тепла, при соприкосновении с нижележащими холодными камнями быстро замерзает. В результате этого движение талых вод происходит в виде ледяной завесы, которая постепенно опускается вниз по мере прогревания камней. Толщина ее определяется количеством накопленного снега.

В зависимости от крупности и мощности осыпи и теплового режима снеговые воды задерживаются в ее толще от нескольких дней до месяца с очень малыми потерями на испарение.

В высокогорном поясе льдистый слой в толще осыпи может сохраняться до середины лета и даже до конца теплого периода. По мере оттаивания и погружения сплошность его увеличивается и появляются условия для бокового оттока талых и дождевых вод по его поверхности в направлении падения склона. При этом зачастую образуются источники у нижней периферии осыпи. Наличие таких источников иногда неверно трактуется, как показатель интенсивной конденсации влаги осыпями, однако явная реакция их дебита на дожди и колебания температуры воздуха вполне определенно говорит о генезисе.

Дождевой сток. Как и талые воды, жидкие осадки не дают на осыпях поверхностного стока, а притекающий извне сток поглощается. Исключение могут представлять достаточно интенсивные сосредоточенные потоки, если они выходят на мелкокаменистые маломощные крутопадающие осыпи; тогда возможен размыв осыпи и образование водокаменного потока селевого характера. Осыпи, опускающиеся в русла, являются весьма типичным источником питания селевых потоков твердой составляющей, они также способствуют образованию заторов и валов прорыва.

Благодаря водонепроницаемости материала и большой скважности толщи осыпи попадающая на ее поверхность вода свободно стекает вниз, омывая камни. Гидрограф фильтрации в основном повторяет плювиограмму с некоторым сглаживанием. Регулирующий эффект увеличивается с увеличением мощности осыпи и с уменьшением крупности камней, начального увлажнения и интенсивности осадков. Так, в метровом слое из камней 10—12 см в разных случаях за два сезона наблюдений сдвиг фаз составил для появления стока — от нескольких минут до одного часа, для максимума — от 5 мин до 1,5 ч, для конца стока — от 1 до 5—7 ч. Максимальная интенсивность стока много меньше максимума осадков (в 10—20 раз). Первые цифры указанных пределов относятся к случаям выпадения ливней на мокрую осыпь, вторые — к выпадению затяжных осадков малой и переменной интенсивности на сухую осыпь. Эти данные о вертикальном просачивании жидких осадков можно рассматривать как нижний предел транс-

формации дождевого стока в осыпях. Если в теле осыпи или под ней имеется льдисто-мерзлый или илистый водоупорный слой, на его поверхности образуется боковой отток по падению склона; в остальных случаях фильтрующаяся через толщу осыпи вода впитывается в подстилающий грунт, пополняя грунтовый и подземный сток.

Замедляя движение воды, переводя поверхностный сток в грунтовый и нарушая одновременность добегания дождевых вод в бассейне, осыпи препятствуют формированию пиковых расходов и дождевых паводков в целом, в то же время повышая коэффициент стока жидких осадков и их роль в питании подземных вод.

Аккумуляция влаги в осыпях

Несмотря на большую скважность и незначительную гигроскопичность каменного материала, осыпи обладают определенной водоаккумулирующей способностью.

Когда атмосферные осадки стекают через осыпи, омывая камни, некоторая часть влаги задерживается на смачивание поверхности, заполнение микрозападин и трещин. Количество задерживаемой воды можно представить в следующем виде:

$$B = B_{\text{п}} - B_i, \tag{4}$$

где B_i — текущее увлажнение; $B_{\text{п}}$ — наибольшее количество влаги, которое может быть задержано в осыпи (предельное возможное задержание); для данной осыпи оно постоянно.

Нетрудно видеть, что величина B уравнения (4) представляет собой недостаток влаги до насыщения (дефицит увлажнения).

Остановимся на рассмотрении задержания, прежде всего его константных величин, которые представляют существенный интерес для оценки водоаккумулирующей способности осыпи, потерь влаги на испарение и особенностей водного баланса этого своеобразного вида деятельной поверхности.

Количество задерживаемой осыпью влаги, в зависимости от степени предшествовавшего увлажнения, может меняться от нуля, если осыпь полностью увлажнена и $B_i = B_{\text{п}}$, до предельной возможной величины $B_{\text{п}}$, если к моменту выпадения осадков осыпь полностью высохла и $B_i = 0$.

Сток за пределы рассматриваемой толщи осыпи ($У$) формируется за счет избыточной части осадков

$$Y = X - B. \tag{5}$$

Величину возможного наибольшего задержания можно выразить следующим образом:

$$B_{\text{п}} = Sb_{\text{п}}, \tag{6}$$

где S — суммарная поверхность камней, $b_{\text{п}}$ — соответствующий ей (осредненный) наибольший слой смачивания.

Действительные величины S и $b_п$ определить практически невозможно, да в этом и нет необходимости. Вернемся вновь к допущению, что осыпь сложена равновеликими камнями правильной шарообразной формы диаметром d_0. Тогда суммарная поверхность

$$S = \pi d_0^2 m. \tag{7}$$

Число камней m в рассматриваемом объеме осыпи определяется соотношением

$$m = k_m m_р, \tag{8}$$

где

$$m_р = \frac{V}{d_0^3}. \tag{9}$$

Натурные определения на осыпях с d_0 от 5,4 до 20 см показывают, что в равных объемах фактическое число камней m всегда меньше, чем расчетное по соотношению (9) за счет меньшей компактности укладки остроугольных обломков по сравнению с шарами. Для различных гранитных осыпей коэффициент компактности

$$k_m = \frac{m}{m_р} \tag{10}$$

колеблется от 0,85 до 0,94; с допустимой погрешностью его можно принять постоянным, равным 0,90.

Тогда из соотношений (7)—(10) получаем

или
$$S = \pi d_0^2 m k_m \tag{11}$$

$$S = 2{,}82 d_0^2 m_р \tag{11'}$$

и
$$S = 2{,}82 \frac{V}{d_0} \tag{12}$$

Второй параметр уравнения (6) — наибольший слой смачивания $b_п$ — определяется экспериментально. Опыты с воздушно-сухими осыпями различной крупности показали, что при 4 см$<d_0<$22 см величина $b_п$ меняется в физически правдоподобных пределах, от 0,30 до 0,47 мм. Она закономерно увеличивается с увеличением d_0, что обусловлено соответствующим увеличением размеров микрозападин, шероховатости и трещиноватости камней.

Эта закономерность, которая в рассмотренных пределах d_0 близка к прямолинейной (рис. 1) и описывается уравнением

$$b_п = 0{,}009 d_0 + 0{,}27. \tag{13}$$

Здесь d_0 в сантиметрах может быть использовано для расчетных целей. Следовательно, возможное наибольшее влагозадержание в толще осыпи h, представленное в слое воды на единицу площади осыпи, можно выразить соотношением

$$B_{\text{п}} = \frac{\pi k_m b_{\text{п}} h}{d_0}. \qquad (14)$$

Или при $k_m = 90$

$$B_{\text{п}} = 2{,}82 \frac{b_{\text{п}} h}{d_0}, \qquad (15)$$

где $B_{\text{п}}$ и $b_{\text{п}}$ дается в миллиметрах, h и d_0 — в сантиметрах.

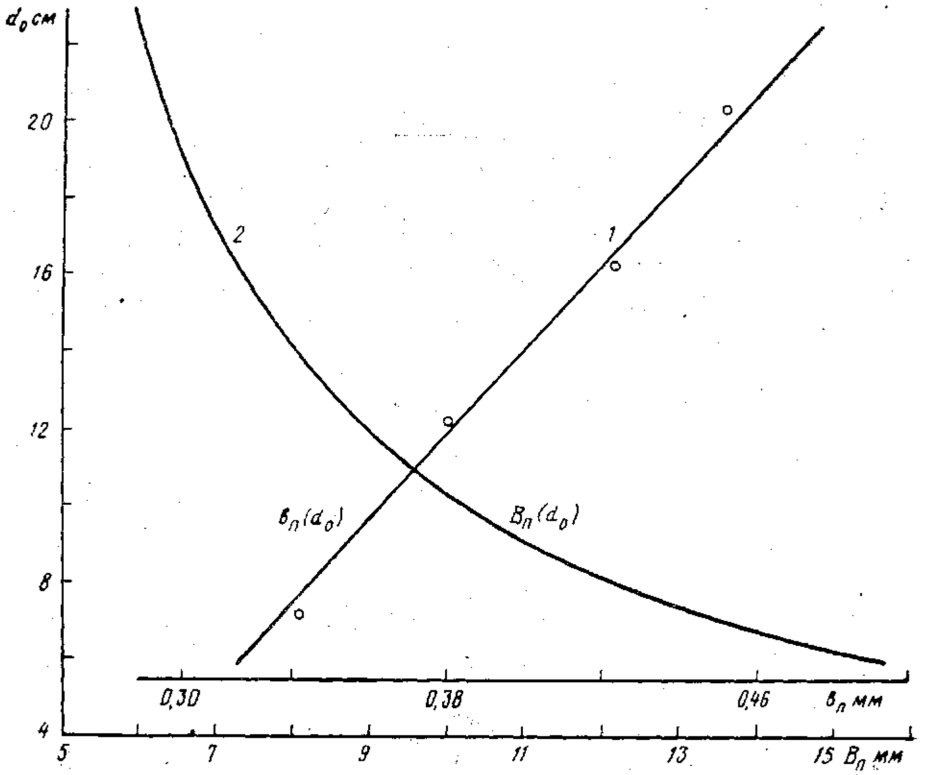


Рис. 1. Зависимость наибольших возможных величин влагозадержания в осыпи от крупности камней:
1 — слой смачивания $b_{\text{п}}$ мм; *2* — суммарное задержание в метровом слое $B_{\text{п}}$ мм

Таким образом, для данного петрографического состава предельное влагозадержание определяется одним фактором — крупностью камней, которая оказывает существенное влияние на водоудерживающую способность осыпи. Это наглядно иллюстрируется графиком 2 рис. 1: при $d_0 = 20$ см в метровом слое осыпи может задержаться немного более 6 мм воды, а в мелкой осыпи при $d_0 = 6$ см — уже около 16 мм.

Полученные результаты свидетельствуют, что водоаккумулирующая способность осыпей, в общем, невелика и во много раз меньше, чем мелкозернистых грунтов. Однако это сопоставление

будет неполным, если не учитывать разницу в скорости влагообмена сравниваемых сред.

В естественных условиях количество задерживаемой осыпью влаги всегда значительно меньше предельно возможной величины $B_п$, ибо в погребенных слоях зоны аэрации камни не обсыхают полностью и даже в самые засушливые периоды всегда более или менее увлажнены. Об этом свидетельствует неглубокое залегание горизонта влажности насыщения.

Как можно видеть из выражения (4), водоудерживающая способность осыпи меняется в зависимости от увлажненности. Характер этих изменений отчетливо выявляется из материалов наблюдений по испарителям, где задержание оценивается по балансовому уравнению (5). При выпадении осадков величина B скачкообразно уменьшается (до нуля, когда $X \geqslant B$); в периоды между осадками водоудерживающая способность определяется режимом обсыхания, который зависит от совокупного эффекта сложного комплекса факторов (солнечная радиация, температура и влажность воздуха, скорость ветра и интенсивность аэрации и т. д.). Если сделать выборку данных за ряд обособленных дождей с $X > B$, то обнаруживается определенная зависимость между величиной влагозадержания и продолжительностью предшествовавшего бездождного периода, которая характеризует изменение водоудерживающей способности осыпи во времени, по мере ее обсыхания (рис. 2). Рассеивание точек обусловлено неточностью определения бездождного периода по осадкомерным материалам, перерывами в выпадении дождей и различиями погодных условий во время обсыхания.

Связь носит криволинейный характер с быстрым уменьшением градиента B по T, через некоторое время (2—5 суток) величина практически уже не увеличивается. Достигнутое максимальное значение представляет собой предельное фактическое задержание ($B_ф$).

Этот, второй характерный показатель водоудерживающей способности осыпи отличается от возможного задержания ($B_п$) тем, что отражает климатические условия обсыхания.

Величина $B_ф$ закономерно изменяется в зависимости от крупности и местоположения осыпи. Она увеличивается с уменьшением абсолютной высоты, уменьшением крупности и изменением экспозиции от северной к южной, что иллюстрируется графиками рис. 2. Нашими экспериментами зарегистрированы значения $B_ф$ от 1,7 мм (северный склон, высота 3340 м, d_0=20 см) до 4,5 мм (высота 2270 м, южный склон, d_0=7 см), что составляет соответственно 0,27 и 0,33 наибольшего возможного влагозадержания ($B_п$) в метровом слое. Эти цифры, как и результаты психрометрических наблюдений, свидетельствуют о небольшой мощности зоны аэрации в осыпях.

Испарение с осыпей. В холодное время года, когда осыпь имеет снежный покров, оно представлено испарением со снега и оценивается по соответствующим рекомендациям. В теп-

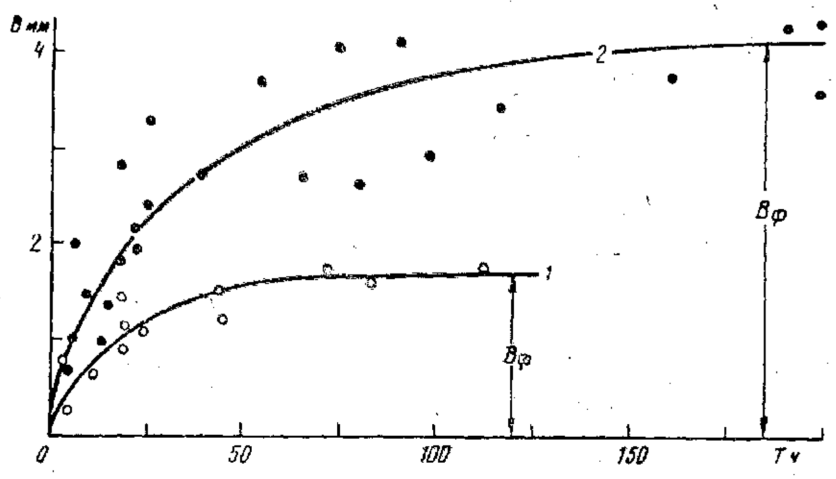


Рис. 2. Зависимость количества дождевой влаги, задерживаемой осыпью, от продолжительности бездождного периода:
1 — 3340 м, северный склон, $d_0 = 20$ см; *2* — 2270 м, южный склон, $d_0 = 10$ см

лый период потери на испарение слагаются из той части осадков, которая задерживается на смачивание в зоне аэрации в пределах величины B_ϕ.

Нетрудно видеть, что испарение за некоторое время T после очередного смачивания осадками равно величине возможного задержания B, поэтому графики рис. 2 можно рассматривать как ход испарения во времени, где градиент B по T представляет собой интенсивность испарения. По опытным определениям, в первые 10 ч она в среднем составляет 0,05—0,10 мм/ч*, меняясь в зависимости от крупности камней и условий обсыхания. Некоторое испарение происходит и во время осадков, особенно если они носят затяжной, прерывистый характер и выпадают на нагретые камни. Зависимость (T) может служить для оценки испарения за непродолжительные отрезки времени между выпадением дождей.

Очевидно, что если для одиночного дождя испарение определяется теми же указанными факторами, что и задержание, то на величине потерь за более продолжительный период сказывается также режим смачивания (осадков).

Наблюдениями по испарителям выявлено наличие прямой зависимости месячных сумм испарения от количества осадков, которая явно дифференцируется по крупности осыпи и экспозиции; влияние высоты проявляется слабее.

Для южных склонов при d_0 15—20 см и $X > 10$ мм этой зависимости соответствует уравнение

$$E = 5 + 0{,}22X. \qquad (16)$$

* Эти цифры сходны с наибольшей среднемесячной интенсивностью испарения на южных луговых склонах.

На северных склонах испарение составляет около 60% этой величины.

Характер зависимостей $B\ (T)$ рис. 2 указывает, что большее влияние на суммы испарения должно оказывать не общее количество осадков, а частота смачивания. Это подтверждается измерениями. На рис. 3 проведены примеры таких зависимостей для некоторых осыпей. В качестве показателя частоты смачивания, чтобы максимально использовать наиболее распространенную информацию, принято число случаев наличия осадков в ведрах за полусуточные периоды (N). Оно просто находится по материалам осадкомерных наблюдений и интерполируется по абсолютной высоте*.

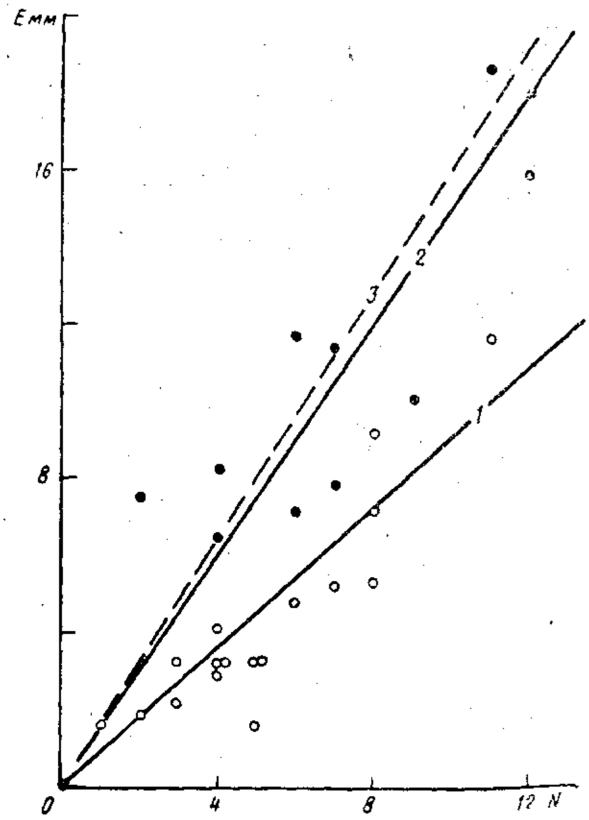


Рис. 3. Зависимость испарения E от числа дождей в высокогорном поясе:
1 — северный склон, $d_0 = 20$ см; *2* — там же, $d_0 = 7$ см; *3* — южный склон, $d_0 = 7$ см

Зависимости построены по коротким (около декады) периодам, относящимся к разным годам; несмотря на это и ограниченность данных, они достаточно определены и выражаются простейшим соотношением

$$E = AN. \qquad (17)$$

Коэффициент A в рассмотренном многообразии условий находится в пределах 0,70—1,60 (табл. 1). Он закономерно меняется в зависимости от крупности осыпи, абсолютной высоты и экспозиции, которые выступают как косвенные показатели сложного суммарного эффекта факторов испарения (влагоемкость и аэрируемость осыпи, радиационные и гигротермические условия).

* Обобщение по вопросам испарения выполнено при участии Л. Н. Филатовой.

Характерно существенное увеличение показателя интенсивности испарения A на южной экспозиции, а также с увеличением абсолютной высоты, несмотря на то, что с высотой температура воздуха уменьшается. Это свидетельствует о большой роли ветра и прямой солнечной радиации как составляющей энергетической базы испарения.

Таблица 1

Эмпирические значения коэффициента $A = \frac{E}{N}$ на северном склоне Заилийского Алатау

Крупность камней $d_б$, см	3340 м		2270 м	
	Экспозиция			
	северная	южная	северная	южная
Крупные (15—20)	0,90	1,54	(0,70)	1,35
Мелкие (6—8)	1,50	1,60	1,00	1,35

На менее обогреваемых, северных склонах заметно увеличение A с уменьшением крупности осыпи (увеличение влагоемкости зоны аэрации).

Несмотря на большой диапазон погодных условий, охваченных измерениями, явной зависимости колебаний коэффициента A от изменений температуры и влажности воздуха не обнаруживается, что говорит о второстепенной роли указанных факторов; это также позволяет заключить, что найденные на северном склоне Заилийского Алатау значения A могут быть распространены на смежные горные районы со сходными радиационными условиями. Представляются перспективными поиски непосредственной связи коэффициента с радиационными показателями.

Отмеченные закономерности прослеживаются и по суммарным величинам. В табл. 2 приведены месячные и сезонные суммы испарения с осыпей, характерных по крупности и показателям рельефа. Для большей сравнимости данные взяты преимущественно за общий календарный год (по количеству осадков теплого периода он был несколько ниже нормы) и за единый постоянный период июнь — сентябрь, который в высокогорном поясе совпадает с теплым периодом, когда на северных склонах постоянный снежный покров отсутствует.

На осыпях сходной крупности сумма испарения за июнь — сентябрь меняется в широких пределах — от 40 до 110 мм при изменении сумм осадков от 200 до 500 мм. Наибольшие величины присущи южным склонам, наименьшие — северным, в высокогорном поясе соответственно 110 и 44 мм, в среднегорном — 80 и 40 мм. Увеличение по высоте, более значительное для южной экспозиции, вызвано главным образом увеличением повторяемости осадков.

Таблица 2

Месячные и сезонные величины испарения с различных осыпей

Склон	Крупность камней d_0 см	Характеристика	VI	VII	VIII	IX	Сумма (среднее) за период
			2270 м, 1971 г.				
Южный	Крупные (15,5)	X	43,0	92,9	33,4	39,0	208
		E	14,2	33,3	20,7	10,3	78,5
		$E_{\%}$	33	36	62	26	38
			3340 м, 1971 г.				
Южный	Крупные (15,2)	X	(148)	149	69,9	17,8	385
		E	(40,0)	33,2	24,7	12,2	110
		$E_{\%}$	(27)	22	35	68	29
			3340 м, 1971 г.				
Северный	Мелкие (7,2)	X	(148)	146	70,5	17,6	382
		E	(42,0)	39,0	27,1	13,9	122
		$E_{\%}$	(27)	27	38	79	31
			3340 м, 1969 г.				
Северный	Крупные (20,0)	X	130	156	124	103	513
		E	6,2	20,3	6,5	10,8	43,8
		$E_{\%}$	4,8	13	5,2	10	8,5

Примечание. X — осадки, мм; E — испарение, мм; $E_{\%}$ — испарение в процентах от осадков.

Материалы наблюдений на северном склоне в высокогорном поясе (табл. 2) говорят о значительном увеличении испарения с уменьшением крупности камней (44 и 122 мм).

Очевидно, что расширение границ бесснежного периода с уменьшением абсолютной высоты влечет соответствующее увеличение суммы потерь на испарение с осыпей. Так, в среднегорном поясе, у нижней границы области распространения осыпей (2270 м) в 1971 г. эти потери за весь теплый период (середина апреля — конец октября) составили на южном склоне 160 мм при 78 мм за июнь — сентябрь.

Распределение сезонных сумм по месяцам соответствует в основном частоте осадков с максимумом в начале лета. Месячные суммы колеблются от 5—6 до 40—50 мм, причем в одном пункте они могут различаться в три раза и более.

Соответственно условиям обсыхания доля осадков, задерживаемых и расходуемых осыпями на испарение, уменьшается с увеличением высоты и изменением экспозиции к северной, состав-

251660
Республиканская научная сельскохозяйственная
БИБЛИОТЕКА

ляя в среднем за теплый период от 8—10% (на северных склонах в высокогорье) до 30—40%. Эти цифры занимают промежуточное положение между данными, приводимыми В. Г. Шпаком и В. И. Михайловой [5] для Терской Алатау (20—27%) и К. В. Цыценко для Киргизского Алатау (50—55%). Внутри сезона относительные величины потерь меняются сообразно режиму осадков и в сухие летне-осенние месяцы, когда преобладают незначительные дожди конвективного происхождения, на южных склонах они могут достигать 60—70%.

Испарение с осыпей в среднегорном поясе составляет в среднем за сезон 20—25% суммарного испарения со смежных луговых склонов, на высотах более 3000 м эта величина возрастает до 30—40% главным образом за счет уменьшения испарения с луга.

Если в теплый период осадки выпадают в твердом виде, создавая временные снежные покровы, или в смешанном, то по сравнению с жидкими осадками испарение значительно (в два-три раза) возрастает.

Задача расчета потерь на испарение с осыпей вполне реальна. Для практического использования наиболее перспективными являются зависимости от числа дождей (уравнение (17) и табл. 1). Погрешность их для месячных интервалов в среднем составляет 15—17%, уменьшаясь при суммировании за сезон до 10—12%. При небольшой, в общем величине испарения с осыпей, сравнительно с другими составляющими водного баланса горного бассейна такая точность вполне приемлема. Проще, но менее достоверны (средняя ошибка для месяца 20—25%, в сумме для сезона около 15%) связи с количеством осадков (типа уравнения (16)). Для ориентировочных определений могут служить приведенные цифры абсолютных и относительных (по осадкам) величин испарения.

За неимением пока других опытных данных результаты, полученные для осыпей крупностью 20 см, можно распространить и на более крупнокаменистые поверхности, с гарантией, что при этом величины испарения не будут заниженными.

Для западных и восточных склонов, а также для пологих осыпей всех экспозиций (менее 15°) соответственно распределению прямой солнечной радиации испарение принимается как среднее между соответствующими показателями для северных и южных склонов.

Специальное внимание было уделено изучению конденсации на осыпях в связи с имеющимися указаниями на то, что она может быть значительной [1]. Экспериментальные наблюдения показали наличие этого процесса, но в столь слабой форме, что по самым оптимальным оценкам конденсационный сток за год не превышает 10 мм. Это не исключает возможности более интенсивной конденсации на возвышенных, хорошо продуваемых участках (площадь которых невелика), а также в других горных районах с более благоприятными для этого условиями.

Результаты исследований показывают, что осыпи, широко распространенные во многих горных районах, обладают рядом существенных особенностей процессов влагообмена, зависящих от петрографического состава, генезиса, крупности камней и региональных климатических условий.

Осыпи препятствуют водной эрозии и ветровому снегопереносу, образованию снежных лавин, паводков и селевых потоков, они регулируют сток, переводя его подземный и существенно — в два-три раза — уменьшают потери на испарение.

В целом, несмотря на внешне неприглядный облик, осыпи являются одним из наиболее благоприятных в гидрологическом отношении видов деятельной поверхности.

Гидрофизические и гидрологические свойства осыпей существенно и закономерно меняются по абсолютной высоте и экспозиции склонов, что перспективно для интерполяционных построений; получены количественные показатели этих закономерностей.

Очевидна целесообразность изучения региональных особенностей гидрологического эффекта осыпей в районах с различными геологическими и климатическими условиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Климочкин В. В. Процессы конденсации в формировании подземных вод Западного Забайкалья. Труды II совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири, вып. 3, Иркутск, 1959.
2. Соседов И. С. Гидрологические исследования Отдела географии Академии Наук Казахской ССР. Вестник АН КазССР, 9, 1960.
3. Соседов И. С. К методике гидрологического изучения горных районов аридных областей. Сб. «Гидрологические исследования в Казахстане», Алма-Ата, 1965.
4. Цыценко К. В. Некоторые данные по суммарному испарению с поверхности горных водосборов. Сб. работ Фрунзенской гидрометеорологической обсерватории, вып. 2, Ташкент, 1968.
5. Шпак В. Г., Михайлова В. И. Некоторые результаты изучения элементов водного баланса в бассейне р. Чон-Кызыл-Су. Вопросы водного хозяйства, вып. 4, Фрунзе, 1965.

В. А. СЕМЕНОВ

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ И ВОЗМОЖНОСТИ РАСЧЕТА ВОДНОГО БАЛАНСА БАССЕЙНОВ ГОРНЫХ РЕК ЗАСУШЛИВОЙ ЗОНЫ

Воднобалансовые исследования и расчеты по бассейнам горных рек Казахстана, в частности его засушливых юго-восточных районов, производятся для решения многих научных и практических задач, важнейшими из которых являются изучение закономерностей формирования стока воды в естественных, не нарушенных хозяйственной деятельностью человека условиях, оценка водных ресурсов и их преобразование под влиянием хозяйственной деятельности (главным образом орошаемого земледелия).

При изучении закономерностей формирования речного стока наибольшее развитие в Казахстане получили экспериментально-гидрофизические балансовые исследования, направленные на выяснение деталей гидрологических процессов, происходящих на горных склонах и на малых (элементарных) водосборах. К исследованиям такого рода относятся многолетние работы сектора гидрофизики ИГГ АН КазССР, исследования Казахского научно-исследовательского института плодоводства и виноградарства, проводимые в различных высотных зонах Заилийского Алатау, а также исследования гляциологов на ледниках Казахстана.

Результаты этих исследований по изучению баланса снеговой влаги на горных склонах и по режиму ледников, опубликованы в монографии И. С. Соседова [31] и в нескольких сборниках статей [2, 3, 12, 37 и др.].

В настоящем сборнике публикуются некоторые материалы воднобалансовых исследований, проводимых с 1969 г. на северных склонах Заилийского и Джунгарского Алатау, а также на орошаемых землях предгорных равнин сотрудниками КазНИГМИ [19, 21, 26]. Аналогичные воднобалансовые исследования проводились в соседних горных районах Киргизии [5, 7, 41—43, 45], на Памиро-Алае (бассейн р. Варзоб) и в некоторых других горных районах страны.

Результаты всех этих исследований значительно расширили представления о физике процесса влагооборота на горных склонах, позволили разработать методику полевых воднобалансовых исследований в горах, уточнить соотношение отдельных составляющих водного баланса, роль высотных зон и элементов рельефа

в формировании поверхностного стока. В частности, предложенная и разработанная Соседовым [31] схема дифференцированного анализа влагообмена в горах оправдала себя как наиболее приемлемый способ полевых воднобалансовых и теплобалансовых исследований в горных условиях, который позволил получить большинство из наиболее достоверных сведений о составляющих водного баланса.

Однако использование экспериментальных данных для решения перечисленных выше и других задач сопряжено с большими трудностями, обусловленными главным образом недостаточной общей гидрометеорологической изученностью горных районов и большой пестротой ландшафтов и гидрометеоусловий в бассейнах горных рек.

На горной части территории Казахстана более или менее надежные наблюдения за большинством составляющих водного баланса и данные экспериментальных исследований имеются только по центральной части северного склона Заилийского Алатау, в пределах бассейнов рек Малая и Большая Алмаатинки, да по низкогорно-предгорной части северного склона Джунгарского Алатау (бассейн р. Аксу).

В бассейнах почти всех других горных рек Казахстана обычно производятся наблюдения за стоком воды на выходе рек из гор, да в предгорной части измеряются атмосферные осадки и определяются запасы воды в снежном покрове. В горной части бассейнов некоторых рек производятся один раз в месяц измерения количества осадков и запасов воды в снежном покрове на горных снегомерных маршрутах. Этим, по сути дела, и исчерпываются источники информации по составляющим водного баланса бассейнов горных рек Казахстана. Аналогичная, а подчас еще более худшая, гидрометеорологическая изученность и других горных районов страны. Не лучше условия стационарной изученности нижних участков рек, находящихся в зоне наиболее интенсивного использования поверхностного стока на орошение. Не систематические наблюдения на густой сети водомерных постов эксплуатационной гидрометрии Министерства мелиорации и водного хозяйства КазССР и данные очень редкой сети постов Гидрометеослужбы, при размещении которых к тому же не учтены особенности взаимосвязи поверхностных и подземных вод в условиях использования воды на орошение, не позволяют оценить ни соотношение элементов водного баланса в естественных условиях, ни его преобразование под влиянием хозяйственной деятельности. Основным источником достоверной информации об элементах водного баланса бассейнов рек и их частей, осваиваемых под орошаемое земледелие на территории Казахстана, являются результаты комплексных воднобалансовых исследований, проводимых экспедициями ГГИ и КазНИГМИ.

Наряду со слабой гидрометеорологической изученностью успешное развитие воднобалансовых расчетов по бассейнам горных рек сдерживается отсутствием достаточно обоснованной и прак-

тически приемлемой схемы расчетов. В большинстве случаев при воднобалансовых расчетах по бассейнам горных рек используется уравнение водного баланса, разработанное для равнинных условий [15]. При этом лишь в некоторой степени учитываются закономерности изменений элементов водного баланса с высотой местности.

Наиболее полный учет особенностей горных территорий может быть достигнут при использовании для интерполяции элементов водного баланса схемы дифференцированного анализа влагообмена на горных склонах. Применение ее основывается на связи гидрометеорологических процессов с совокупностью показателей рельефа местности (абсолютная высота, ориентация, уклон), которые определяют положение склона по отношению к уровню моря и Солнцу как источнику тепла на данной широте и могут быть найдены по гипсометрической карте. Однако в условиях современной гидрометеорологической изученности горных районов и из-за трудностей, возникающих при оценке бассейнового и руслового регулирования стока, практически представляется возможным использовать эту схему только для анализа процессов тепло- и влагообменов на горных склонах и выяснения некоторых закономерностей распределения отдельных элементов водного баланса в горах. Обычно же, при решении уравнения водного баланса для бассейнов рек приходится оперировать со средними для всего водосбора или значительных по размерам его частей величинами элементов водного баланса. Точность расчетов при этом определяется как точностью измерения в отдельных пунктах, так и надежностью интерполяции и осреднения измеряемых величин.

Производство такого рода расчетов, направленное на выяснение прежде всего пространственно-временных закономерностей формирования водных балансов и направленности преобразования их структуры под влиянием хозяйственной деятельности для правильного планирования водохозяйственных мероприятий, приобретает все большее значение. В связи с этим сетевыми подразделениями ГУГМС начиная с 1966 г. осуществляются расчеты так называемых текущих водных балансов, т. е. водных балансов за конкретные календарные периоды времени или фазы водного режима рек.

Основываясь на материалах экспедиций КазНИГМИ, Алматинской селестоковой станции и опубликованных в литературе результатах воднобалансовых исследований различных авторов, в данной работе приводятся рекомендации по учету природных особенностей и состояния гидрометеорологической изученности бассейнов горных рек засушливой зоны при расчетах текущих водных балансов, а также при воднобалансовой оценке влияния хозяйственной деятельности на сток воды рек.

Рекомендации относятся к бассейнам средних и больших горных рек, согласно классификации, приведенной нами ранее [30].

Для выбора начала и конца сезонов и расчетных генетических периодов целесообразно пользоваться тоже данными ранее рекомендациями, т. е. с учетом средней высоты водосборов рек и гидрологического районирования [30].

Уравнение водного баланса

Методической основой расчетов текущих водных балансов речных бассейнов служат составленные в ГГИ Методические указания управлениям гидрометслужбы № 73 [15]. Согласно этим указаниям и последующим дополнениям к ним [16, 17] расчеты текущих водных балансов речных бассейнов за декады, месяцы, сезоны и годы, а также за генетически однородные периоды половодий, паводков и межени с учетом осуществляемых в бассейне водохозяйственных агролесомелиоративных мероприятий для всех районов страны рекомендуется производить по уравнению

$$P = Q + E + Q_\alpha - Q_\beta + \Delta V_s + \Delta V_i + \Delta\mu + \Delta y + e, \qquad (1)$$

где P — средние осадки, исправленные всеми видами поправок; Q — речной сток в замыкающем створе; E — среднее суммарное испарение с водосбора (с почвы, воды, снега, льда, транспирация растительностью за вычетом конденсации); Q_α — водозабор из реки (на водоснабжение, орошение, переброску в другие бассейны и т. п.); Q_β — возврат в реку части вод, изъятых на хозяйственные нужды (возвратные воды); ΔV_s — изменение запасов воды в снежном покрове; ΔV_i — изменение запасов воды в различных понижениях (лужах, озерах, водохранилищах и т. п.); $\Delta\mu$ — изменение запасов воды в верхнем метровом слое почво-грунтов; Δy — изменение запасов подземных вод; e — невязка водного баланса, включающая в себя все погрешности определения остальных членов уравнения, а также неучтенные составляющие водного баланса.

В отношении бассейнов горных рек в методических указаниях оговаривается только то, что расчеты по уравнению (1) для них следует производить с учетом высотной поясности и градиентов осадков. Однако этим, в общем-то правильным для всех горных районов отступлением, нельзя ограничиваться. Анализ элементов водного баланса бассейнов горных рек и опыт водобалансовых расчетов свидетельствуют, что при расчетах по уравнению (1) не учитываются некоторые важные особенности формирования поверхностного стока в горных и предгорных районах, что может обусловить получение дополнительных погрешностей и неправильных выводов об общей структуре водного баланса и ее преобразований под влиянием хозяйственной деятельности.

Во-первых, для многих горных рек характерно наличие на их водосборах ледников, что обусловливает необходимость учета ледниковой составляющей в приходной части уравнения водного баланса при расчетах за год и меньшие периоды времени, а также наличие таких несвойственных равнинным рекам поверхнос-

тей, как скалы и осыпи. Другой особенностью горных рек засушливой зоны Казахстана является то, что во многих случаях русловой сетью не только временных водотоков, но и больших рек дренируется не весь грунтовый сток. Особенно это характерно для участков речных русел на выходе их из гор и для предгорных районов. Для предгорных районов характерно также и то, что по длине рек происходит чередование участков русел, с полным дренированием грунтового стока и нередко артезианских вод и вод из другого бассейна с зонами потерь руслового стока на фильтрацию.

Предгорные части бассейнов рек являются районами наиболее интенсивного использования водных ресурсов. Поэтому на структуру их водного баланса большое влияние оказывает характер водохозяйственных мероприятий, тогда как в горных частях бассейнов водопотребление обычно очень мало или совсем отсутствует. Если для горной части бассейнов рек запасы подземных вод сравнительно не велики и вследствие отсутствия данных о них величиной ΔG можно пренебречь, то в предгорных районах в силу природных особенностей и под влиянием хозяйственной деятельности изменения эти соизмеримы с объемом речного стока и в их недоучете могут скрываться основные ошибки расчета водного баланса.

Верхние части бассейнов горных рек засушливой зоны в целом можно рассматривать как зоны формирования поверхностного стока, а предгорные — его преимущественного рассеивания.

Существенные различия в природных особенностях, структуре водного баланса, характере водопотребления и его влиянии на сток воды, а также разные задачи, решаемые при расчете водного баланса по горным и предгорным частям бассейнов рек, обусловливают целесообразность рассматривать для них уравнения водного баланса самостоятельно. Для горной части бассейна за основу может быть принято уравнение (1), а для предгорных частей бассейнов расчет должен дополняться материалами по оценке русловых водных балансов, что представляет самостоятельную задачу, обычно решаемую путем проведения дополнительных полевых исследований. Поэтому в данной работе методика расчета элементов водного баланса предгорных районов рассматривается лишь в общих чертах. Наконец, необходимо иметь в виду, что рекомендуемая для горных рек схема расчетов элементов водного баланса вначале по высотным поясам (через 400—500 м), а затем, пользуясь гипсографической кривой для всего бассейна [30], не предусматривает включение предгорной части бассейна. Предгорная часть в расчет водного баланса всего бассейна может входить тоже как самостоятельная зона, но критерием ее выделения должен являться не перепад высот, а территориальное положение части бассейна, расположенной ниже выхода реки из гор. Тоже самое относится и к участкам речных бассейнов, охватывающих обширные межгорные котловины. Гра-

ницы последних определяются условно, сообразуясь с рельефом местности.

Для получения величины речного стока как результирующего элемента водного баланса по горной части бассейна уравнение (1) может быть преобразовано в следующее:

$$Q = P + Q_{л} - Q_{гр} - E - Q_{\alpha} + Q_{\beta} - \Delta V_s' - \Delta V_i - \Delta \mu, \qquad (2)$$

где $Q_{л}$ — вода, поступающая от таяния ледников и снежного покрова с площади, занятой ледниками; $Q_{гр}$ — сток грунтовых вод, не дренируемых в створе поста, замыкающего горную часть бассейна; $\Delta V_s'$ — аккумуляция запасов воды в сезонном снежном покрове на не занятой ледниками части бассейна. Остальные обозначения те же, что и в уравнении (1).

Изменение запасов подземных вод (Δy), почти нигде не измеряемое в горах, при расчетах может быть учтено составляющим $Q_{гр}$. Поскольку $Q_{гр}$ включает как сток грунтовых (подрусловых) вод, так и подземных вод, выклинивающихся на предгорную равнину в виде родников, сазов и речек типа «Карасу», суммарный сток которых обычно невозможно измерить, то величина ее определяется как остаточный член уравнения водного баланса и, следовательно, отражает необходимость во введении в уравнение величины η. Хозяйственное водопотребление, обусловливающее безвозвратные отъемы воды, а также аккумуляция воды в различных понижениях не характерны для бассейнов горных рек, и следовательно, значениями Q_{α}, Q_{β} и ΔV_i в большинстве случаев можно пренебречь. Важнейшими элементами приходной части уравнения водного баланса бассейнов горных рек являются атмосферные осадки и сток воды от таяния ледников, а в расходной части — испарение с водосбора. Точность воднобалансовых расчетов определяется прежде всего методикой и надежностью оценки этих элементов.

Атмосферные осадки

Осадки, несмотря на наиболее густую из изучаемых элементов водного баланса сеть непосредственного их измерения для условий горных водосборов, изучены еще далеко недостаточно. Недостатки эти относятся как к точности измерения их в пунктах наблюдений, так и к надежности интерполяции и оценки слоя осадков в среднем для бассейна. Выполненные в последние годы исследования точности измерения осадков в различных горных и равнинных районах страны значительно расширили представление о причинах и количественных значениях погрешностей при измерении осадков приборами разных конструкций. Большинство исследователей единодушны в мнении, что основные погрешности осадкомеров обусловлены не случайными, а систематическими ошибками измерений. Противоположное мнение высказывает А. Ф. Литовченко [10]. Но его выводы, основанные на наблюде-

ниях ямочными дождемерами, установленными на горном склоне крутизной 10°, нельзя считать обоснованными: отклонение в показаниях отдельных приборов для средних по слою осадков (15—25 мм) на 5—8% скорее всего являются следствием неизбежных различий в наклоне приемной части прибора, так как малейшее отклонение поверхности прибора от горизонтальной приводит к ошибкам измерения (при 2—3° на 5—10%).

Все систематические ошибки, характерные для осадкомеров на равнине, свойственны приборам, установленным в горах, но их количественные зависимости от определяющих факторов требуют специального уточнения. Систематические ошибки измерения осадков осадкомерами Третьякова, применяемыми на сети Гидрометслужбы СССР, как известно, слагаются из погрешностей, обусловленных потерями на смачивание стенок осадкомерного ведра, испарением из него и недоучетом осадков под влиянием ветра. Первые две погрешности можно считать независимыми от места установки прибора (на равнине или в горах), и рекомендации по их устранению, полученные для равнинных условий, применимы и для осадкомеров на горных станциях и постах. Наибольшие трудности при корректировке осадков, измеренных осадкомерами Третьякова, возникают при определении величин поправок, учитывающих влияние ветра, которое, по единодушному мнению, является основной причиной погрешностей измерения осадков на равнине и в горах.

По предложению А. П. Браславского, в отличие от предлагаемой Методическими указаниями, основная расчетная формула для определения истинного количества осадков, измеряемых осадкомером Третьякова, должна выглядеть так:

$$P_u = (P_1 + \Delta P_c + \Delta P_e) K_u,$$

где P_1 — количество измеренных осадков, мм; ΔP_c — поправка на смачивание, мм; ΔP_e — поправка на испарение, мм; K_u — поправочный коэффициент на ветровой недоучет.

Для суммарных осадкомеров типа ОСК и М-70, используемых в горах при маршрутных наблюдениях и специализированных (чаще всего гляциологических) исследованиях, наибольшие величины погрешностей получаются тоже в результате недоучета осадков под влиянием ветра. Кроме того, для суммарных осадкомеров, устанавливаемых в районах с интенсивным ветровым переносом снега, существенные погрешности могут быть обусловлены попаданием в прибор «ложных осадков».

Оценка ветрового недоучета в горах усложняется теми обстоятельствами, что уменьшение плотности воздуха с высотой влечет за собой увеличение скорости равновесного падения элементов осадков в горах по сравнению с равниной, и, что значительно большое и сложное влияние на точность измерения осадков оказывает не только скорость, но и направление ветра. Если добавить к этому, что режим ветра в горах характеризуется чрезвычайной изменчивостью и территориальной неоднородностью, а

ветромерная сеть редка, то становятся очевидными те трудности с корректировкой осадков в горах, для преодоления которых требуется проведение тщательных экспериментальных исследований. Полученные к настоящему времени материалы экспериментальных исследований не могут служить основанием для разработки окончательных рекомендаций по введению поправок, но они позволяют раскрыть некоторые общие закономерности влияния ветра на точность измерения осадков осадкомерами в горах и разработать временные указания по введению поправок.

В частности, Е. П. Мансуровой и И. С. Соседовым [13] для северного склона Заилийского Алатау и О. Е. Меликишвили [14] для Грузии на основании экспериментальных данных получены рекомендации, уточняющие и дополняющие Методические указания ГГО по введению поправок в данные измерения осадков на сети станций, применительно к указанным горным районам. Для корректировки осадков, измеренных суммарными осадкомерами в Заилийском Алатау, рекомендации дает П. А. Судаков [34, 35].

Таблица 1

Суммарные поправки к осадкомерам Третьякова и суммарным осадкомерам ОСК-2 для холодного ($K_з$, октябрь — апрель) и теплого ($K_л$ май — сентябрь) периодов года по данным разных авторов и исследованиям КазНИГМИ

Интервалы высот, м	Заилийский и Джунгарский Алатау (КазНИГМИ)				Заилийский Алатау (И. С. Соседов, П. А. Судаков)			
	осадкомер Третьякова		ОСК-2		осадкомер Третьякова		ОСК-2	
	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$
1000—1500	1,18	1,06		1,05	1,10		1,09	
1500—2000	1,18	1,10			1,12		1,11	
2000—2500	1,20		1,23		1,16		1,15	
2500—3000		1,13			1,22		1,17	
3000—3500					1,32		1,20	
3500—4000							1,22	

Интервалы высот, м	Киргизский хребет (А. А. Григорьев)				Терский Алатау (А. А. Григорьев)			
	осадкомер Третьякова		ОСК-2		осадкомер Третьякова		ОСК-2	
	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$
1000—1500	1,13	1,10	1,21	1,14	1,16	1,10	1,25	1,13
1500—2000	1,16	1,10	1,25	1,13	1,16	1,10	1,25	1,13
2000—2500	1,19	1,12	1,28	1,14	1,15	1,11	1,24	1,14
2500—3000	1,27	1,16	1,36	1,12	1,15	1,11	1,20	1,14
3000—3500	1,40	1,25	1,39	1,10	1,16	1,12	1,25	1,14

Для сходных с горными районами Казахстана условий Киргизии обобщенные поправочные коэффициенты к осадкомерам Третьякова, а также к суммарным осадкомерам получены А. А. Григорьевым и К. В. Циценко [5]. Приведенными в работах [5, 13, 30] сведениями, а также результатами экспериментальных исследований КазНИГМИ и Алма-Атинской селестоковой станции (табл. 1) подтверждается закономерность увеличения погрешности на ветровой недоучет твердых осадков осадкомерами Третьякова с высотой местности в горах, широко использованная ранее разными исследователями для разработки рекомендаций по введению обобщенной поправки в сезонные и месячные суммы осадков за холодный период года [8]. Увеличение погрешности измерения осадков осадкомерами объясняется увеличением с высотой средних месячных и сезонных скоростей ветра в холодный период года. Данные наблюдения метеостанций, расположенных на северном склоне Заилийского Алатау [13, 25], показывают, что в теплый период года средние месячные и сезонные скорости ветра в предгорных и низкогорных районах несколько больше, чем в среднегорных (лесная зона), но с высот более 2500—3000 м тоже наблюдается увеличение скорости ветра. Такая закономерность, судя по имеющимся данным отрывочных наблюдений, характерна и для других горных районов Юго-Восточного Казахстана. Уменьшение крупности капель дождя с увеличением высоты в теплый период года и возрастание парусности снежинок вследствие понижения температуры воздуха на больших высотах в холодный период должны способствовать увеличению ветровой погрешности приборов на больших высотах. Поэтому неслучайно, что выводы различных авторов о высотном распределении величин поправочных коэффициентов к показаниям осадкомеров Третьякова и суммарных осадкомеров в основном совпадают.

Наиболее детальные исследования точности учета осадков осадкомерными приборами разных систем, произведенные на Валдайском экспериментальном осадкомерном полигоне, позволили В. С. Голубеву рекомендовать для корректировки осадков, измеренных осадкомером Третьякова с высотой приемного отверстия 2 м, следующую формулу:

$$P = (P_i + \Delta P_{см})(1 + K\mu_p^2 U_2^2 \bar{A}_0), \qquad (3)$$

где P — исправленные осадки, мм; P_i — измеренные осадки; $\Delta P_{см}$ — сумма потерь на смачивание, мм; K — коэффициент, характеризующий соотношение ветра в период выпадения осадков и их среднемесячных величин; $U_г$ — среднемесячная скорость ветра на высоте 2 м (м/с); $\bar{A}_0$ — средние месячные значения коэффициентов ветрового недоучета; μ_p — показатель структуры и скорости падения осадков, определяющийся по уравнению

$$\mu_p^2 = \left(\frac{D}{D_0}\right)^2 \left(\frac{1}{1 + \frac{t}{273}}\right)^2,$$

где D — среднее месячное атмосферное давление на уровне станции, мб; $D_0=1000$ мб; t — средняя месячная температура воздуха, °С.

Она, по нашему мнению, наиболее полно и правильно отражает факторы, влияющие на величину ветровой погрешности осадкомерных приборов.

Для проверки применимости формулы (3) в условиях горных районов Юго-Восточного Казахстана использованы материалы экспериментальных наблюдений КазНИГМИ, Алмаатинской селестоковой станции и Алмаатинской и снего-лавинной станции *.

Величины погрешностей осадкомера Третьякова, установленного на высоте 2 м, при экспериментальных исследованиях оценивались в теплые периоды года по данным параллельных наблюдений ямочными осадкомерами, а в зимний период для получения надежных данных о твердых осадках после каждого их выпадения производилось измерение снега, собранного со специально оборудованного для этой цели на поверхности земли настила.

Полученные таким путем величины осадков после введения поправки на смачивание ведра ямочного осадкомера принимались за истинные осадки ($P_{ис}$). Поправки на смачивание осадкомеров ($\Delta P_{см}$) для ямочного осадкомера и осадкомера, установленного на высоте 2 м, вводились общепринятым способом. Коэффициент, характеризующий состояние ветра в период выпадения осадков ($\bar{U}_{ж}$) и их среднемесячные величины ($\bar{U}_{мес}$) для любого конкретного пункта наблюдений может быть вычислен из выражения $U_{ж} = K\bar{U}_{мес}$.

Согласно исследованиям Соседова и Мансуровой [13] для северного склона Заилийского Алатау, где проводились экспериментальные наблюдения, при преобладающих во время выпадения осадков северо-восточных ветрах $\bar{U}_{ж} = \bar{U}_{мес}$, и поэтому коэффициент $K=1$. Значения U для каждого пункта наблюдений определены путем переводных коэффициентов, установленных по измерению скорости ветра на высоте флюгера и на 2 м. Среднемесячные значения коэффициентов ветрового недоучета ($\bar{A}_0$) при наличии экспериментальных данных могут быть определены из формулы (3) или приняты обобщенные его значения. Нами для определения величины $\bar{A}_0$ использованы рекомендуемые Голубевым обобщенные значения этого коэффициента при различных величинах среднемесячных температур воздуха. Проверка формулы (3) показала, что между исправленными по ней показаниями осадкомера Третьякова и измеренными по прибору-эталону вели-

* Экспериментальные исследования по точности измерения осадков осадкомерами Третьякова на Алмаатинской селестоковой станции производились под руководством и при участии В. А. Голубовича и В. К. Котляровой, а на Алмаатинской снего-лавинной станции — Е. И. Колесниковым. Обобщение материалов по точности учета осадков, а также по снежному покрову выполнено Н. Н. Щеголевой.

чинами осадков на ст. Усть-Горельник (высота 1950 м) получены незначительные расхождения, а для высокогорных станций (Мын-Джилки, Большое Алмаатинское озеро) различия эти существенны. Из этого следует, что для использования формулы в горных районах необходимо уточнение значений параметров A_0, для чего требуются дополнительные материалы экспериментальных наблюдений.

Аналогично осадкомерам Третьякова для корректировки осадков по показаниям суммарных осадкомеров может быть использована формула

$$P = P_i(1 + K\mu_p^2 U_2^2 \overline{A}_0), \qquad (4)$$

где обозначения те же, что в формуле (3). Однако в большинстве случаев при существующей методике наблюдений за осадками в горах по суммарным осадкомерам, а также и по осадкомерам Третьякова на постах наблюдения за скоростью ветра не производятся. Поскольку интерполяция скорости и направления ветра в горах практически невозможна, то ни формулы (3) и (4) и, никакой из ранее рекомендованных для станций способ корректировки осадков для них неприемлем. Поэтому для осадкомерных пунктов, где не производятся измерения скорости ветра, корректировка измеренных величин осадков возможна лишь только по значениям переходных коэффициентов, обобщенных для высотных зон горных районов.

Используя материалы экспериментальных наблюдений в Заилийском и Джунгарском Алатау, а также на территории Киргизии (табл. 1) для горных районов Юго-Восточного Казахстана

Таблица 2

Осредненные суммарные поправки к осадкомерам Третьякова и суммарным осадкомерам ОСК-2 для холодного ($K_з$, октябрь — апрель) и теплого ($K_л$, май — сентябрь) периодов года для периферийных и внутригорных районов Юго-Восточного Казахстана

Интервалы высот, м	Принятые средние для							
	периферийных районов				внутригорных районов			
	осадкомер Третьякова		ОСК-2		осадкомер Третьякова		ОСК-2	
	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$	$K_з$	$K_л$
1000—1500	1,14	1,06	1,10	1,05	1,15	1,05	1,20	1,05
1500—2000	1,15	1,10	1,18	1,08	1,15	1,10	1,20	1,13
2000—2500	1,16	1,10	1,23	1,10	1,15	1,10	1,20	1,13
2500—3000	1,20	1,13	1,28	1,15	1,15	1,10	1,20	1,15
3000—3500	1,30	1,15	1,35	1,15	1,20	1,12	1,25	1,15
3500—4000	1,40	1,25	1,39	1,15	1,25	1,15	1,25	1,15

рекомендуются обобщенные поправочные коэффициенты, приведенные в табл. 2. В соответствии с особенностями изменения скорости ветра с высотой величины поправочных коэффициентов

приняты различными для периферийных склонов и склонов гор, расположенных во внутригорных районах (северные склоны Таласского и Кунтей Алатау, Кетменского хребта, южные склоны Джунгарского Алатау). Последние приняты в основном по данным Григорьева. Разницы в величинах суммарных поправочных коэффициентов для осадкомеров Третьякова и ОСК-2 обусловлена главным образом различным влиянием приборов на осадконесущие потоки воздуха при одинаковой скорости ветра.

Способ корректировки осадков по формуле (4) и по средним для высотной зоны значениям поправок (табл. 2) не применим, вероятно, к суммарным осадкомерам, установленным в предгорных и низкогорных районах, где вследствие конденсации влаги в приборах ОСК-2 и М-70 наблюдаются завышенные (до 15—20% при осадках менее 20 мм за месяц) по сравнению с фактическими величины осадков. Об этом, в частности, свидетельствуют данные сравнения величин осадков, измеренных ямочными и суммарными осадкомерами в трех пунктах предгорно-низкогорной зоны Джунгарского Алатау в засушливом 1971 г., а также параллельные наблюдения в горах Каратау, Тарбагатая, Улутау.

Попадание в осадкомеры ложных осадков вследствие сдувания с выступов рельефа местности и ветрового переноса снега в условиях гор наиболее вероятно для суммарных осадкомеров, установленных в высокогорной зоне. Выявление осадкомеров, в которые попадают ложные осадки, возможно по совмещенным хронологическим графикам величин осадков по всем приборам, установленным в бассейне. Например, при рассмотрении хронологических графиков количество осадков, зарегистрированных суммарными осадкомерами, установленными в верхней части бассейна р. Малая Алмаатинка, выяснилось, что наряду с осадкомерами, регистрирующими количество осадков с согласованным между различными пунктами наблюдений многолетним ходом и пропорциональным годовым величинам их по ст. Мын-Джилки, обособляется группа осадкомеров с повышенным количеством осадков и большими колебаниями их по годам (рис. 1). При рассмотрении возможных причин различий в показаниях осадкомеров выясняется, что осадкомеры, показания которых отличаются от общего хронологического хода осадков в бассейне, установлены в условиях подверженных надуванию снега с окружающей местности. При наличии данных наблюдений за скоростью и направлением ветра в период выпадения осадков и после снегопадов корректировку данных по таким осадкомерам, в принципе, можно было бы производить аналогично тому, как это рекомендовалось нами для условий пересеченного рельефа Центрального Казахстана [28].

Однако практическая реализация этих предложений в условиях высокогорья сопряжена с большими трудностями и в настоящее время из-за отсутствия материалов наблюдений невозможна. Поэтому приближенно корректировку измеренных суммарными

осадкомерами величин осадков, искаженных надуванием в прибор снега, целесообразно производить по данным приборов, не подверженных надуванию ложных осадков, и по осредненным плювиаметрическим градиентам. Выяснение случаев надувания снега в приборы должно также служить основанием для установки прибора в более репрезентативном пункте.

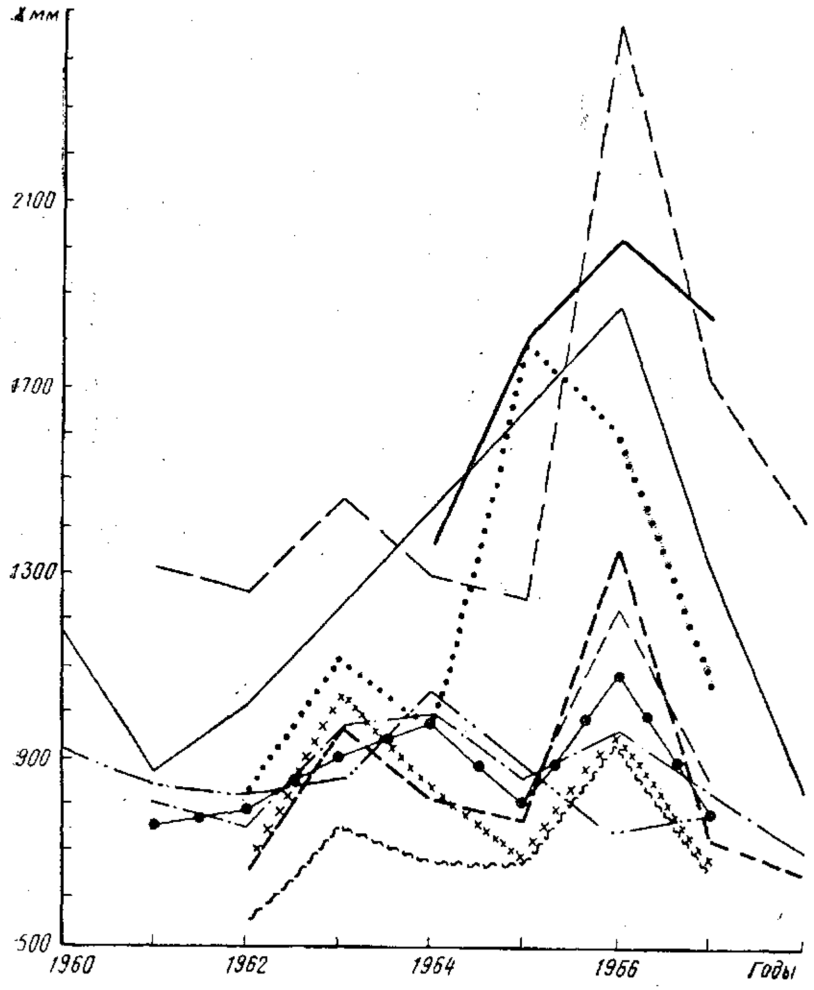


Рис. 1. Величины годовых осадков по измерениям суммарными осадкомерами в высокогорной зоне бассейна р. Малая Алмаатинка

Вопросам пространственного распределения осадков в горных районах вообще и в Юго-Восточном Казахстане в особенности посвящено много работ [2, 6, 8, 10, 35]. Наиболее полная характеристика закономерностей в распределении годовых и сезонных сумм

осадков по горным районам приведена в монографии «Ресурсы поверхностных вод СССР» [25]. Приведенное в [25] районирование территории по зависимостям годовых и сезонных сумм осадков от высоты местности и сами зависимости могут служить основанием для выделения однородных орографических районов по характеру связи с высотой месячных и сезонных сумм осадков. В частности, при недостаточном количестве пунктов наблюдений за осадками в бассейне привлечение данных по пунктам, расположенным за его пределами, возможно лишь в том случае, если последние находятся в одном орографическом районе с бассейном, по которому рассчитывается водный баланс.

Следует, однако, иметь в виду, что сказанное относится к оценке средних величин сезонных и месячных сумм осадков для бассейнов «средних рек». Для рек с большой площадью водосбора возникает необходимость учета размеров бассейна, относящихся к тому или иному орографическому району.

Необходимость учета орографии обусловливается тем, что региональные связи годовых, сезонных и месячных сумм осадков с высотой искажаются воздействием внутризональных факторов и в первую очередь — условиями доступности отдельных водосборов и склонов влагонесущим потокам. Особенно велико влияние орографии во внутригорных (замкнутых) районах, находящихся в зоне «ветровой тени», т. е. под воздействием окраинных хребтов — барьеров на пути влагонесущих потоков. Результаты экспедиционных наблюдений КазНИГМИ в предгорно-низкогорном поясе и в межгорной Арасан-Копальской котловине на северном склоне Джунгарского Алатау показывают, что разница в количестве месячных и сезонных осадков на одинаковых высотах открытых и закрытых склонов в засушливые годы достигает 50%.

Исследования, проведенные Григорьевым [6], свидетельствуют также о необходимости учета репрезентативности осадкомерных пунктов при использовании данных стационарных и маршрутно-снегомерных наблюдений в горах. Выводы Григорьева находят подтверждение материалами густой сети наблюдений в центральной части северного склона Заилийского Алатау, а также результатами анализа данных показаний суммарных осадкомеров и материалов снегосъемок по снегомерным маршрутам Джунгарского Алатау [27]. Особенно необходимо учитывать репрезентативность пунктов наблюдений за осадками и корректировать данные об осадках по наблюдениям на дне долин при неблагоприятной ориентации водосборов или расположении их во внутригорных районах. В Юго-Восточном Казахстане такими районами являются Текесо-Кегенская межгорная котловина в левобережной части бассейна р. Или, реки северного склона Джунгарского Алатау и т. д. Определение осадков, согласно рекомендациям Григорьева [6], по сглаженной кривой для таких районов позволит избежать занижения в приходной части водного баланса при оценке их по фактическим данным измерений на дне речных долин.

Сток воды от таяния ледников

Под стоком талых вод от таяния ледников подразумевается сток от таяния самого ледника и сезонных снегов в зоне оледенения. В соответствии с рекомендациями гляциологов [12, 37, 44] сток при отсутствии непосредственных его измерений у языка ледника целесообразно рассчитывать по таким метеорологическим факторам, обусловливающим процесс таяния снега и льда, как температура воздуха, облачность, осадки. По особенностям формирования стока в каждом леднике выделяются четыре различные части: открытая часть языка с ее боковыми и срединными моренами, погребенная часть языка, часть фирнового поля, подверженная таянию, и часть территории ледникового бассейна, свободная от оледенения.

Объем стока от таяния ледников рассчитывается отдельно по поступлению талых вод с каждой из этих частей, а сток, полученный сложением частных величин, характеризует $Q_л$ в уравнении (2).

В каталогах ледников СССР, которые служат основными источниками сведений о местоположении и количестве ледников в бассейне данной реки, указывается также площадь отдельных ледников и площадь абляции (общая и открытой части). Площадь фирнового поля определяется по разности площади всего ледника и площади абляции (языка ледника). Площадь же погребенной части языка ледника равна общей площади абляции без площади открытой части. Верхняя граница части фирновой области, которая подвергается таянию, а затем и сама эта площадь определяются по средней суточной температуре абляционного периода, соответствующей нулевому таянию снега, и температурному градиенту. Для оценки величины стаивания при отсутствии непосредственных наблюдений используются также сведения о температуре воздуха и облачности над ледником. В большинстве случаев сведения о метеорологических условиях над ледниками тоже отсутствуют, поэтому приходится прибегать к интерполяции их по данным близлежащих станций, пользуясь среднемесячными температурными градиентами

$$t_{\text{Н}} = t_{\text{м ст}} - \Delta t \frac{\Delta H}{100}, \qquad (5)$$

где t_H — среднесуточная температура воздуха над ледником на высоте H; $t_{\text{мст}}$ — среднесуточная температура воздуха на ближайшей метеостанции; Δt — температурный градиент на 100 м высоты; ΔH — разница высот ледника и станции, м.

При отсутствии метеостанций, позволяющих определить изменение температуры воздуха с высотой для расчетного периода времени непосредственно по данным наблюдений, температурный градиент может быть определен по осредненным значениям его для данного района, приведенным в работах [12, 44]. Из [12, 37, 44 и др.] могут быть получены также сведения о средних величи-

нах стаивания льда со снегом и снега на 1° положительных температур воздуха в связи с общей облачностью, а также рекомендации по определению общего абляционного периода и частного ледникового абляционного периода, по расчету суммарной величины абляции за расчетный период и объема талых вод с частных площадей ледника. Слой стока со всего ледника получается делением суммарного объема стока со всех частей ледника на его общую площадь. В случае, когда в бассейне реки не один, а несколько ледников, вначале по каждому из них определяются все морфометрические параметры, затем они суммируются и для суммарных величин производится расчет согласно вышеизложенному.

Суммарное испарение с водосборов

Оценка суммарного испарения с водосборов горных рек представляет одну из наиболее важных и вместе с тем трудных задач воднобалансовых исследований. Не удивительно поэтому, что вопросам возможностей измерения и расчета испарения с горных водосборов в последние годы посвящено много работ [2, 4, 7, 19, 26, 30—33, 39, 42, 43].

Трудоемкость наблюдений и сложность оценки репрезентативности показаний испарителей и лизиметров, установленных в горах, служат причиной очень редкой сети пунктов непосредственных наблюдений за испарением и предопределяют необходимость использования главным образом расчетных методов оценки суммарного испарения.

При оценке суммарного испарения, наряду с различиями в зависимости его от гидрометеорологических факторов в холодный и теплый периоды года, для водосборов горных рек необходимо учитывать роль элементов подстилающей поверхности.

Исходя из преобладающего характера подстилающих поверхностей суммарное испарение с горных водосборов можно рассматривать как слагающиеся из испарения с луговых склонов ($E_л$) леса и кустарника ($E_{л.к}$), осыпей и скал ($E_{ос}$), т. е.

$$E_с = \frac{f_л E_л + f_{л.к} E_{л.к} + f_{ос} E_{ос}}{F}, \qquad (6)$$

где $f_л$ $f_{л.к}$, $f_{ос}$ — соответственно площади, занятые луговой растительностью, лесом и кустарниками, осыпями и скалами, а F — общая площадь водосбора.

Испарение за теплый период года. Практические рекомендации по расчетам испарения с луговых склонов, наиболее приемлемые для оценки суммарного испарения при воднобалансовых расчетах за месяцы и более длительные периоды времени теплого сезона года, приведены в работе [30] и статье М. П. Рыбкиной, И. И. Скоцеляса и В. А. Одинца, публикуемой в настоящем сборнике [26]. Для оценки испарения с луговых склонов среднегорного пояса Заилийского Алатау при наличии сведений о соотношении склонов различной ориентации могут быть использованы

также рекомендации И. С. Соседова и Л. Н. Филатовой [32], а при необходимости расчета испарения за декаду — схема расчета, рекомендуемая В. В. Голубцовым и В. И. Ли [4], или другая методика, учитывающая динамику влагозапасов в почвогрунтах.

Характер процессов, обусловливающих потери на испарение с осыпей и практические рекомендации по учету этих потерь при воднобалансовых расчетах, детально рассмотрены в работе Соседова, публикуемой в настоящем сборнике [33]. Непродолжительные наблюдения за испарением с осыпей в Джунгарском Алатау, проводимые экспедицией КазНИГМИ в 1971—1972 гг., не позволяют уточнить параметры его зависимостей от количества и частоты выпадающих осадков но, в общем, подтверждают рекомендуемые Соседовым величины, а это служит основанием для того, чтобы распространить их на всю территорию Юго-Восточного Казахстана. Натурные исследования со скальных поверхностей горных водосборов из-за чрезвычайных трудностей методического и организационного характера не проводились. Однако косвенные показатели гидрологической роли скальных поверхностей (например, водный режим родников, выклинивающихся из-под скал) свидетельствуют о существенном сходстве в количественных соотношениях между осадками и суммарными потерями на скалах и осыпях. На этом основании скальные поверхности при оценке суммарного испарения нами отнесены к осыпям.

Оценка потерь на испарение с поверхностей горных водосборов, занятых лесом и кустарниками, представляет наиболее сложную задачу. Испарение с залесенных территорий слагается из потерь на задержание осадков кроной деревьев и кустарниками ($E_з$), на расходование воды транспирацией ($E_т$) и потерь на испарение под пологом леса ($E_п$), т. е.

$$E_{л.к} = E_з + E_т + E_п. \tag{7}$$

Величина задерживаемых лесом и кустарниками осадков, расходуемых затем на испарение, зависит от таксационных характеристик лесонасаждений (состав, полнота, возраст), фазы вегетации, а также от структуры и характера выпадения осадков (продолжительность, интенсивность, общее количество, непрерывность или периодичность выпадения), метеорологических условий предшествующего периода и в процессе выпадения осадков. Определяется величина задерживаемой части осадков ($P_з$) по разности между количеством осадков, выпадающих на лес ($P_л$) и средней суммой их, измеренных под пологом леса ($P_п$), т.е.

$$P_з = P_л - P_п. \tag{8}$$

Сток жидких осадков по стволам деревьев и кустарников из-за малой величины обычно не учитываются.

Детальные исследования задержания осадков древеснокустарниковой растительностью выполнены только для елового леса и зимнего периода сотрудниками АН КазССР [31]. Для определения величины задержанной древесно-кустарниковой растительностью

части осадков гидрологической экспедицией КазНИГМИ в бассейне р. Ремизовка в теплый период 1969—1970 гг. производились наблюдения по осадкомерам, установленным на лесных полянах под пологом елового и лиственного (осина) леса средней полноты и типичных для среднегорной зоны кустарников (шиповник, жимолость, рябина). За осадки над лесом (кустарником) принимались данные измерений ямочным осадкомером на лесной поляне. Все осадкомеры для сопоставимости данных были установлены на одинаковой высотной отметке, на склоне северной ориентации. Для оценки потерь на задержание твердых осадков древесно-кустарниковой растительностью в зимние периоды 1969/70 г. и 1970/71 г. в том же бассейне производились специальные снегомерные съемки, позволившие оценить снегозапасы под пологом различных видов растительности и на незалесенных участках местности. Снегосъемками, наряду с перечисленными видами древесной растительности, охвачены сосновые и березовые насаждения. В 1964—1969 гг. аналогичные исследования, в низкогорной и среднегорной зонах проведены сотрудниками Алмаатинской селестоковой станции.

Результаты этих исследований, а также литературные сведения позволили дать обобщенную по месяцам характеристику задержания осадков древесно-кустарниковой растительностью (табл. 3). Приведенные в табл. 3 сведения могут быть использованы для

Таблица 3

Среднемесячные и сезонные значения количества задержанных древесно-кустарниковой растительностью осадков (в процентах от выпавших на поляне)

Вид растительности	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Периоды года: теплый (IV—X)	Периоды года: холодный (XI—III)
Еловый лес	50	60	50	40	30	45	55	55	50	50	55	60	45	50
Лиственный лес	15	15	20	20	25	40	45	40	25	25	25	20	30	20
Кустарники	40	40	40	40	35	35	45	25	20	20	40	40	30	40

приближенной оценки величины $P_з$ с достаточной точностью для массовых водобалансовых расчетов.

При необходимости более точной оценки величины задержания осадков еловым лесом может быть использована теоретическая формлуа Г. Ф. Хильми [40], которая для случая, когда слой задержанных осадков меньше максимально возможного задержания, имеет следующий вид:

$$F(X) = (1 - A)X + A\left[\frac{X^2}{X^*}\left(1 - \frac{R^*}{R}\right) - \frac{1}{3}\frac{X^3}{X^*}\left(1 - \frac{R^*}{R}\right)^2\right], \quad (9)$$

где $F(X)$ — количество осадков под пологом леса; A — полнота

лесного насаждения; $\frac{R^*}{R}$ — параметр, характеризующий охвоенную часть кронового пространства (определяется по осмотру типовых деревьев); X^* — слой осадков, при котором они полностью проникают через толщу кронового пространства.

Для случаев, когда $X \geqslant X^*$, значения осадков под пологом леса определяется по более простой формуле

$$F(X) = X - X_0, \tag{10}$$

где X_0 — количество осадков, удерживаемое кронами деревьев в состоянии полного насыщения. Значение этой величины определяется опытным путем или вычисляется по формуле

$$X_0 = AX^* - AX^* \left[\left(1 - \frac{R^*}{R}\right) - \frac{1}{3}\left(1 - \frac{R^*}{R}\right)^2\right].$$

Проверка формулы Хильми на материалах ВНИГЛ, выполненная С. Ф. Федоровым и Р. Е. Рогоцкой [38], показала, что слой осадков под пологом елового леса и величина задержания их кронами деревьев в теплый период года, могут быть получены по ней достаточно надежно.

Оценку слоя осадков, задержанных типичной для гор Средней Азии древесно-кустарниковой растительностью, Л. Н. Побережский и Г. Н. Трофимов [22] на основании серии опытов по искусственному дождеванию рекомендуют производить по формуле

$$P_з = \varphi[n_1 X_0 + n_2 f(X)], \tag{11}$$

где n_1 — число дождей в расчетном периоде со слоем $X_i > X_0$; φ — полнота растительности в долях единицы; $f(X)$ — перехват осадков для n_2 дождей со слоем $X_i < X_0$. Для определения функции $f(X)$ рекомендуется номограмма. Сведения о видовом составе и полноте растительного покрова заимствуются из ботанических карт бассейна, а исходные данные об осадках над лесом принимаются после их корректировки.

Транспирационные потери древесно-кустарниковой растительностью изучены очень плохо. Пользуясь данными Ф. В. Степанова [36], исследовавшего расходование влаги на транспирацию еловым древостоем в средней части лесного пояса Кунгей Алатау, можно считать, что транспирация еловым лесом за период апрель—октябрь составляет 30—40% величины суммарных потерь с луговых склонов.

Сведения о величинах транспирации с лиственного леса в средней полосе европейской части страны [18, 20] свидетельствуют о том, что транспирационные потери в нем несколько больше, чем в еловом лесу и, по-видимому, составляют около 40—50% величины суммарного испарения с луговых склонов. Если сделать допущение, что помесячное распределение потерь на транспирацию с леса такое же, как суммарного испарения с луга, то, руководствуясь этими соотношениями, можно приближенно оценивать и величину $E_т$.

Потери на испарение под пологом леса при существующем состоянии их изученности пока тоже можно оценивать только приближенно.

В частности, исследованиями Филатовой [39] установлено, что на северном склоне Заилийского Алатау, под пологом тяньшанской ели испарение за пять лет наблюдений составило 208 мм, т. е. около 50% величины суммарного испарения с луга в среднегорной зоне. Поскольку эта величина характеризует испарение между деревьями, а под кроной ели оно значительно меньше, то средние потери на испарение под пологом леса вряд ли превышают 40% суммарного испарения с луговых склонов. В связи с отсутствием надежных сведений о потерях на испарение под пологом лиственных лесов и кустарников соотношение $E_{п}=0{,}4E_{л}$ может быть распространено для приближенной оценки суммарного испарения на всю лесную зону.

Из изложенного следует, что суммарное испарение с залесенных частей водосборов примерно на 15—20% больше, чем испарение с луговых поверхностей. Это соотношение согласуется с данными Ю. Л. Раунера [23], рекомендующего для определения норм испарения с залесенных массивов переходные коэффициенты от испарения с суши к испарению с лесопокрытых участков в южных степных районах, равные 1,20—1,14 (при индексе сухости от 1,2 до 2,0). Поэтому при приближенной оценке суммарного испарения за теплый период года с залесенных частей водосборов по испарению с луговых поверхностей можно пользоваться соотношением $E_{л.к}=1{,}15\ E_{л}$ для районов преобладания елового редколесья и $E_{л.к}=1{,}20\ E_{л}$ для районов с достаточно большой полнотой смешанной древесно-кустарниковой растительности и елового леса.

Испарение за холодный период года. Процессы и гидрометеорологические факторы, обусловливающие суммарное испарение с луговых склонов и осыпей в горах за холодный период года, детально изучены сотрудниками сектора гидрофизики ИГГ АН КазССР и описаны в работе Соседова [31]. Согласно этим исследованиям общие потери снеговой влаги в холодный период года на луговых склонах несеверной ориентации складываются из испарения со снега и с оголенной почвы, а на склонах северной ориентации только со снега. В связи с этим для оценки испарения со склонов северной ориентации рекомендуется эмпирическая формула, основанная на связи испарения со скоростью ветра и градиента влажности воздуха, а для приближенной оценки суммарного испарения со склонов других ориентаций — переходные коэффициенты от рассчитанного испарения на склоне северной ориентации (1,10 для северо-восточного и северо-западного, 1,25 для восточного и западного, 1,50 для юго-восточного и юго-западного и 2,3 для южного склонов) [31].

В холодный период 1970—1971 гг. экспедицией КазНИГМИ в бассейне р. Ремизовки производились наблюдения за испарением со снега и почвы на склоне юго-западной экспозиции по испари-

телям площадью 2000 см², глубиной 25 см и одновременно за испарением только с почвы испарителем ГГИ-500—50.

Материалы этих наблюдений подтверждают выводы, приведенные в [31], полученные с помощью малогабаритных испарителей (площадью 200 см² и глубиной 8—12 см). Следует только отметить, что в процессе зимнего испарения почвы большую роль наряду с поступлением тепла в виде прямой и рассеянной радиации играет частота выпадения и количество осадков, а также мощность оставшегося с осени травяного покрова. Последний играет роль основного аккумулятора и регулятора расходования на испарение зимних осадков с луговых склонов и препятствует иссушению почвы в зимнее время. Насколько велика разница в интенсивности зимнего испарения с лугового склона в периоды с продолжительным отсутствием снежного покрова и в периоды после снегопадов иллюстрируют данные наблюдений за первую декаду января и 10 дней февраля 1971 г. (табл. 4). В среднем сум-

Таблица 4

Интенсивность испарения со снега и почвы на склоне юго-западной ориентации по данным ежедневного взвешивания испарителей в 1970 г.

Период наблюдения	Испаряющая поверхность	Интенсивность испарения, мм/сут	Период наблюдения	Испаряющая поверхность	Интенсивность испарения, мм/сут
1—4 I	Почва, ветошь . .	0,40	5—9 II	Почва, ветошь . . .	0,15
5—8 I	Снег, почва, ветошь	0,55	10—12 II	Снег, почва, ветошь	1,7
9—10 I	Снег	0,35	13—15 II	Почва, ветошь . . .	0,78

марное испарение со склонов юго-западной ориентации в первые пятидневки после выпадения осадков более чем в два раза превышает суммарное испарение со склонов за периоды отсутствия снежного покрова. За четыре зимних месяца (ноябрь—февраль) 1970—1971 гг. суммарное испарение, оцененное по данным наблюдений четырех испарителей, составило 78 мм, а средняя суточная интенсивность испарения в ноябре была 0,52, в декабре — 0,49, в январе — 0,50 и в феврале — 0,36 мм. Уменьшение интенсивности и месячной суммы испарения в феврале объясняется преобладанием погоды без осадков и продолжительным отсутствием снежного покрова на склоне.

Учитывая редкую сеть измерений температуры поверхности снега и трудности интерполяции исходных параметров рекомендуемой Соседовым [31]) формулы испарения со снега в горах, нами на основании материалов наблюдений сектора гидрофизики ИГГ АН КазССР в высокогорном поясе и материалов наблюдений экспедиции КазНИГМИ в среднегорном поясе северного склона Заи-

лийского Алатау получено уравнение

$$E = n(0{,}32d - 0{,}11), \qquad (12)$$

позволяющее вычислить суммарное испарение (E) в миллиметрах за весь холодный период года или отдельные месяцы (декады) в зависимости от среднего дефицита влажности воздуха (d) в миллибарах и расчетного периода времени (n суток). Проверка вычисления зимнего испарения по полученным ранее в 1961—1963 гг. материалам наблюдений экспедиции УГМС КазССР в предгорных районах северо-восточного склона Джунгарского Алатау (бассейн р. Чинжалы) свидетельствует о вполне приемлемой для водобалансовых расчетов точности.

Поскольку характер залегания снежного покрова на осыпях и процессы, обусловливающие испарение с них, в зимнее время аналогичны таковым на луговых склонах [33], формулу (12) можно использовать для оценки суммарного испарения с этих обоих элементов подстилающей поверхности водосборов ($E_л$ и $E_{ос}$).

Основными объектами натурных исследований испарения в зимний период (так же как и в теплый) в горных районах Казахстана до сих пор являлись безлесные пространства, занимающие обычно наибольшие площади в бассейнах рек. Кроме приближенных данных о задержании осадков древесно-кустарниковой растительностью (табл. 3), материалами о зимнем испарении в лесу мы не располагаем.

Если величину транспирационных потерь ($E_т$) в холодный период года с известной мерой приближения можно приравнять к нулю, потери на задержание ($E_з$) определить по табл. 3 или по рекомендациям Соседова (31), то для оценки потерь на испарение под пологом леса в холодный период года нет иного пути, как использовать результаты исследований в других горных районах страны. В частности, основываясь на выводах И. Д. Цигельной и Г. Н. Голубева по Таласскому Алатау в Киргизии [41], А. А. Молчанова по средней полосе России [18], величину испарения под пологом леса в горах Казахстана приближенно можно оценить по соотношению $E_п = 0{,}45\ E_л$.

Аккумуляция воды в снежном покрове

Изменение запасов воды в сезонном снежном покрове на поверхности горных водосборов, не занятых ледниками, так же как и на равнинных водосборах, определяется сочетанием факторов накопления (выпадение твердых осадков, низкие температуры воздуха) и расходования твердого вещества (снега) в связи с переходом его в жидкую и газообразную фазы под воздействием тепловой энергии. Основываясь на том, что факторы накопления и расходования снега в горах тесно связаны с высотой и ориентацией склонов, Соседовым и Филатовой [31] предлагается производить оценку средних запасов воды в снежном покрове с учетом особенностей его распределения по этим элементам рельефа. Од-

нако реализация этих предложений осложняется труднодоступностью гор для проведения необходимого количества наземных измерений запасов воды в снежном покрове, и большинство сведений о запасах воды в снежном покрове в среднегорной и высокогорной зонах пока получается в результате ежемесячных наблюдений на дне речных долин при маршрутных снегосъемках. Поэтому при построении зависимостей снегозапасов от высоты местности по бассейнам горных рек Казахстана они в большинстве случаев оказываются однозначными [25, 29].

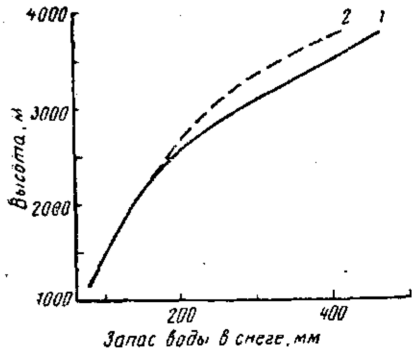


Рис. 2. Зависимость средних за период 1958—1968 гг. максимальных запасов воды в снежном покрове от высоты местности в бассейне р. Малая Алмаатинка:

1 — подсчитаны с учетом ориентации склонов, *2* — без учета ориентации склонов

Для выяснения возможностей и целесообразности учета ориентации при оценке средних снегозапасов при существующей методике снегосъемок в горах Алмаатинской селестоковой станции в зимний период 1969/70 г. бассейне р. Малая Алмаатинка была проведена серия снегосъемок на склонах разной ориентации. Сопоставление материалов этих снегосъемок с многолетними данными по маршруту УГМС КазССР, приведенными в работе [3], свидетельствует о том, что характер соотношения между снегозапасами на склонах различной ориентации существенно зависит от методики снегосъемок и изменяется даже в пределах одной высотной зоны бассейна. Это не позволяет вывести надежные переходные коэффициенты от склонов одной ориентации к другим. Не представляется на современной стадии изученности учесть также влияние на распределение снегозапасов таких факторов, влияющих на режим снегозапасов, как крутизна склонов, степень открытости горизонта и залесенность водосборов.

Для определения различий в оценке снегозапасов по материалам Малоалмаатинского снегомерного маршрута был произведен расчет средних для высотных зон и всего бассейна снегозапасов двумя способами: по зависимости максимальных снегозапасов от высоты за 1958—1968 гг., построенной с учетом ориентаций [3], и по обобщенной кривой, построенной по средним за тот же период наблюдений данным (рис. 2). Расчеты по высотным зонам показали, что снегозапасы, вычисленные двумя способами, до высоты 2800 м практически не отличаются. На больших высотах различия возрастают, но они могут быть следствием приближенного определения снегозапасов по склонам разной ориентации из-за отсутствия надежных данных по причине большой трудности производства снегосъемок. В целом же для бассейна средневзвешенные максимальные снегозапасы, вычисленные с учетом ориентации

склонов и без учета ее отличаются друг от друга менее чем на 9%. На основании этого можно считать, что оценка средних для бассейнов горных рек запасов воды в снежном покрове по данным о средних снегозапасах на отдельных интервалах высот, определяемых по обобщенной кривой зависимости снегозапасов от высоты и по сведениям о размерах занимаемых высотными зонами площадей, снятых с гипсографической кривой, вполне оправдана.

Анализ материалов снегомерных маршрутов по всем горным районам Казахстана показал, что значительно большие погрешности (обычно в сторону занижения снегозапасов) обусловлены недоучетом ориентации и степени защищенности долин по отношению к свободному проникновению влажных воздушных масс. Учет этих особенностей при наличии материалов наблюдений как на дне долин, и на водосборе, возможен путем построения сглаженных интегральных кривых, подобно тому, как это Григорьевым рекомендуется делать для уточнения средних по бассейну атмосферных осадков [6].

Изменение запасов воды в почвогрунтах

Наблюдения за изменением влагозапасов в почвогрунтах наиболее трудоемкая (особенно в горах) работа, поэтому они, как и наблюдения за испарением с почвы, проводятся чрезвычайно редко. В большинстве случаев сведения о изменениях запасов воды в почвогрунтах имеются только по низкогорно-предгорной зоне бассейнов горных рек. Достаточно сказать, что систематические наблюдения за влажностью метровой толщи почвогрунтов на высотах от 1000 до 2000 м на всей территории Юго-Восточного Казахстана проводятся в пяти, а на высоте более 2000 м только в двух пунктах (бассейны рек Малой Алмаатинки и Ассы). При наличии такой редкой сети пунктов наблюдений не приходится рассчитывать на данные непосредственных наблюдений за влажностью почвы во всем бассейне в настоящее время и в ближайшем будущем. Оценка же изменений запасов воды в почвогрунтах в бассейнах горных рек по данным наблюдений только в предгорной зоне может привести к большим погрешностям расчета, так как количественные изменения влагозапасов в высотных зонах в целом за год и его сезоны, так и по месяцам и декадам, различны. В частности, степень уменьшения запасов воды в почвогрунтах от величины их при наименьшей полевой влагоемкости весной, после схода снежного покрова, до самых малых значений летом с увеличением высоты местности уменьшается, а сроки достижения минимума влагозапасов сдвигаются обычно с июня в предгорных районах на август—сентябрь в среднегорной и высокогорной зонах. Поскольку мощность почвогрунтовой толщи с высотой местности уменьшается, а влагозапасы в почвогрунтах высокогорий более или менее постоянны, то логично ожидать меньших погрешностей в оценке изменений запасов воды в почво-

грунтах в среднем для бассейнов при допущении постоянства их в высокогорной зоне, чем при перенесении изменений влажности в низкогорно-предгорных районах на весь бассейн.

Редкая наблюдательная сеть обусловливает целесообразность применения расчетных методов оценки изменений запасов влаги в почвогрунтах бассейна. Однако рекомендуемые методы расчета [4, 9] основаны на экспериментальных данных преимущественно по предгорным районам и нуждаются в проверке и уточнении.

Из изложенного следует, что при расчетах водного баланса бассейнов горных рек в случае отсутствия данных наблюдений за влажностью почвы изменениями влагозапасов в зоне аэрации среднегорной и низкогорной зон целесообразно пренебречь, а для низкогорно-предгорной зоны их можно оценить одним из существующих расчетных способов.

Учет особенностей структуры водного баланса и влияние хозяйственной деятельности в предгорной части бассейнов

При расчетах водного баланса бассейнов горных рек с включением предгорных районов или части обширных межгорных котловин необходимо учитывать уже частично отмеченные в начале данной работы особенности структуры их водного баланса и ее преобразования под влиянием хозяйственной деятельности.

Прежде всего при выборе расчетных гидрометрических створов необходимо определить, какие из природных гидрологических зон предгорных районов замыкаются данным створом и какие выше него осуществляются водохозяйственные мероприятия. По особенностям взаимосвязи поверхностных и подземных вод на предгорных равнинах засушливой зоны обычно выделяется четыре, последовательно сменяющиеся по мере удаления от гор, зоны: а) зона потерь поверхностного стока на конусах выноса; б) зона питания поверхностного и подземного стока на непродуктивное испарение; г) зона русловых фильтрационных потерь на аллювиальной равнине; в) зона потерь на испарение в дельте. Для межгорных котловин свойственно обычно наличие двух первых зон.

Влияние водохозяйственных мероприятий (главным образом орошаемого земледелия) на структуру водного баланса в перечисленных зонах неодинаково и при современном состоянии характеризуется следующими особенностями.

В первой зоне увеличение водозабора из реки (Q_α) на орошение обусловливает уменьшение поверхностного стока и увеличение запасов подземных вод ($\Delta\mu$), а также увеличение потерь на транспирацию ($E_т$) в результате замены дикорастущей растительности сельскохозяйственными культурами.

Во второй зоне обычно наблюдается превышение возврата в реку части вод, изъятых на хозяйственные нужды (Q_β) и сведение до минимума водозабора. Испарение остается прежним или уменьшается, а запасы подземных вод уменьшаются ($-\Delta\mu$).

В третьей и четвертой зонах преобладает водозабор из реки, увеличение запасов подземных вод и увеличение потерь на испарение.

Изменение запасов воды в почвогрунтах находится в тесной зависимости от хозяйственной деятельности (сроков полива), а в среднем для теплого периода года запасы воды в почве увеличиваются. Подробно о изменениях в структуре водного баланса и в количественных соотношениях его элементов под влиянием хозяйственной деятельности, на примере предгорной части бассейна р. Аксу, описывается в работе В. Н. Островского и др., публикуемой в настоящем сборнике [21]. Однако такая детальность и точность в оценке составляющих предгорных частей бассейнов горных рек оказалась возможной лишь после проведения специализированных воднобалансовых исследований. Имеющиеся же данные сетевых гидрометеорологических и гидрогеологических наблюдений (включая и наблюдения за стоком гидрометрической сетью Министерства мелиорации водного хозяйства) позволяют (и то лишь в немногих случаях) произвести оценку изменений в стоке реки и запасов подземных вод на всей предгорной части бассейна или доле ее, включающей две-три природные зоны.

Оценка атмосферных осадков в условиях равнинного или слабо покатого рельефа предгорий, как правило, не составляет особого труда, так как производится путем линейной интерполяции исправленных величин осадков между пунктами наблюдений или с помощью региональных зависимостей осадков от высоты. Таким же образом оцениваются и средние запасы воды в снежном покрове.

Основная расходная часть водного баланса — суммарное испарение — для предгорной части бассейна может быть рассчитана для естественных угодий на территориях с глубоким залеганием грунтовых вод по метеорологическим данным, а для орошаемых полей методами теплового или теплового и водного баланса [24, 26].

Водозабор из реки и возвратные воды можно приближенно оценить по данным наблюдений на постах эксплуатационной гидрометрии Министерства мелиорации и водного хозяйства, а изменение запасов воды в метровом слое почвогрунтов — по данным наблюдений агрометеорологических постов.

Изменения запасов подземных вод в ряде случаев представляется возможным определить по данным режимных гидрогеологических наблюдений.

Из всего изложенного следует, что расчеты водного баланса бассейнов горных рек засушливой зоны с целью выяснения условий формирования стока или оценки влияния хозяйственной деятельности на поверхностный сток необходимо производить с учетом всех присущих им природных особенностей, хотя состояние гидрометеорологической изученности не позволяет еще определить влияние многих из них с достаточной точностью.

Повышение точности воднобалансовых расчетов возможно, с одной стороны, путем увеличения густоты сети пунктов и повы-

шения точности непосредственных измерений атмосферных осадков, запасов воды в снежном покрове, влагозапасов в почвогрунтах зоны аэрации и запасов подземных вод, а с другой — на основании глубокого анализа закономерностей пространственного распределения их в условиях горного рельефа. При решении второй задачи необходимо учитывать не только закономерности чередования высотных зон и там, где это возможно влияние ориентации склонов, но и соотношение в бассейне таких видов подстилающей поверхности, как луговые склоны, лес, осыпи и скалы, а также общую гидрометеорологическую доступность бассейна.

При разработке расчетных способов оценки стока воды от таяния ледников, испарения, изменения запасов воды в почвогрунтах в дальнейшем следует искать возможности непосредственного учета и интерполяции всех составляющих уравнений водного и теплового балансов, определяющих эти процессы. Повышение точности оценки изменений влагозапасов в зоне аэрации и суммарного испарения с водосборов возможно также путем учета механического состава почвогрунтов и вида растительного покрова.

В связи с интенсивным использованием поверхностного стока горных рек на орошение особую важность приобретает развитие стационарных воднобалансовых наблюдений в предгорных районах и разработка расчетных методов оценки расходных и аккумулятивных составляющих уравнения водного баланса для условий сложной взаимосвязи поверхностных и подземных вод и влияния на них хозяйственной деятельности человека.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев И. С. Наблюдение над задержанием осадков кронами деревьев. — Сб.: «Вопросы географии», вып. 6. Климатология и гидрология. М., Географгиз. 1948.
2. Вопросы гидрологии горных районов. Сб. под ред. В. И. Коровина. Фотоофсетная лаборатория УГМС Каз. ССР, Алма-Ата, 1971.
3. Гидрофизические исследования в горных районах Казахстана (Заилийский Алатау). Сб. под ред. У. М. Ахмедсафина и И. С. Соседова. Алма-Ата. «Наука», 1969.
4. Голубцов В. В., Ли В. И. Схема расчета динамики баланса влаги зоны активного влагообмена горных бассейнов (см. настоящий сборник).
5. Григорьев А. А., Циценко К. В. К вопросу точности определения атмосферных осадков. Вопросы водного хозяйства, вып. 14 (гидрология), Фрунзе, 1969.
6. Григорьев А. А. К вопросу подсчета осадков на горных водосборах (см. настоящий сборник).
7. Ильясов А. Т. Сток и водный баланс речных бассейнов Киргизии. Труды САНИГМИ, 1969, вып. 43 (58).
8. Лаврентьев П. Ф. и др. Распределение годовых осадков в бассейных оз. Балхаш-Алакольской впадины. Труды КазНИГМИ, 1963, вып. 18.
9. Литовченко А. Ф. Расчет составляющих водного баланса для горных водосборов северного склона Заилийского Алатау. — Труды КазНИГМИ, 1971, вып. 51.
10. Литовченко А. Ф. Исследования точности измерения и поля осадков на однородной площадке горного склона. — Сб.: «Вопросы гидрологии горных районов», Алма-Ата, 1971.
11. Лучшев А. А. Осадки под пологом леса. — Труды ВНИИЛХ, 1940, вып. 8.

12. Макаревич К. Г., Пальгов Н. Н. и др. Оледенение Заилийского Алатау. М., «Наука», 1969.
13. Мансурова Е. П., Соседов И. С. Опыт оценки величины атмосферных осадков в горных районах Казахстана. — Сб. «Гидрологические исследования в горных районах Казахстана». «Наука», Алма-Ата, 1969.
14. Меликишвили О. Е. К вопросу методики корректировки величин атмосферных осадков на территории Грузии. Материалы заседания научного совета 21—23 октября 1969 г. в Ташкенте, 1970.
15. Методические указания управлениям гидрометеослужбы № 73, Валдай, 1966.
16. Методические указания управлениям гидрометеослужбы № 77. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
17. Методические указания управлениям гидрометеослужбы № 83, Л., Гидрометеоиздат, 1972.
18. Молчанов А. А. Гидрогеологическая роль сосновых лесов на песчаных почвах. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.
19. Одинец В. А. Исследование транспирации и возможности измерения суммарного испарения с поверхности горных водосборов (см. настоящий сборник).
20. Островский В. Н. О влиянии транспирации растительности на формирование подземных вод. — Труды КазНИГМИ, 1971, вып. 41.
21. Островский В. Н. и др. О водном и солевом балансе Аксуского массива орошения на предгорной равнине Джунгарского Алатау. (см. настоящий сборник).
22. Побережский Л. Н., Трофимов Г. Н. Перехват атмосферных осадков растительностью и его учет при воднобалансовых исследованиях. — Сб.: «Водный баланс территории Средней Азии». — Труды САРНИГМИ, 1972, вып. 62 (77).
23. Раунер Ю. Л. Тепловой баланс растительного покрова. Л., Гидрометеоиздат, 1972.
24. Рекомендации по расчету суммарного испарения с естественных угодий и сельскохозяйственных полей тепловоднобалансовым методом. Л., Гидрометеоиздат, 1971.
25. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 13. Центральный и Южный Казахстан. Вып. 2, Бассейн оз. Балхаш. Под ред. В. А. Семенова и Р. Д. Курдина. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
26. Рыбкина М. П., Скоцеляс И. И., Одинец В. А. Расчет суммарного испарения с горных водосборов Юго-Восточного Казахстана. (см. настоящий сборник).
27. Семенова З. Д. К возможности использования данных снегомерных маршрутов для прогнозов стока горных рек Джунгарского Алатау. — Труды КазНИГМИ, 1968, вып. 32.
28. Семенов В. А. О влиянии ветра и места установки прибора на учет твердых осадков осадкомерами. — Труды КазНИГМИ, 1962, вып. 17.
29. Семенов В. А. Распределение максимальных снегозапасов в бассейнах озер Балхаш-Алакольской впадины. — Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 26.
30. Семенов В. А. О воднобалансовых исследованиях в Казахстане. Материалы конференции по проблеме развития теории и методов расчета водных балансов речных бассейнов 2—4 декабря 1970 г. Валдай, 1971.
31. Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных водосборах. Алма-Ата, «Наука», 1967.
32. Соседов И. С., Филатова Л. Н. Летнее суммарное испарение в среднегорном поясе Заилийского Алатау. — Сб. «Гидрофизические исследования в горных районах Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969.
33. Соседов И. С. Исследование гидрологических особенностей осыпей (см. настоящий сборник.)
34. Судаков П. А. К вопросу о точности учета атмосферных осадков в гляциальной зоне Заилийского Алатау. — Сб.: «Гляциологические исследования в Казахстане», вып. 5, Алма-Ата, 1965.
35. Судаков П. А., Чехонадская В. А. Количественная оценка годовых сумм осадков в Заилийском Алатау. — Сб.: «Тепловой и водный режим ледников Казахстана», Алма-Ата, 1969.

36. Степанов Ф. В. Расход влаги на транспирацию еловыми древостоями в средней части лесного пояса Кунгей Алатау. Научно-производственная конференция по вопросам интенсификации лесного хозяйства в Казахстане. Тезисы докладов, Алма-Ата, 1965.
37. Тепловой и водный режим ледников Казахстана. Сб. под ред. Н. Н. Пальгова. Алма-Ата, «Наука», 1969.
38. Федоров С. Ф. и Рогоцкая Р. Е. О задержании жидких осадков пологом хвойного леса. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. — Труды ГГИ, 1971, вып. 198.
39. Филатова Л. Н. Испарение под пологом леса тяньшанской ели. Вестник АН КазССР, № 11, Алма-Ата, 1971.
40. Хильми Г. Ф. Теоретическая биогеофизика леса. М., Изд-во АН СССР, 1957.
41. Цигельная И. Р., Голубев Г. Н. Условия формирования склонового стока в лесолуго-степном поясе северного склона хребта Терскей Алатау. Фрунзе, Изд-во АН Кирг. ССР, 1963.
42. Циценко К. В. Испарение с поверхности горного водосбора. Гляциологические исследования на Тянь-Шане. Фрунзе, «Илим», 1965.
43. Циценко К. В. Опыт воднобалансовых исследований в Киргизии. Материалы расширенного заседания научного совета ГУГМС по проблеме «Водные ресурсы и баланс вод». Л., Гидрометеоиздат, 1969.
44. Черкасов П. А., Зенкова В. А. Абляция ледников бассейна реки Аганакты Тентекской в хребте Джунгарский Алатау. — Сб.: «Гидрологические исследования в Казахстане» Алма-Ата, «Наука», КазССР, 1966.
45. Шпак В. Г., Михайлова В. И. Некоторые результаты изучения элементов водного баланса в бассейне р. Чон-Кзыл-Су. — Сб.: «Вопросы водного хозяйства», Фрунзе, 1965, вып. 4.

В. Н. ОСТРОВСКИЙ, Э. В. ПАКАЛН, Н. П. ПАВЛЕНКО,
О. В. ПОДОЛЬНЫЙ, Ф. Г. БАЛАБАЕВ

О ВОДНОМ И СОЛЕВОМ БАЛАНСЕ АКСУСКОГО МАССИВА ОРОШЕНИЯ НА ПРЕДГОРНОЙ РАВНИНЕ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ

Изучение водного баланса предгорных равнин в условиях орошения имеет важное научное и практическое значение. В настоящей статье излагаются предварительные результаты комплексных воднобалансовых исследований, проводимых КазНИГМИ с 1970 г. на Аксуском массиве орошения, типичном для предгорных равнин Юго-Восточного Казахстана.

Массив расположен в зоне недостаточного увлажнения на конусе выноса рек Аксу и Сарканд. Эти реки берут начало в хребтах Джунгарского Алатау и отличаются наибольшей водностью в летний период. Норма стока реки Аксу составляет 11,2 м^3/с, Сарканда — 6,5 м^3/с.

Геологическое строение и гидрогеологические условия отличаются зональностью, характерной для предгорных равнин аридной зоны. Геолого-гидрогеологический разрез в меридиональном направлении по уклону рельефа показан на рис. 1. Хорошо видно, что по мере удаления от подножья гор происходит замещение грубообломочных валунно-галечниковых отложений гравийно-галечниковыми и суглинистыми породами. В том же направлении уменьшаются и коэффициенты фильтрации пород. Выделяются три гидрогеологические зоны: формирования подземного стока, его выклинивания, неглубокого залегания грунтовых вод. В последней зоне широко развиты напорные воды. Гидрогеологическая зональность предопределяет закономерную смену ландшафтов от плакорных полынных полупустынь до болотистых участков равнин, заросших влаголюбивой растительностью, которые далее переходят в солончаковатые равнины с преобладанием в растительном покрове гигантского злака чия.

В настоящее время на массиве орошается 28,5 тыс. га земель или около 30% его площади. Ирригационная сеть несовершенна, что приводит к большим непроизводительным потерям воды. Основными культурами являются пшеница и свекла.

Орошение приводит к существенной перестройке естественной структуры водного баланса. Количественная оценка водного баланса на орошаемых землях является чрезвычайно сложной зада-

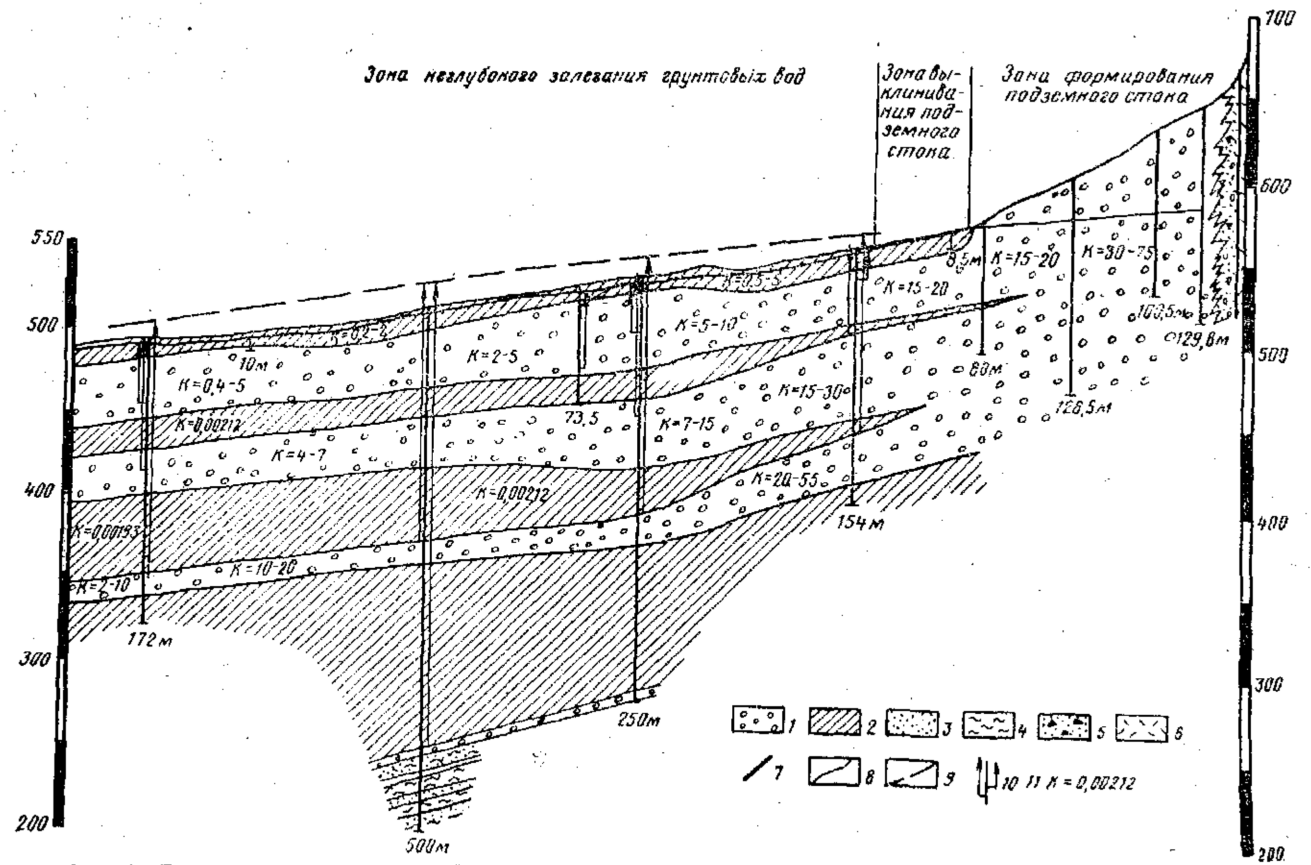


Рис. 1. Геолого-гидрогеологический разрез в меридиональном направлении:

1 — валунно-галечники, галечники, гравийно-галечники; *2* — суглинки; *3* — пески; *4* — глины; *5* — щебень; *6* — туфы, порфириты; *7* — разлом; *8* — уровень грунтовых вод; *9* — пьезометрический уровень IV водоносного горизонта; *10* — скважина гидрогеологическая; стрелки соответствуют напору подземных вод; *11* — коэффициент фильтрации

чей, требующей выполнения весьма обширных и трудоемких исследований.

Для изучения баланса поверхностных и подземных вод на Аксуском массиве было открыто 12 гидропостов, пробурена сеть, состоящая более чем из 80 режимных скважин глубиной от 10 до 500 м. Пункты наблюдений на массиве располагались с таким расчетом, чтобы оценить изменения воднобалансовых составляющих в замыкающих створах, а также на границах отдельных воднобалансовых зон. Детальное изучение элементов водного баланса, их взаимодействия и трансформации под влиянием орошения производилось на типичном участке площадью 256 га. Здесь была организована соответствующая наблюдательная гидрометеорологическая и гидрогеологическая сеть, в частности было оборудовано 24 лизиметра площадью от 2800 до 15 400 см^2 с искусственным уровнем грунтовых вод на глубинах от 1 до 3 м.

Одной из главных особенностей водного баланса предгорных равнин является тесная взаимосвязь поверхностных и подземных вод, следовательно, процессы преобразования водного баланса под влиянием орошения нужно рассматривать на фоне указанной гидрогеологической зональности.

Рассмотрим особенности водного баланса в отдельных зонах.

В первой зоне, охватывающей верхние части конусов выноса, наблюдается интенсивная фильтрация русловых и оросительных вод, что оказывает прямое воздействие на режим подземных вод, уровни которых с некоторым смещением повторяют гидрограф стока реки, а годовые амплитуды колебаний уровней, максимальные для массива, составляют в среднем 3—3,5 м (рис. 2).

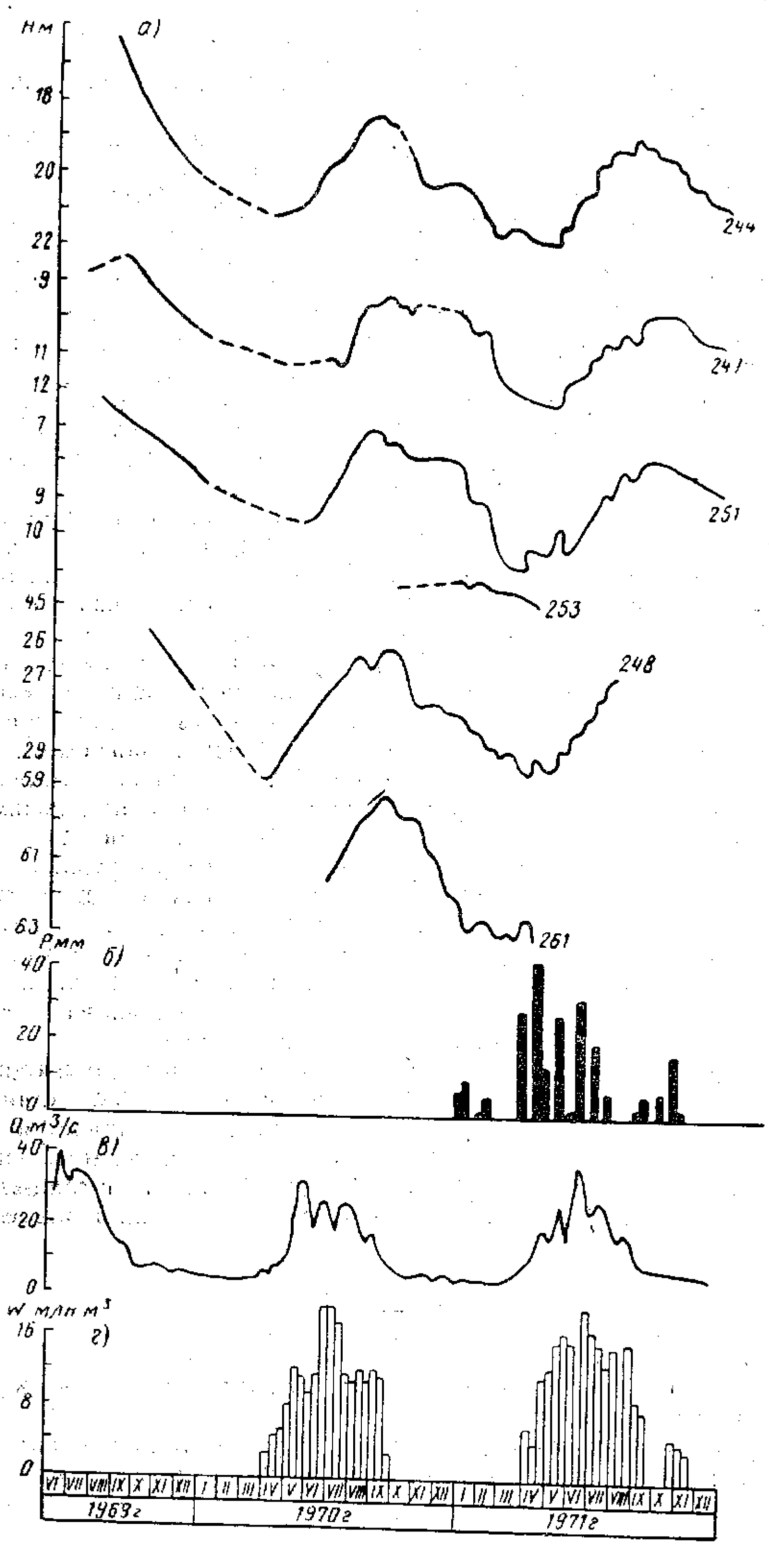
В период отсутствия орошения русловые потери стока р. Аксу на фильтрацию определялись по разности расходов двух гидропостов, расположенных на верхней и нижней границах рассматриваемой зоны. Результаты подобных определений показаны на рис. 3, из которого следует, что в зависимости от расхода воды в верхнем створе реки фильтрационные потери варьируют от 0,64 до 3,4 м^3/с, в среднем составляя 46% объема стока.

В вегетационный сезон основные потери воды происходят из ирригационных систем и с орошаемых полей, однако количественная оценка фильтрации методами гидрометрии является весьма трудной задачей ввиду несовершенства оросительных систем и бесхозяйственного использования воды. Общие фильтрационные потери определялись нами на основе расчета питания подземных вод по уравнению Н. Н. Биндемана [1]

$$\Omega = \mu \frac{\Delta h + \Delta z}{t}, \qquad (1)$$

где Ω — инфильтрационное питание подземных вод, μ — водоотдача водоносных пластов.

По данным режимных гидрогеологических исследований величина фильтрационного питания подземных вод на площади разви-


Нм
а)
18
20
22
9
11
12
7
9
10
4.5
26
27
29
5.9
61
63
244
241
251
253
248
261
Рмм
б)
40
20
0
Q,м³/с
40
в)
20
0
W млн м³
16
г)
8
0
VI VII VIII IX X XI XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII
1969г
1970г
1971г

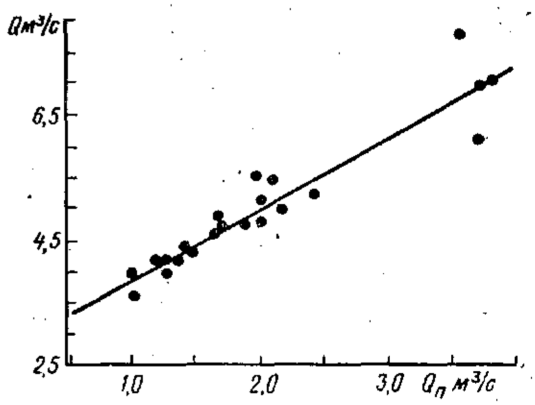


Рис. 3. Зависимость потерь стока р. Аксу в интенсивно дренированной зоне ($Q_п$) от расхода реки в верхнем створе (Q)

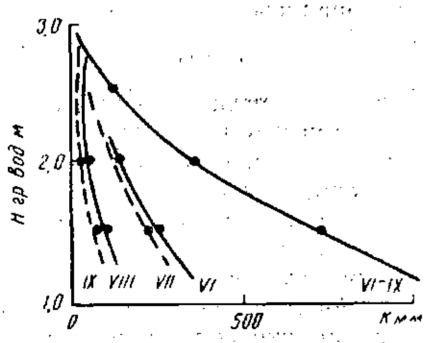


Рис. 4. Графики связи испарения грунтовых вод в лизиметрах с пшеницей в зависимости от глубины их залегания

тия аллювиально-пролювиальных отложений составляет около 3,5 м³/с, что дает модуль инфильтрации 58 л/с с 1 км².

Эти воды, поступая в нижележащие зоны, выклиниваются в русловую сеть и частично испаряются. По-видимому, в летнее время преобладают фильтрационные потери из ирригационной сети. Потери воды из каналов очень велики: в среднем на 1 пог. км длины канала теряется около 18% стока.

Орошение в данной зоне вызывает значительные потери воды на испарение. Согласно данным, полученным на балансовом участке, при количестве осадков за 1971 г., равном 307 мм, потери оросительных вод на испарение составляют на свекольных плантациях 826 мм, а на пшеничных полях — 682 мм в год. По ориентировочным расчетам эти потери при общей площади земель 9600 га и коэффициенте земельного использования (КЗИ), равном 0,71, составили 38 млн. м³. Фактические потери значительно больше за счет непроизводительного испарения воды в различных понижениях рельефа, куда сбрасываются излишки оросительных вод.

Приведенные данные свидетельствуют, что орошение в данной зоне обусловливает значительные потери стока воды рек. Следует отметить, что здесь расположены лучшие в мелиоративном отношении земли, не подверженные засолению. Почти все они освоены. Проектируемые мелиоративные мероприятия, главное из которых — увеличение коэффициентов полезного действия оросительных систем, приведут к некоторому уменьшению потерь речного стока.

Рис. 2. Графики режимных наблюдений за уровнями подземных вод интенсивно дренированной зоны:

а — режим подземных вод; *б* — осадки; *в* — расход р. Аксу; *г* — забор воды на орошение; цифры — номера скважин

В зонах разгрузки и неглубокого залегания грунтовых вод структура водного баланса идентична и выражается следующим уравнением:

$$X + M_1 + q_1 + q_{нап} - (E + Y_2 + M_2 + q_2) \pm \Delta U \pm \mu\Delta H = 0, \quad (2)$$

где Y_2 — отток поверхностных вод, q_1 и q_2 — приток и отток грунтовых вод, M_1 и M_2 — приток и отток оросительных вод, $q_{нап}$ — величина разгрузки напорных вод, ΔU — изменение запасов влаги в почвогрунтах зоны аэрации, μ — коэффициент вариации, ΔH — изменение уровней подземных вод.

Различие двух указанных зон заключается в разных соотношениях составляющих уравнения (2). В первой зоне происходит интенсивное дренирование напорных вод русловой сетью, а испарение практически равно испаряемости. Во второй зоне испарение и выклинивание подземных вод в русловую сеть существенно уменьшаются. На балансовом участке, расположенном на границе двух рассматриваемых зон, проводилось определение всех составляющих уравнения (2).

Кратко о методике расчета отдельных элементов водного баланса. Осадки измерялись осадкомером Третьякова, дождемерами ГР-26 и ГГИ-3000, причем показания последнего прибора принимались за эталон. Приток и отток поверхностных и оросительных вод определялся гидрометрическим методом с использованием самописцев уровня «Валдай» и ГР-38.

Площадная фильтрация напорных вод рассчитывалась по уравнению

$$\varepsilon = \frac{K_0 t}{m_0}(h_{ср} - H_e), \quad (3)$$

где ε — напорная фильтрация, K_0 — коэффициент фильтрации разделяющего водоносные горизонты слабопроницаемого пласта, m_0 — мощность разделяющего пласта, t — время, $h_{ср}$ — осредненный за время t напор грунтовых вод, H_e — постоянный напор напорных вод, принимаемый средним за время t.

Коэффициент фильтрации K_0 определялся по данным режимных наблюдений по методике А. В. Лебедева и др. [2]. В зависимости от геологического строения и рельефа участка величина напорной фильтрации изменяется от 0 до 781 мм. Так как наряду с питанием грунтовых вод за счет вертикального перетока происходит также их фильтрация в верхний, галечниковый напорный горизонт, условно считаем, что восходящее и нисходящее передвижение взаимно компенсирует в количественном отношении друг друга.

Дренирование подземных вод гидрографической сетью определялось по приращению расходов рек типа «Карасу». Средний модуль дренирования напорных вод участка руслами Карасу составляет 55 л/с с 1 км^2.

Особую сложность представляла оценка испарения, величина которого определялась методами испарителей, лизиметров. При

расчете испарения был использован также тепло-воднобалансовый метод [4].

Лизиметрические наблюдения дали возможность рассчитать испарение грунтовых вод, т. е. их расходование в зону аэрации. Как показывает рис. 4, испарение грунтовых вод зависит от глубины их залегания, увеличиваясь с приближением уровня водоносного горизонта к дневной поверхности.

Результаты определения составляющих уравнения (3) приведены в табл. 1. Как показывает табл. 1, основной расходной ста-

Таблица 1

Водный баланс (мм) участка за 1971 г.

Месяц	Приходная часть				Расходная часть				Изменение влагозапасов	
	осадки	полив	расход воды самоизливающейся скважины	всего	испарение	отток поверхностных вод	отток оросительных вод	всего	почвогрунтов	грунтовых вод
I	24		7,0	31,0	9,0			9,0	36,0	4,6
II	7,9		7,3	15,2	8,0			8,0	23,9	—0,4
III	10,9		66,6	17,5	19,0			19,0	47,8	12,2
IV	72,1		6,1	78,2	60,0	26,2		86,2	—26,6	13,4
V	46,3	14,4	6,3	67,0	130		2,2	132	—76,2	—7,6
VI	33,0	146	6,1	185	108		75,0	183	—33,7	—10,6
VII	20,9	155	6,3	182	100		52,1	152	2,9	—9,5
VIII	6,3	146	6,3	159	70,0		45,0	115	—8,4	—6,2
IX	7,7	110	6,1	124	48,4		28,6	77,0	—4,2	—11,1
X	16,2		6,3	22,5	32,0			32,0	—11,3	0,9
XI	17,0		6,1	23,1	11,3			11,3	17,4	2,0
XII	44,7		6,3	51,0	8,0			8,0	34,8	4,7
Год	307	573	77	957	605	26,2	204	835	2,0	—7,5

тьей водного баланса является испарение, которое составляет 605 мм. На свекольном поле испарение по сравнению с его естественным фоном увеличивается на 387 мм, а на посевах пшеницы на 243 мм.

Обращает на себя внимание чрезвычайно большая величина подачи оросительных вод. Для орошения 43 га свеклы и 30 га пшеницы было подано 573 мм или 1460 тыс. м^3 воды, что составляет в среднем около 20 000 м^3/га. Напомним, что оросительная норма для свеклы в данной природной зоне не превышает 5000 м^3/га, а для пшеницы — 2500 м^3/га.

Бесхозяйственное использование воды приводит к повышению уровня грунтовых вод выше критических глубин и засолению почв. Как показывают предварительные оценки, для участка характерен баланс засоления, причем привнос солей превышает их вынос более чем в 1,3 раза.

Для оценки водного баланса всего Аксуского массива орошения использованы данные, полученные на балансовом участке, результаты определений руслового баланса, режимных гидрогеологических наблюдений. Расчеты произведены по уравнению

$$X + Y_1 - Y_2 - q_2 - E \pm \mu\Delta H = 0. \quad (4)$$

В уравнении (4) не включены подача и сброс оросительных вод, напорное питание грунтовых вод, изменение запасов влаги в почвогрунтах, подземный приток с гор. Дадим необходимые пояснения. Оросительные воды в основном расходуются в пределах массива на испарение и инфильтрацию, а их сброс учитывается в общей сумме поверхностного стока. Напорное питание грунтовых вод расходуется на изменение их запасов и испарение в пределах массива. Изменение запасов влаги в почво-грунтах зоны аэрации очень трудно учесть в виду пестроты ландшафтов и влияния орошения. Поэтому принимаем изменение запасов влаги в почве за год равным нулю, учитывая, что на балансовом участке эта составляющая водного баланса не превышает 0,2% общей суммы прихода влаги. Вероятно, на массиве орошения ошибка, допускаемая при неучете ΔW, также невелика.

Подземный приток со стороны гор принимаем равным нулю, так как к массиву примыкает низкогорная гряда, сложенная слабообводненными породами.

Испарение рассчитывалось по экспериментальным данным, полученным на балансовом участке с использованием ландшафтной карты. Изменение запасов грунтовых вод определено по данным режимных наблюдений. Результаты определения составляющих уравнения (4) за 1971 г. приведены в табл. 2.

Таблица 2

Водный баланс Аксуского массива, млн. м³

Осадки	Приток поверхностных вод	Отток		Испарение	Измерение запасов подземных вод
		поверхностных вод	подземных вод		
274	567	222	8	492	—20

Согласно табл. 2 основная приходная статья воднобалансового уравнения — приток поверхностных вод. Расходование водных ресурсов осуществляется главным образом за счет испарения. Отток вод с массива происходит в основном поверхностным путем. По водоносным пластам оттекает около 7% общих естественных ресурсов подземных вод, что дает возможность рассматривать массив как гидрогеологически почти замкнутую воднобалансовую систему; русловой баланс поверхности вод массива дан в табл. 3.

Благодаря выклиниванию в русловую сеть подземных, главным образом фильтрационных вод, сформировавшихся в значительной степени под влиянием орошения, происходит внутригодовое регулирование стока рек в замыкающем створе массива. Ле-

Таблица 3

Русловой баланс поверхностных вод (м³/с) массива за 1970—1971 гг.

Период	Среднее поступление вод на массив	Изменение расхода воды на массиве		Суммарный расход в замыкающем створе
		забор на орошение	приток фильтрационных и поверхностных вод	
Невегетационный	10,8	0,84	4,44	14,3
Вегетационный	24,3	15,1	3,0	12,2

том приток поверхностных вод существенно преобладает над их оттоком, но в зимний период отмечается обратное соотношение этих элементов баланса. За счет этого увеличивается годовой объем притока в русловую сеть возвратных вод, хотя в вегетационный период их количество в среднем за 1971 г. составило около 30% водозабора на орошение.

Как показывают предварительные расчеты, для Аксуского массива характерно засоления земель: привнос солей на массив составляет 170 тыс. т, а их вынос всего 90 тыс. т.

Все перечисленное свидетельствует о неблагоприятной мелиоративной обстановке, создавшейся на массиве. Для ее улучшения необходимо выполнение соответствующих водохозяйственных мероприятий. В верхней части конуса выноса такие мероприятия будут заключаться в борьбе с фильтрационными потерями воды. На остальной территории необходим дренаж. Имеются все предпосылки для применения вертикального дренажа, что позволяет не только понизить уровень грунтовых вод ниже критической глубины, но широко использовать подземные воды на орошение. Запасы подземных вод массива, по нашим расчетам, составляют около 3,5 м³/с или около 30% нормы стока р. Аксу.

Оценивая тенденции изменения водного баланса массива при переустройстве оросительной системы следует сказать, что за счет рационального использования водных ресурсов можно будет оросить площади значительно больше существующих.

Наблюдаемый в настоящее время в слабодренированной зоне массива баланс засоления земель должен смениться балансом рассоления. На решение этой задачи должны быть направлены основные мелиоративные мероприятия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочевер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М. Основы гидрогеологических расчетов. М., «Недра», 1965.
2. Лебедев В. В., Семенова С. М., Фрейдина Н. Н. Методические рекомендации по изучению баланса и режима подземных вод в условиях взаимосвязи водоносных горизонтов. М., 1971, ротапринт ВСЕГИНГЕО.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 13, Центральный и Южный Казахстан, вып. 2, бассейн озера Балхаш под ред. канд. географ. наук В. А. Семенова, Р. Д. Курдина. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
4. Харченко С. Л. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеоиздат, 1969.

В. В. ГОЛУБЦОВ, В. И. ЛИ

СХЕМА РАСЧЕТА ДИНАМИКИ БАЛАНСА ВЛАГИ ЗОНЫ АКТИВНОГО ВЛАГООБМЕНА ГОРНЫХ БАССЕЙНОВ

Как известно, при разработке методов расчета (прогноза) гидрографа стока возникает необходимость в определении испарения, запасов почвенной влаги и поступления воды за пределы зоны активного влагообмена. Увлажнение речных бассейнов является одним из основных факторов, определяющих условие формирования стока. Оно в значительной мере определяет инфильтрационные свойства мерзлых почвогрунтов, а следовательно, и величину начальных потерь при формировании весеннего стока [4, 31]. Дефицит влажности верхнего слоя почвогрунтов является достаточно надежным показателем, характеризующим слой начальных потерь при формировании дождевого поверхностного и почвенно-грунтового стока [16].

Динамика влагозапасов в определенном слое почвогрунтов зависит от изменения величин осадков и суммарного испарения. При расчете влагозапасов величина осадков может быть определена путем непосредственных инструментальных наблюдений. Определение величины суммарного испарения вследствие трудоемкости его измерения в настоящее время возможно только путем использования расчетных методов. Следует отметить, что для оценки величины суммарного испарения наиболее перспективны способы и приемы, основанные на использовании элементов водного баланса [4, 15, 16, 30].

В основу воднобалансовых приемов определения испарения может быть положена зависимость его величины от осадков и интенсивности истощения влагозапасов в зоне активного влагообмена. Принципы использования методов водного баланса для оценки испарения и дефицита почвенной влаги довольно детально рассмотрены в работах А. И. Будаговского [9—11], Ю. Б. Виноградова [15] и одного из авторов статьи [15].

В предлагаемой схеме расчет влагозапасов производится по суточным интервалам времени, начиная с даты, для которой может быть определена их величина в слое активного влагообмена почвогрунтов. В горных районах, как показали исследования И. С. Соседова [38—40], К. В. Цыценко [49], А. Ф. Литовченко [25, 26], мощность этого слоя может быть принята равной 0,5—1,0 м. Как известно, влагозапасы в почве после окончания снего-

таяния близки к их уровню при наименьшей влагоемкости, поэтому дата схода снега может быть принята за исходную при расчете влагозапасов и суммарного испарения за вегетационный период. Следует отметить, что весной может быть принята за исходную любая дата после выпадения осадков, заведомо превышающих дефицит влаги в верхнем слое почвогрунтов, равном 1 м. Кроме этого, в качестве исходной может быть принята любая дата измерения влагозапасов инструментальными методами.

Определение влагозапасов и дефицита почвенной влаги D производится последовательно от предыдущих $(n-1)$ суток к последующим (n) суткам с помощью следующих выражений:

$$W-W_з=\begin{cases}(W_0-W_з)+(kD_{n-1}-E_0) & \text{при } X\geqslant D_{n-1}\\ (W_0-W_з)+(X-E_0) & \text{при } X>E_0,\\ W_0-W_з & \text{при } D_n-D_{n-1}\leqslant X\leqslant E_0,\\ \{(W_0-W_з)+X\}\exp\left[-\dfrac{E_0}{W_н-W_з}\right] & \text{при } 0\leqslant X<D_n-D_{n-1},\end{cases} \quad (1)$$

где W — влажность почвогрунтов, мм; $W_н$ — наименьшая (полевая) влагоемкость, мм; $W_з$ — влажность завядания, мм; W_0 — начальная влажность почвы в момент времени t_0, мм; X — осадки, мм; E_0 — максимально возможное испарение (испаряемость), мм; $D=W_н-W$ — дефицит влажности почвы, мм.

Расчет производится при условии, что влагозапасы, определенные для текущих суток, используются в качестве исходных значений при вычислении запасов влаги последующих суток и т. д.

Коэффициент k в равенстве (1) показывает, в какой степени пополняются запасы почвенной влаги при выпадении осадков. Если $X>D$, то $k<1$. Это обусловлено тем, что выпадающие осадки, как правило, не доводят влагозапасы в почве до уровня наименьшей влагоемкости. В этом случае фильтрация влаги за пределы рассматриваемого слоя почвогрунтов в определенной мере осуществляется по трещинам и каналам, образованным корнями отмирающих растений. Такой характер фильтрации способствует неравномерному увлажнению почвы. В результате ее верхний слой (0,5—1,0 м) даже при выпадении осадков, превышающих дефицит почвенной влаги, остается не доведенным до уровня наименьшей влагоемкости. Следует отметить, что только при длительном увлажнении в период снеготаяния и выпадения значительных многодневных осадков влагозапасы рассматриваемого слоя почвы могут быть доведены до указанного уровня. Для центральной части Заилийского Алатау коэффициент k был принят равным 0,75.

Следует отметить, что последнее условие выражения (1) принято нами на основании исследований А. И. Будаговского [11] и Ю. Б. Виноградова [16]. Для расчета влагозапасов в бездождные периоды Будаговский рекомендует следующее выражение:

$$W - W_з = (W_0 - W_з) \exp\left\{-\frac{bE_0}{y_0}\right\}, \quad (2)$$

где y_0 — мощность слоя почвы, насыщенного влагой; b — коэффициент пропорциональности. Естественно, при учете влагозапасов всей зоны активного влагообмена коэффициент b может быть принят равным единице.

Основным недостатком формулы (2) является использование мощности слоя y_0 вместо разности $W_н - W_з$. Указанное обстоятельство вызывало необходимость уточнения параметров выражения (2) при расчете испарения с поверхностей, характеризующихся различными почвенно-гидрологическими константами $W_н$ и $W_з$. Позднее этот недостаток был устранен Виноградовым [16]. Окончательно рассмотренная формула может быть представлена в следующем виде:

$$W - W_з = (W_0 - W_з) \exp\left\{-\frac{E_0}{W_н - W_з}\right\}. \quad (3)$$

Уравнение (3) показывает, что в течение бездождных периодов влажность почвы убывает по экспоненциальному закону. Это положение подтверждается многолетними материалами наблюдений [4, 9—11, 15, 31]. Такой характер убывания влагозапасов, как показано в работах [11, 15, 16] предполагает наличие практически прямолинейной зависимости относительной величины испарения от относительной величины влагозапасов

$$\frac{E}{E_0} = b\frac{W - W_з}{W_н - W_з}, \quad (4)$$

где E — испарение, мм.

Испарение определялось из следующих условий:

$$E = \begin{cases} E_0 & \text{при } X \geqslant D_{n-1} \text{ или } X > E_0, \\ X & \text{при } D_n - D_{n-1} \leqslant X \leqslant E_0, \\ D_n - D^*_{n-1} & \text{при } 0 \geqslant X \leqslant D_n - D_{n-1}, \end{cases} \quad (5)$$

где $$D^*_{n-1} = D_{n-1} - X.$$

Следует отметить, что выражения (4) и (5) учитывают различное влияние осадков на формирование влагозапасов почвогрунтов. Они отражают тот факт, что осадки, выпадающие небольшими порциями, почти полностью расходуются на испарение и практически не участвуют в формировании запасов почвенной влаги. Только при величине суточных осадков, превышающей значение максимально возможного испарения E_0, запасы влаги в почве увеличиваются.

Поступление влаги q за пределы слоя активного влагообмена при $X > kD_{n-1}$ определяется с помощью следующего выражения:

$$q = X - Q - kD_{n-1}, \quad (6)$$

где Q — величина поверхностного стока, мм.

Следует отметить, что при определении условий (1) и (5) приняты следующие допущения:

$$E = \begin{cases} 0 & \text{при } W \leqslant W_з, \\ f(E_0, X) & \text{при } W_з < W < W_н, \\ E_0 & \text{при } W \geqslant W_н. \end{cases} \qquad (7)$$

Исследования ряда авторов [9, 10, 11, 13, 15, 16, 27, 48] показывают, что эти допущения близки к действительности. В частности, экспериментальные исследования С. И. Харченко [48] показывают, что суммарное испарение с почвы, покрытой луговой растительностью при оптимальном (близки к $W_н$) увлажнении почвы, значительно выше, чем при предельном увлажнении. Значения испарения с предельно увлажненной, свободной от растительности почвы, занимает промежуточное положение. На основании этих исследований Харченко пришел к выводу, «что максимальное испарение с почвы, занятой растительностью, наблюдается при оптимальном увлажнении почвы, а не при предельном, как это иногда представляют и как это имеет место для почвы, свободной от растительности». Это, по-видимому, обусловлено уменьшением аэрации почвы при ее насыщении влагой выше наименьшей влагоемкости. Исследования А. А. Черкасова [51], А. М. Алпатьева [3], А. И. Будаговского [11] и С. И. Харченко [48] показывают, что при переувлажнении почвы и затруднении ее аэрации снижается интенсивность микробиологических процессов. В связи с этим суммарное испарение при увеличении увлажнения почвы выше $W_н$ не только не увеличивается, но может даже уменьшаться по сравнению с условиями оптимального увлажнения. Таким образом, в качестве верхнего предела оптимальной влажности почвы может быть принята наименьшая влагоемкость, а в качестве нижней границы — влажность почв при 70—80% наименьшей влагоемкости. На основании анализа экспериментальных данных Харченко приходит к выводу, что в условиях оптимального увлажнения почвы испаряемость по своей сущности тождественна с оптимальным испарением. Таким образом, при оптимальном увлажнении почвы испаряемость может быть принята равной оптимальному испарению.

В качестве нижнего предела изменения влагозапасов в почве могут быть приняты влагозапасы, наблюдающиеся при завядании растений $W_з$, или влагозапасы в почве, близкие к максимальной гигроскопичности $W_{м.г.}$ Как показали исследования Будаговского, для большинства почв нижний предел изменения влагозапасов оказался равным 1,5 $W_{м.г.}$ Исключение составили лишь чернозем и краснозем, для которых значения нижнего предела были получены соответственно равными 1,2 $W_{м.г}$ и 1,8 $W_{м.г.}$ Эти соотношения показывают, что в качестве нижнего предела изменения влагозапасов может быть принята влажность завядания растений $W_з$ или максимальная гигроскопичность $W_{м.г.}$, характеризующая состояние устойчивого завядания растений.

Таким образом, максимально возможное суммарное испарение при влажности почвы 70—80% $W_н$ в основном определяется требованиями растений и аэрации, а минимальное испарение — влажностью завядания растений. Необходимо отметить, что некоторая схематизация, обусловленная введением допущений (7), не должна существенно повлиять на конечные результаты расчета в связи с непродолжительностью периодов с

$$W \geqslant W_н \text{ и } W \leqslant W_з.$$

При выполнении расчетов по определению E_0, E, W и q использовались параметры $W_з$ и $W_н$, помещенные в работах А. Д. Карбышевой [19], И. С. Соседова и И. В. Северского [39] и др. Для неизученных горных районов параметры $W_{м.г}$, $W_з$ и $W_н$ могут быть определены с помощью эмпирических формул. Формула для определения $W_{м.г}$, $W_з$ и $W_н$ в зависимости от процентного содержания в почве фракций менее 0,01 мм (физическая глина) предложены Карбышевой [19]. Эти формулы в основном предназначены для определения указанных констант почв равнинных районов, характеризующихся довольно большим содержанием гумуса и небольшой каменистостью. Для горных почв, имеющих в своем составе грубообломочный материал, величины $W_{м.г}$, $W_з$ и $W_н$ желательно определять в зависимости от наличия в их составе не только физической глины (фракции менее 0,01 мм), но и от наличия физического песка (фракции 0,01—1 мм). Для вывода формул указанной структуры использовались характеристики почв горных районов Казахстана [19] и Юго-Восточной части Западной Сибири [52].

Полученные формулы имеют следующий вид:

для слоя 0—20 см

$$W_{м.г} = 0{,}29Z_1 - 0{,}028Z_2 + 3{,}40, \quad (8)$$

$$W_з = 0{,}47Z_1 - 0{,}10Z_2 + 7{,}80, \quad (9)$$

$$W_н = 0{,}81Z_1 - 0{,}22Z_2 + 35; \quad (10)$$

для слоя 0—50 см

$$W_{м.г} = 0{,}61Z_1 - 0{,}20Z_2 + 9{,}0, \quad (11)$$

$$W_з = 0{,}83Z_1 - 0{,}25Z_2 + 23, \quad (12)$$

$$W_н = 1{,}98Z_1 - 0{,}54Z_2 + 86; \quad (13)$$

для слоя 0—100 см

$$W_{м.г} = 1{,}68Z_1 - 0{,}54Z_2 + 18, \quad (14)$$

$$W_з = 2{,}7Z_1 - 0{,}9Z_2 + 30, \quad (15)$$

$$W_н = 3{,}95Z_1 - 1{,}07Z_2 + 168, \quad (16)$$

где Z_1 — содержание почвенных фракций менее 0,01 мм, %; Z_2 — содержание почвенных фракций 0,01—1 мм, %.

Сведения о содержании в почвах различных фракций приводятся в справочных изданиях «Почвы Казахской ССР» [32, 33] и

других материалах. Кроме этого, указанные характеристики могут быть определены непосредственно в полевых условиях.

Одним из основных вопросов расчета испарения с помощью выражения (5) является определение максимально возможного испарения (испаряемости). Испаряемостью E_0 мы будем называть величину испарения, измеренную в естественных условиях при оптимальном увлажнении почвы. При этом, как отмечает А. И. Будаговский [11] и А. Р. Константинов (20), не играет существенной роли вид растительности, необходимо только, чтобы она находилась в стадии активной вегетации.

В связи с тем, что испаряемость не может быть надежно измерена в течение всего вегетационного периода, возникает необходимость ее расчета по эмпирическим формулам. Параметры этих формул должны определяться с помощью материалов наблюдений за испарением в естественных условиях в периоды оптимального увлажнения почвы и активной вегетации растений.

В работе [15] показано, что для расчета испаряемости может быть использовано выражение следующего вида:

$$E_0 = \frac{\gamma (A + B\,\theta)}{\exp\{-0{,}118H\}}, \qquad (17)$$

где θ — среднесуточная температура воздуха, °С; H — высота местности, км; A — параметр (мм/сут), характеризующий величину испаряемости при $\theta = 0$°С и $H = 0$ км; B — параметр, характеризующий интенсивность увеличения испаряемости с увеличением среднесуточной температуры воздуха при $H = 0$ км, мм/сут на 1° С; γ — параметр, характеризующий нестационарность процесса транспирации, обусловленную биологическими особенностями развития растений в течение вегетационного периода.

Для оценки параметров A и B в соответствии с изложенным определением испаряемости, использовались сведения о месячных величинах суммарного испарения, измеренного в естественных условиях за периоды, когда влагозапасы в почве были близки к ве-

Таблица 1

Значения параметров формул, рекомендованных для расчета испаряемости

Экспозиция склона	Параметр		
	A	A_1	B
Северная	0,30	0,85	0,20
Восточная	0,50	1,40	0,25
Западная	0,60	1,67	0,28
Южная	0,70	1,95	0,30

личине наименьшей (полевой) влагоемкости. Такие материалы приводятся в работах И. С. Соседова [38], И. С. Соседова и Л. Н.

Филатовой [40], К. В. Цыценко [49, 50], А. Ф. Литовченко и Г. А. Петропавлова [25], Л. Н. Филатовой [46] и др. Параметры A и B для склонов различных экспозиций, полученные при выполнении работы [15], приведены в табл. 1.

При расчете испаряемости для поверхности, близкой к горизонтальной, следует принимать параметры, приведенные для южной экспозиции. Эта рекомендация обусловливается близостью величин поступления суммарной радиации на горизонтальные поверхности и южные склоны гор Юго-Восточного Казахстана [17, 38].

Следует отметить, что при расчете испаряемости необходимо учитывать влияние развития растений на формирование биологического испарения. Это влияние, обусловливающее нестационарность процесса транспирации, обычно прослеживается путем построения биологической кривой, представляющей график изменения отношения суммарного испарения в условиях оптимального увлажнения E_0 к максимально возможной его величине E_0^*, наблюдающейся при сомкнутом растительном покрове в фазе активной вегетации [11]. Биологическая кривая испарения, как известно, имеет три участка.

Первый участок представляет собой период от начала вегетации растений до завершения формирования сомкнутого растительного покрова. В начале этого периода отношение $\frac{E_0}{E_0^*}$ меньше единицы, затем оно плавно увеличивается, достигая единицы в его конце.

Второй участок характеризует период активной вегетации растений. В этот период отношение $\frac{E_0}{E_0^*}$ близко к единице.

Третий участок характеризует период окончания вегетации растений. В этот период наблюдается уменьшение отношения $\frac{E_0}{E_0^*}$.

Если принять значение параметра γ в период активной вегетации за единицу, то его величина в начале вегетации до накопления $(\Sigma\theta)_{кр}$ может быть принята в первом приближении $\gamma=\gamma_1<1=$ $=\text{const}$ или в зависимости от интенсивности накопления указанной суммы положительных температур $\gamma=\gamma_1=f(\Sigma\theta)$.

Уменьшение параметра γ в период окончания вегетации может быть связано с понижением среднесуточной температуры ниже определенного предела $\theta_{кр}$. В агрометеорологии по предложению Г. Т. Селянинова [35] и Ф. Ф. Давитая [2] за нижний предел активных температур обычно принимают 10°. Поэтому при $\theta<\theta_{кр}$ в первом приближении можно принять $\gamma=\gamma_2<1=\text{const}$ или в зависимости от интенсивности понижения среднесуточной температуры $\gamma=\gamma_2=f(\theta_{кр}-\theta)$. Необходимо отметить, что при наличии в период активной вегетации значительного дефицита влагозапасов относительная транспирация начинает уменьшаться осенью при более высоких температурах, чем при отсутствии дефицита.

Следовательно,

$$\theta_{кр} = \frac{10D_м}{W_н - W_з}, \qquad (18)$$

где $D_м$ — максимальный дефицит почвенной влаги.

Таким образом, на данной стадии изученности рассматриваемого вопроса параметр γ может быть определен исходя из следующих условий:

$$\gamma = \begin{cases} \gamma_1 & \text{при} \quad \Sigma\theta \leqslant (\Sigma\theta)_{кр}, \\ 1 & \text{при} \quad \Sigma\theta > (\Sigma\theta)_{кр} \text{ и } \theta > \theta_{кр}, \\ \gamma_2 & \text{при} \quad \theta \leqslant \theta_{кр}. \end{cases} \qquad (19)$$

Сопоставление фактических и рассчитанных величин испарения в периоды начала и окончания вегетации растений дало возможность приближенно установить значение параметров $(\Sigma\theta)_{кр}$, γ_1 и γ_2. Значение $(\Sigma\theta)_{кр}$ принято равным 200°. Величины параметров γ_1 и γ_2 были приняты соответственно равными 0,6 и 0,2.

Таким образом, при расчете максимально возможного испарения необходимо учитывать не только характеристики теплового режима, но и биологические особенности развития растений. Использование характеристик биологической кривой позволяет более точно определять значения суммарного испарения в начале и конце вегетационного периода.

Выражение в знаменателе правой части уравнения (17) характеризует давление (10^3 мб) на высоте Hкм. Таким образом, в этой формуле испаряемость находится в обратной зависимости от давления, т. е. увеличивается с ростом абсолютной высоты местности. Это приводит к тому, что испаряемость в низкогорной зоне оказывается на 20—25% ниже, чем в высокогорной зоне. Следует отметить, что расчеты испарения по методике Соседова и Филатовой [40] для отдельных высотных зон (θ°=const) также указывает на увеличение испарения за апрель—июнь с ростом абсолютной высоты местности. Наиболее четко это увеличение прослеживается на северных склонах, увлажнение которых за указанный период близко к оптимальному. Было бы преждевременным связывать полученную закономерность с непосредственным влиянием атмосферного давления на интенсивность испарения. По этому вопросу в настоящее время нет единого мнения [8, 29]. Для объяснения зависимости испаряемости от высоты местности необходима постановка детальных инструментальных наблюдений за испарением, метеорологическими элементами, составляющими радиационного баланса и особенностями развития растений в различных высотных зонах.

Следует отметить, что исходя из общих физических закономерностей рассматриваемого процесса и анализа данных наблюдений за суммарным испарением при температуре воздуха, близкой к нулю [38, 40], можно оценить зависимость параметра A от влажности воздуха e_{200}(мб), измеренной на высоте 2 м. Для го-

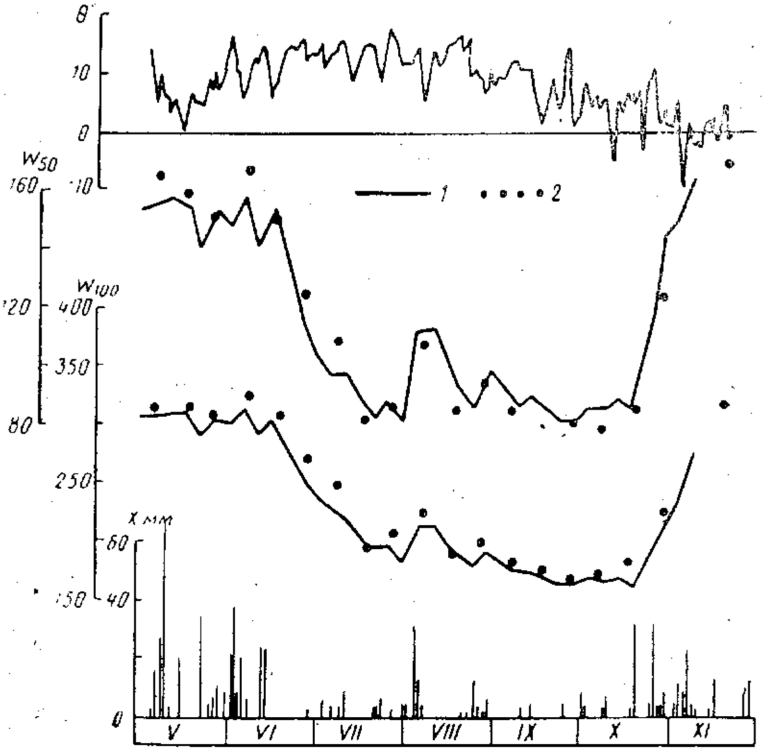


Рис. 1. Совмещенный график изменения рассчитанных (*1*) и измеренных (*2*) значений влагозапасов в слое 0,5 и 1,0 м

ризонтальной поверхности при $\theta \simeq 0°$ и $H=0$ зависимость $A=f(e_{200})$ имеет следующее аналитическое выражение:

$$A = A_1(1 - 0{,}164 e_{200}). \tag{20}$$

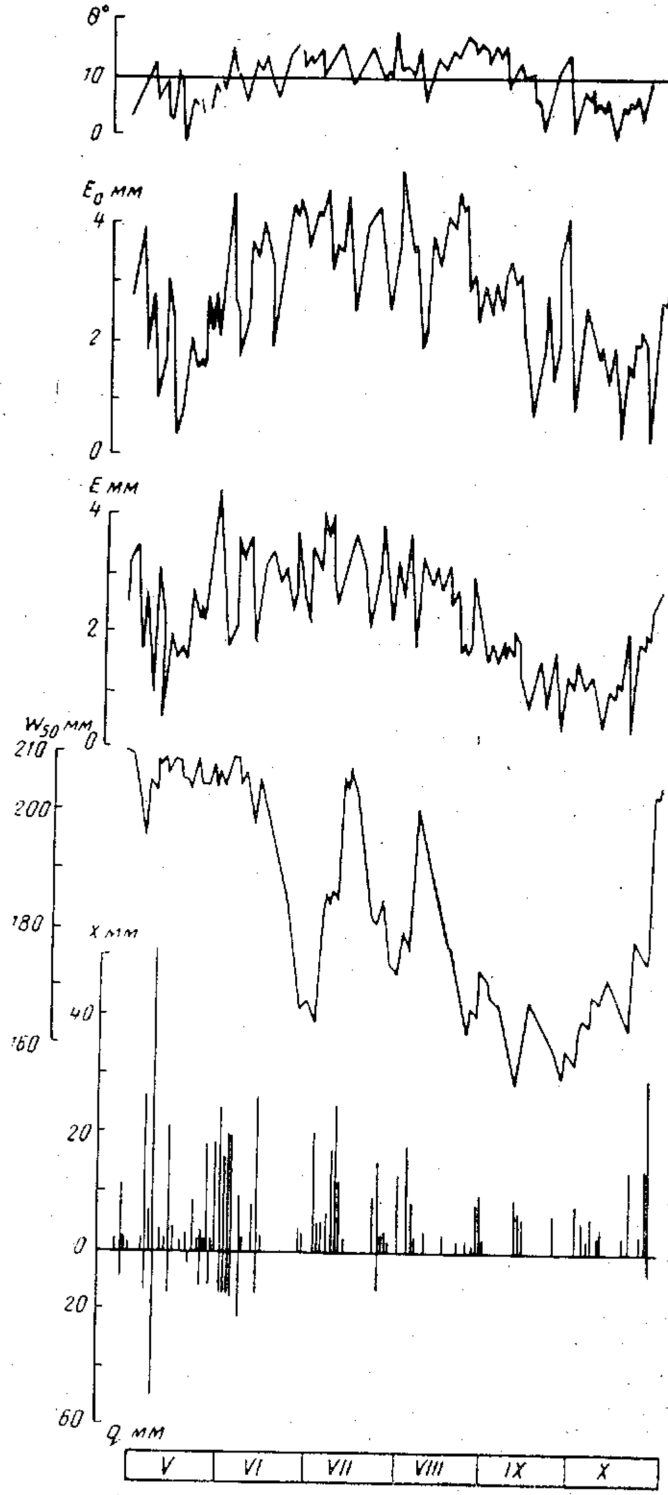
Подставив выражение (20) в формулу (17), получим

$$E_0 = \frac{\gamma\{A_1(1 - 0{,}164\, e_{200}) + B\theta\}}{\exp\{-0{,}118 H\}}. \tag{21}$$

Параметры A_1 для склонов основных экспозиций приведены в табл. 1. Формула (21) более точно отражает зависимость суммарного испарения от метеорологических факторов и может быть успешно использована для определения максимально возможного испарения.

Расчеты по определению E_0, E, W и q производились на ЭЦВМ «Проминь-2» и «Мир-1» по программам, составленным в отделе

Рис. 2. Совмещенный график изменения метеорологических элементов и рассчитанных значений испаряемости, испарения, влагозапасов и поступления влаги за пределы слоя активного влагообмена (уроч. Верхний Горельник, 1963 г.)


θ°
10
0
E_0 мм
4
2
0
E мм
4
2
0
W_{50} мм
210
200
180
160
X мм
40
20
0
20
60
Q мм
V
VI
VII
VIII
IX
X

гидропрогнозов Казахского НИГМИ. Определение влагозапасов и испарения производились для Каменского плато (H=1350 м), уроч. Верхний Горельник (2270 м) и уроч. Мынжилки (H=3017 м). Месячные величины испарения определялись суммированием суточных величин.

На рис. 1 представлены совмещенные графики среднесуточной температуры, осадков и рассчитанных влагозапасов в слое 0,5 и 1,0 м по одному из участков Алматинской агрометеорологической станции за вегетационный период 1963 г. На рисунке видно, что применение рассчитанных влагозапасов хорошо согласуется с экспериментальными точками. Аналогичные результаты получены за период с 1961 по 1970 г.

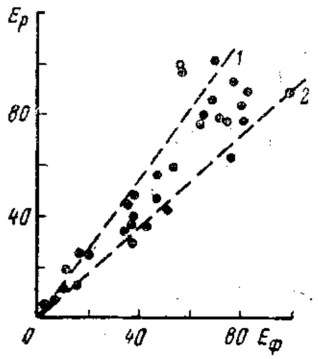


Рис. 3. График сопоставления измеренных ($E_ф$) и рассчитанных ($E_р$) месячных величин испарения для северных склонов уроч. Верхний Горельник за 1962—1966 гг.:
1 — 20%, *2* — —20%

На рис. 2 представлены совмещенные графики изменения среднесуточных значений температуры, осадков, испаряемости, испарения, рассчитанных влагозапасов в слое 0,5 м и величин поступления воды за пределы слоя активного влагообмена за 1963 г. Сопоставление динамики рассчитанных влагозапасов, приведенных на рис. 2, с аналогичным графиком, построенным по данным фактических наблюдений и приведенным в работе [39], указывает на их хорошее соответствие друг другу.

Все это указывает на то, что используемая расчетная схема учитывает основные факторы, обусловливающие динамику влагозапасов, и может быть использована для их определения в горных бассейнах.

Кроме этого, на рис. 2 видно, что поступление влаги за пределы зоны активного влагообмена наблюдалось в основном в начале вегетационного периода (май—первая половина июня). В остальной части вегетационного периода осадки практически полностью расходуются на пополнение влагозапасов и испарение.

Сопоставление рассчитанных и измеренных месячных величин испарения для северных склонов в районе уроч. Верхний Горельник показано на рис. 3. Для сравнения использовались месячные значения испарения, полученные Соседовым и Филатовой [40] путем инструментальных измерений в 1962—1966 гг. На рис. 3 видно, что рассчитанные и измеренные величины испарения в общем достаточно хорошо соответствуют друг другу. Случайные ошибки определения месячных величин испарения на северных склонах примерно в 70% случаев находятся в пределах ±20%. Средняя ошибка составляет около 16%. Кроме этого, для северных склонов между рассчитанными и измеренными значениями имеется си-

стематическое расхождение. Рассчитанные величины оказались в среднем на 10—15% выше измеренных. По нашему мнению, это расхождение находится в пределах возможных изменений влагозапасов и испарения на северных склонах рассматриваемой зоны.

Аналогичные результаты получены и для южных склонов. Сопоставления рассчитанных и измеренных значений испарения для южных склонов показывают, что систематические расхождения между ними составляют около +5%. Случайные ошибки несколько больше, чем при определении испарения для северных склонов. Это, по-видимому, обусловлено периодическим угнетением и частичным выгоранием растительности южных склонов. Средняя ошибка определения месячных величин испарения для южных склонов составляет около 20%. Наибольшие случайные ошибки встречаются в основном в начале и конце расчетного периода и в отдельных случаях, соответственно для северного и южного склонов, достигают 35 и 45%.

Для выявления возможных систематических ошибок в отдельные месяцы было рассчитано и сопоставлено среднее внутригодовое распределение рассчитанных и измеренных [40] значений испарения за 1962—1966 гг. (табл. 2).

Таблица 2

Сопоставление внутригодового распределения измеренных и рассчитанных значений испарения (%), уроч. Верхний Горельник, северный склон

Месяц	V	VI	VII	VIII	IX
Измеренные	15,2	23,6	25,9	22,8	12,5
Рассчитанные	14,4	24,0	28,1	21,4	12,1

Проведенное сопоставление показывает, что рассчитанные значения испарения в отдельные месяцы не имеют существенных систематических отклонений от измеренных величин. Отдельные систематические ошибки невелики по абсолютной величине и при

Таблица 3

Сопоставление измеренных и рассчитанных значений испарения водосбора лога Усадьевского за 1970 г.

Период	Испарение, мм		Период	Испарение, мм	
	измеренное	рассчитанное		измеренное	рассчитанное
16—30 IV	23	23	VIII	62	62
V	76	88	IX	39	39
VI	100	90	1—27 X	13	19
VII	87	97	16 IV—27 X	400	418

практическом использовании расчетной методики ими вполне можно пренебречь. Аналогичные выводы получены и для южного склона.

Для проверки предлагаемой схемы также были использованы месячные величины испарения и суточные значения влагозапасов, измеренные в бассейне лога Усадьевского (ВНИГЛ) в 1970 г. [1]. Сопоставление измеренных и рассчитанных значений испарения приведено в табл. 3.

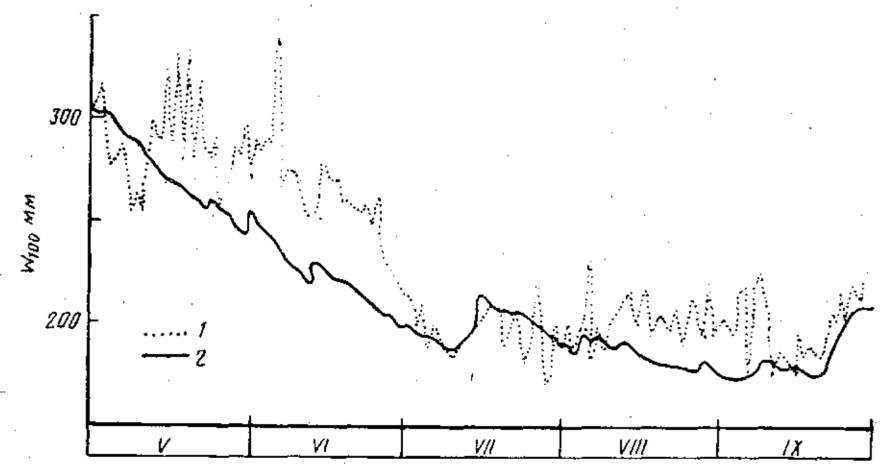


Рис. 4. Совмещенный график изменения измеренных (*1*) и рассчитанных (*2*) значений влагозапасов в слое 1,0 м (ВНИГЛ, лог Усадьевский, 1970 г.)

При выполнении указанных расчетов для определения максимально возможного испарения использовалась формула (17).

Проведенное сопоставление показывает, что при расчете испарения (табл. 3) и влагозапасов (рис. 4) по предлагаемой схеме получаются вполне удовлетворительные результаты и для равнинных территорий.

Таким образом, величина суммарного испарения в основном может быть определена в зависимости от изменения температуры, влажности воздуха и увлажнения почвогрунтов. Биологические особенности развития растений оказывают влияние на испарение в основном в начале и конце вегетационного периода.

В заключение следует отметить, что рассматриваемая схема может быть успешно использована при расчете гидрографа стока по суточным интервалам времени, для оценки изменения суммарного испарения запасов почвенной влаги и просачивания воды за пределы слоя активного влагообмена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев В. Р., Федоров С. Ф. Определение испарения с малого полевого водосбора с помощью почвенных испарителей. — Труды ГГИ, 1971, вып. 198.
2. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Под ред. Ф. Ф. Давитая. Л., Гидрометеоиздат, 1955
3. Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., Гидрометеоиздат, 1954.

4. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Гидравлические прогнозы. Л., Гидрометеоиздат, 1960.
5. Бедарев С. А. Транспирация и расход воды растительностью аридной зоны Казахстана. Ч. 1. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
6. Браславский А. П., Шергина К. Б. Потери воды на испарение из водохранилищ засушливой зоны Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1965.
7. Браславский А. П., Шергина К. Б. К вопросу оценки потерь воды на испарение из водохранилищ Бухтарминской ГЭС. — Сб.: «Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства», вып. 6. Алма-Ата, «Наука», 1968.
8. Браславский А. П., Краснов Б. А., Красова Л. Ф., Нургалиев С. Н. Расчет испарения воды с поверхности горных водоемов. Материалы междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с водной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
9. Будаговский А. И. Зависимость испарения от метеорологических условий и влажности почвы. — Сб.: «Вопросы орошения в верховьях Амударьи. М., Изд-во АН СССР, 1956.
10. Будаговский А. И. Зависимость испарения от влажности почвы. — Сб.: «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». М., Изд-во АН СССР, 1957.
11. Будаговский А. И Испарение почвенной влаги. М., «Наука», 1964.
12. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956.
13. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеоиздат, 1948.
14 Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеоиздат, 1971.
15. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и южного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 28.
16. Голубцов В. В. Определение испарения и запасов почвенной влаги в горных бассейнах. — Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 43.
17. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
18. Иверонова М. И. Испарение со снежного покрова на хребте Терскей-Алатау. — Сб.: «География снежного покрова». М., Изд-во АН СССР, 1960.
19. Карбышева А. Д. Агрогидрологические свойства почв Казахской ССР (справочник) Алма-Ата, 1964.
20. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
21. Косович П. С. Водные свойства почвы. — «Опыт агрономии», т. 5, кн. 2 и 3, 1944.
22. Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова. — Труды ГГИ, 1953, вып. 41 (95).
23. Кузьмин П. П. О некоторых методах расчета суммарного испарения. Материалы конференции по проблеме развития теории и методов расчета водных балансов речных бассейнов 2—4 декабря 1970. Валдай, 1971.
24. Литовченко А. Ф. Расчет испарения с горных водосборов. Вопросы гидрологии горных районов, Алма-Ата, 1971.
25. Литовченко А. Ф., Петропавлов Г. А. Результаты исследований суммарного испарения, транспирации и испаряемости на горных склонах в Заилийском Алатау. Вопросы гидрологии горных районов, Алма-Ата, 1971.
26. Литовченко А. Ф. Режим и расчет увлажнения почво-грунтов в горах Заилийского Алатау. Вопросы гидрологии горных районов, Алма-Ата, 1971.
27. Мезенцев В. С., Карпацкевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
28. Мичурин Б. Н. Испарение воды почвой. — Сб. «Основы агрофизики». М., Физматгиз, 1959.
29. Мочалов В. П., Лаптев В. И. К вопросу о расчете испарения с поверхности воды в горных районах. Вопросы гидрологии горных районов, Алма-Ата, 1971.
30. Паршин В. Н., Салов Н. С. Весенний сток в бассейне р. Дона и его предвычисление. Л., Гидрометеоиздат, 1955.

31. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. М., Гидрометеоиздат, 1963.
32. Почвы Казахской ССР, вып. 4, Алмаатинской области, Алма-Ата, 1962.
33. Почвы Казахской ССР, вып. 12, Чимкентской области, Алма-Ата, 1969.
34. Рогодский В. В. Исследование влагообмена в зоне аэрации и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур. — Труды ГГИ, 1971, вып. 198.
35. Селянинов Г. Г. Методика сельскохозяйственной характеристики климата. Мировой агрометеорологический справочник. Л., Гидрометеоиздат, 1937.
36. Семенов В. А. Испарение и конденсация снега в условиях Центрального Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1963, вып. 18.
37. Соседов И. С., Филатова Л. М. Зимнее испарение с почвы на южных склонах Заилийского Алатау. — Сб. «Вопросы гидрологии Казахстана», Алма-Ата, 1963.
38. Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах. Алма-Ата, 1967.
39. Соседов И. С., Северский И. В. К методике оценки водоаккумулирующей роли почвенно-грунтового покрова на северном склоне Заилийского Алатау. — Труды института гидрогеологии и гидрофизики, т. 1. АН КазССР, 1968.
40. Соседов И. С., Филатова Л. И. Летнее суммарное испарение в среднегорном поясе Заилийского Алатау и влияние на него экспозиции склонов. — Труды института гидрогеологии и гидрофизики, т. 2. АН КазССР, 1969.
41. Соседов И. С. Исследование гидрологических особенностей осыпей. — Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50.
42. Справочник по климату СССР. Вып. 18. Температура воздуха и почвы. ч. II. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
43. Тюрк Л. Баланс почвенной влаги. Л., Гидрометеоиздат, 1958.
44. Федосеев А. П. Климат и пастбищные травы Казахстана. Л., Гидрометеоиздат, 1964.
45. Филатова Л. Н. Испарение под пологом Тяньшанской ели. Вестник АН КазССР № 11, Алма-Ата, 1971.
46. Филатова Л. Н. Опыт определения месячных величин испарения в горных условиях для водобалансовых расчетов. Материалы конференции по проблеме развития теории и методов расчета водных балансов речных бассейнов 2—4 декабря 1970 г. Валдай, 1971.
47. Харченко К. И. Агроклиматические условия и испарение с сельскохозяйственных полей в степях Нижнего Дона. — Труды ГГИ, 1959, вып. 71.
48. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
49. Цыценко К. В. Испарение с поверхности горного водосбора. — Сб.: Гляциологические исследования Тянь-Шаня». «ИЛИМ», 1965.
50. Цыценко К. В. Некоторые данные по суммарному испарению с поверхности горных водосборов. Сб. работ Фрунзенской ГМО, вып. 2, Ташкент, 1968.
51. Черкасов А. А. Мелиорация и сельскохозяйственное водоснабжение. 3-е изд. Сельхозгиз, М., 1950.
52. Черникова М. И., Кузьмина Л. Н. Агрогидрологические свойства почв Юго-Восточной части Западной Сибири (справочник). Л., Гидрометеоиздат, 1965.
53. Чуркин И. И. Испарение снега в условиях Целиноградской области. Метеорология и гидрология, 1970, № 5.
54. Шаров И. А. Эксплуатация гидромелиоративных систем. М., Сельхозгиз, 1952.
55. Шпак В. Г. Методика выделения основной зоны питания горных рек с учетом влияния ориентации склонов. (на примере бассейна Чон-Кызыл-Су). Материалы по геоморфологии и гидрологии Иссык-Кульской котловины. АН Кирг. ССР, 1967.
56. Penman H. L. Natural evaporation from open water, fare soil and grass. Proc. Roy. Soc. London, sect. A, v. 193, N 1, 1948.
57. Thornthwaite C. W. An approach toward a rational classification of climate Geogr. Rev., v. 38, N 1, 1948.

С. П. РЫЛОВ

ВОДНЫЙ БАЛАНС РЕЧНЫХ ВОДОСБОРОВ РАВНИННОГО КАЗАХСТАНА

Вопросами расчета средних многолетних водных балансов речных водосборов и отдельных территорий занимаются давно [2, 5, 9, 23, 26], расчет же водного баланса за отдельные конкретные годы и сезоны начал производиться лишь в последние 5—10 лет [3, 7, 15, 19, 20]. По рекомендации Главного Управления гидрометслужбы СССР с 1966 г. гидрологи приступили к составлению текущих водных балансов речных бассейнов. С 1968 г. стали производиться расчеты водных балансов с малых водосборов воднобалансовых станций.

Составление водных балансов за конкретные годы и сезоны позволяют более глубоко изучить закономерности распределения элементов водного баланса в естественных и в измененных хозяйственной деятельностью человека условиях и использовать полученные результаты для совершенствования методов расчета и прогноза гидрологических характеристик. Водный баланс позволяет получить его составляющие и изменения их за конкретные периоды года, а также величины отклонений этих элементов от средних многолетних значений и тем самым определить направление происходящего природного процесса. Однако правильную оценку каждого элемента водного баланса можно произвести лишь на основе методов, дающих высокую точность расчетов данных.

К настоящему времени лишь величины стока и летних осадков, приведенных к данным эталонного дождемера, измеряются с точностью 5—7%. Остальные элементы баланса имеют пониженную точность (10—20% и более). При определении величины отдельных элементов водного баланса по водосборам снижается точность расчета за счет различного числа пунктов по тому или иному элементу и сложности рельефа на различных частях водосборов.

Чтобы в какой-то мере уменьшить указанные недостатки в расчете элементов водного баланса применительно к условиям равнинного Казахстана, был произведен анализ величин осадков, снегозапасов, влагозапасов и испарения с почвы и снега по всем имеющимся данным наблюдений и найдены некоторые связи и зависимости для расчета указанных элементов.

Рассматриваемая территория занимает свыше 80% Казахской ССР. Так как преобладающим рельефом местности является рав-

нина, вся территория, в отличие от горных районов, носит название — равнинного Казахстана. Равнинные ландшафты в ряде районов нарушаются возвышенностями, на западе — Южным Уралом и Мугоджарами, на севере — Кокчетавской возвышенностью и горами Ерментау, в Центральном Казахстане — низкими горами и возвышенностями мелкосопочника (горы Улу-Тау, Кзыл-Рай, Чингиз-Тау и др.). Указанные возвышенности оказывают значительное влияние на пространственное распределение гидрометеорологических элементов.

Атмосферные осадки

Как показывает анализ данных, применяемые методы расчета осадков, особенно за зимний период, не являются точными и требуют дальнейших исследований для их усовершенствования. За эталон для измерений зимних осадков принимают осадкомер Третьякова, установленный в лиственном лесу или на лесных полянах, где выдувание из осадкомера сводится к минимуму. При отсутствии таких участков величины осадков, полученные по осадкомеру Третьякова, сравниваются с величинами нарастания снегозапасов по ландшафтным (маршрутным) снегосъемкам с учетом величин испарения снега.

На основании экспериментальных исследований на воднобалансовых (стоковых) станциях Казахстана (Новорыбинской и Кустанайской) было установлено, что величины осадков, измеренные в лесу и в поле, отличаются между собой на значительную величину. Так, осадкомер, расположенный на лесной поляне в районе усадьбы Новорыбинской станции, улавливает на 35—40% осадков больше, чем осадкомер, расположенный в открытой степи. Эти расхождения для станций Кустанайская и Боровское составляют соответственно 40 и 60% (рис. 1) [7].

В зиму 1962/63 г. на Западно-Казахстанской станции проводились параллельные исследования по осадкомеру в открытой степи и в камышовой защите высотой в 2 м, однорядной и двухрядной конструкций. В среднем осадкомер в защите улавливал на 30% осадков больше, чем осадкомер в поле. Данные материалов этой станции за 1952—1966 гг. показывают, что величины снегозапасов в среднем на 33% больше, чем величины осадков за период наличия снежного покрова. Для воднобалансовых станций Кустанайской области за период 1959—1963 гг. снегозапасы по снегосъемкам на 25% больше осадков, измеренных осадкомерами (рис. 2) [7]. Учитывая величины испарения снега, недоучет твердых осадков, измеренных осадкомером Третьякова, в среднем достигает 60% и более. Эти величины близки к величинам недоучета осадков, установленных по разности между измеренными в открытых местах и на лесных полянах (рис. 1, 2). Поэтому для исправления сумм измеренных осадков за зимний период необходимо вводить поправку, равную в среднем 60%. При расчете зимних осадков по методике ГГО [21] недоучет их осадкомерами

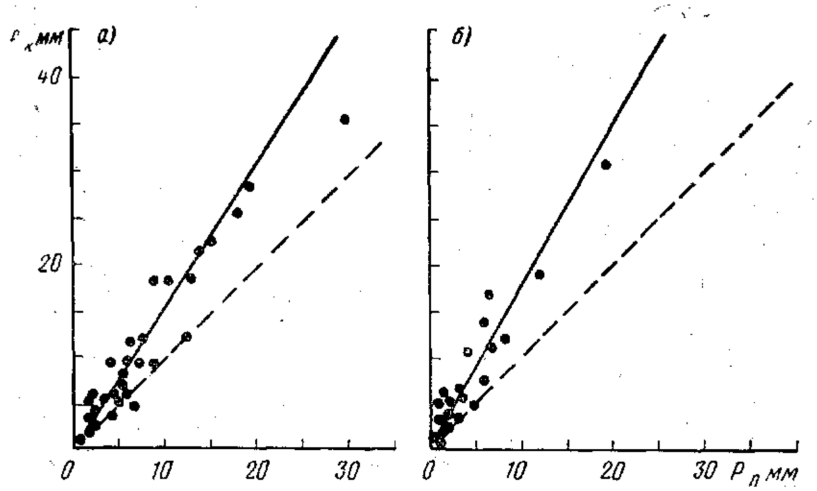


Рис. 1. Связи твердых осадков по осадкомерам, расположенным в поле и на лесных полянах на Новорыбинской (*а*) и Кустанайской (*б*) водно-балансовых (стоковых) станциях за 1960—1963 гг.

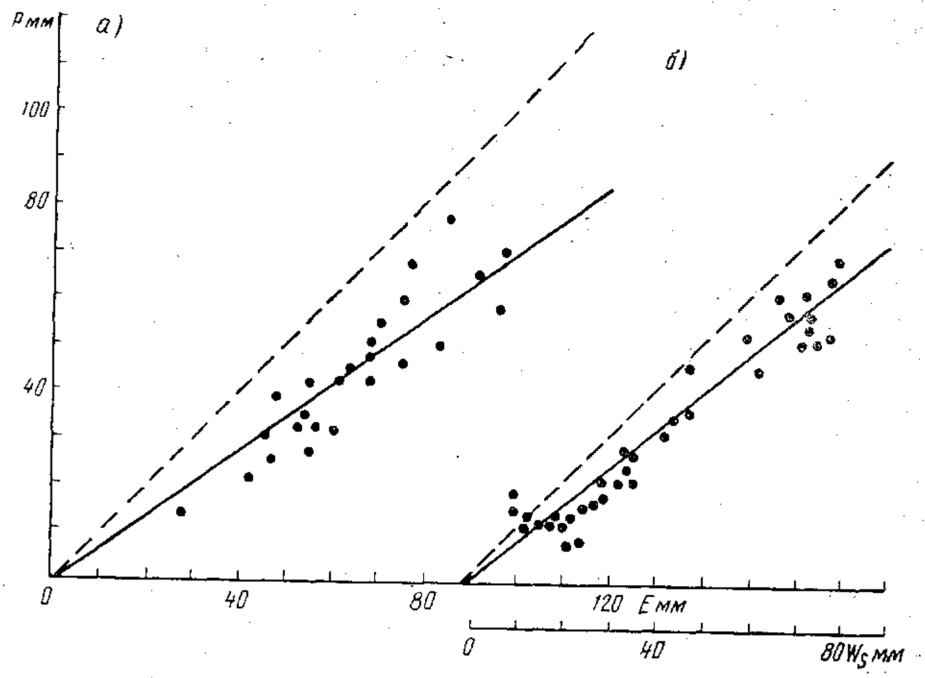


Рис. 2. Связи величин снегозапасов (W_s), измеренных на экспериментальных водосборах Западно-Казахстанской (*а*) и Кустанайской (*б*) станциях, с осадками (P), измеренными по осадкомерам Третьякова

Третьякова составляет, даже в среднем за многолетний период 70—100% и более, это говорит о явном завышении величин осадков, рассчитанных по этому методу. Как показали исследования, при скоростях ветра 6 м/с и более происходит не выдувание снежинок, а надувание их в осадкомерное ведро за счет поднятия снежных частиц с поверхности снега при метелях. Поэтому при скорости ветра 6—8 м/с и более должны вводиться поправки со знаком минус. Этот факт в какой-то степени объясняет завышение поправок к зимним осадкам по ранее предложенному методу ГГО.

В отличие от твердых, жидкие осадки имеют более надежный эталонный прибор — наземный дождемер (дождемер ГГИ-3000, ГГИ-500, ямочный осадкомер, испарительный бассейн и другие). Сравнение величин осадков по указанным приборам, после введения в их показания соответствующих поправок на смачивание, показало, что они близки между собой. Это дает основание считать эти приборы наиболее точными или эталонами.

За эталон нами был принят дождемер ГГИ-3000 как прибор, наиболее распространенный на гидрометеорологической сети станций. Поправка на смачивание для этого дождемера составляет всего 0,03 мм за одно измерение, испарение осадков с него очень мало, а ветровое воздействие на осадки у поверхности земли незначительно. Величина разбрызгивания капель при дожде большой интенсивности составляет всего 2—3 мм от годовой величины [16].

Для введения полной поправки к осадкомеру Третьякова производилось сравнение месячных и сезонных сумм осадков по дождемеру ГГИ-3000 и осадкомеру по 48 станциям Казахстана. Как показал анализ данных, закономерности в распределении поправок по территории Казахстана нет, т. е. они зависят от местных условий. В большинстве случаев разница в суммах осадков составляет 5—15%. Сравнение сумм осадков за теплый период (IV—X), рассчитанных по методике ГГО, с показаниями прибора эталона показывает, что для районов Западного, Восточного и Южного Казахстана они практически равны между собой, а для Северного и Центрального Казахстана осадки, рассчитанные по методу ГГО, больше, чем по дождемеру ГГИ-3000, на 5—6%. Такие же расхождения получаются и при введении поправки, равной 10%. Это позволяет для корректировки величины летних осадков по пунктам, где не производится измерений осадков дождемерами ГГИ-3000, наряду с методикой ГГО рекомендовать осредненные поправочные коэффициенты, равные 10% измеренных осадков. Общая характеристика распределения годовых и сезонных величин атмосферных осадков по территории Казахстана, в том числе равнинных его районов, приводится в работах [18, 40]. В частности, карта годовых сумм осадков, приведенная в статье Семенова [40], свидетельствует о том, что широтная зональность в распределении осадков наблюдается лишь на плоских равнинах Западного и Южного Казахстана. В большинстве же районов на их распределение оказывает влияние даже незначительное уве-

личение высот местности (Мугоджары, Ермен-Тау, Кокчетавская возвышенность, Центрально-Казахстанский мелкосопочник и др.). Наибольшие величины годовых осадков 350—400 мм отмечаются на территории Северо-Казахстанской и Кокчетавской областей, в северных частях Уральской, Актюбинской, Кустанайской, Павлодарской и Целиноградской областей, а также в наиболее возвышенных частях Карагандинской и Семипалатинской областей. Минимум годовых осадков отмечается в районах Каспийского и Аральского морей и оз. Балхаш, где они составляют 150—200 мм и менее.

Распределение осадков за теплый период (апрель — октябрь), больше, чем годовые их величины, подчинено широтной зональности, но с той же тенденцией увеличения их в районах возвышенностей (Кокчетавской, Ермен-Тау, Баян-Аул, Каркаралинские горы). В этих районах величины летних осадков составляют 250—300 мм. Минимальные суммы летних осадков отмечаются в полупустынной и пустынной зонах от Каспия до Балхаша, где они составляют 75—100 мм и менее.

Снегозапасы

На территории равнинного Казахстана в связи с сильным снегопереносом для определения средних снегозапасов на водосборе или участке значительных размеров с высокой точностью необходимо производить снегосъемки с большими длинами маршрутов.

Самым точным методом определения снегозапасов на малом водосборе или участке является метод сплошных снегосъемок. Однако он из-за своей трудоемкости на широкой сети станций не применим, а используется для проверки точности других способов снегосъемок. Определение величин снегозапасов по нескольким поперечникам через водосбор применяется обычно на воднобалансовых (стоковых) станциях. Наиболее распространены снегосъемки по снегомерным треугольникам параллельно с наблюдениями по постоянным рейкам эти снегосъемки в большинстве случаев дают заниженные данные [28, 33, 39]. С 1966 г. снегосъемки по треугольникам заменены маршрутными снегосъемками с длиной маршрута в 2 км.

Снегозапасы на больших водосборах вычисляются обычно как среднее арифметическое или среднее взвешенное из снегозапасов в отдельных пунктах, расположенных на территории бассейна. Точность такого определения величин снегозапасов будет зависеть от точности измерения высоты и плотности снега в отдельных пунктах и от количества пунктов наблюдений и сложности рельефа на водосборе. Если на территории крупных и средних водосборов количество снегомерных пунктов более или менее достаточно для расчета средних снегозапасов, то для большинства малых водосборов наблюдения либо отсутствуют, либо их количество не превышает одного — трех пунктов. Проведенные

снегомерные работы на территории Западно-Казахстанской станции показали следующее: сплошные снегосъемки на расчлененном овражной сетью водосборе имеют высокую точность, равную 2—5%; снегосъемки по трем-четырем маршрутам через водосбор имеют такую же точность, а снегосъемки по одному маршруту позволяют оценить снегозапасы с ошибкой 10—15%. Величины снегозапасов, измеренные по снегомерным треугольникам, отклоняются от снегозапасов по детальной съемке в среднем на 15—20%. Приведенные отклонения снегозапасов по треугольникам в среднем отражают величину недоучета их в понижениях рельефа и руслах логов и оврагов.

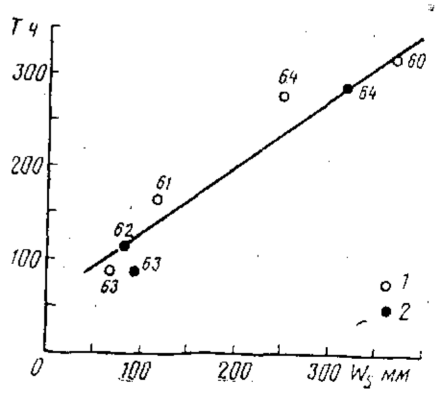


Рис. 3. Зависимость между величинами снегозапасов в руслах логов (W_s) и продолжительностью метелей (T) за зиму:
1 — лог Теректысай, *2* — лог Теренсай

О факте накопления в гидрографической сети больших масс снега указывалось многими авторами [8, 17, 37, 41]. В течение ряда лет (1954, 1961—1965 гг.) на территории Западно-Казахстанской станции производились детальные русловые съемки, которые позволили выявить ряд особенностей снегозалегания в руслах и оврагах. Наибольшие снегозапасы наблюдаются в узких и глубоких руслах, наименьшие — в широких и неглубоких. Крупные овраги большой емкости никогда не заносятся снегом полностью. Для водосборов с большой густотой овражно-балочной сети, снегозапасы в ней, в годы с сильным снегопереносом, превышают снегозапасы на склонах в три-четыре раза, а на отдельных участках в пять-шесть раз.

Недоучет русловых снегозапасов приводит к значительным ошибкам при расчете средней по водосбору величины снегозапаса, достигающим 20—40%. Между тем при существующей методике производства снегосъемок в большинстве случаев снегозапасы в руслах не учитываются. Для определения величин снегозапасов в руслах необходимо либо производить русловые снегосъемки, либо определять величины снегозапасов расчетным методом.

Величины русловых снегозапасов, полученные по снегосъемкам в пяти точках по поперечнику через русло, при условии не менее трех-четырех поперечников, дают заниженные по сравнению с детальной съемкой, данные в среднем на 8—20%, а в трех точках — соответственно на 22—44%. Наиболее точными (после детальной) являются снегосъемки по 10 точкам определения высоты и трем—пяти точкам плотности снега на поперечнике при равномерном их размещении через русла.

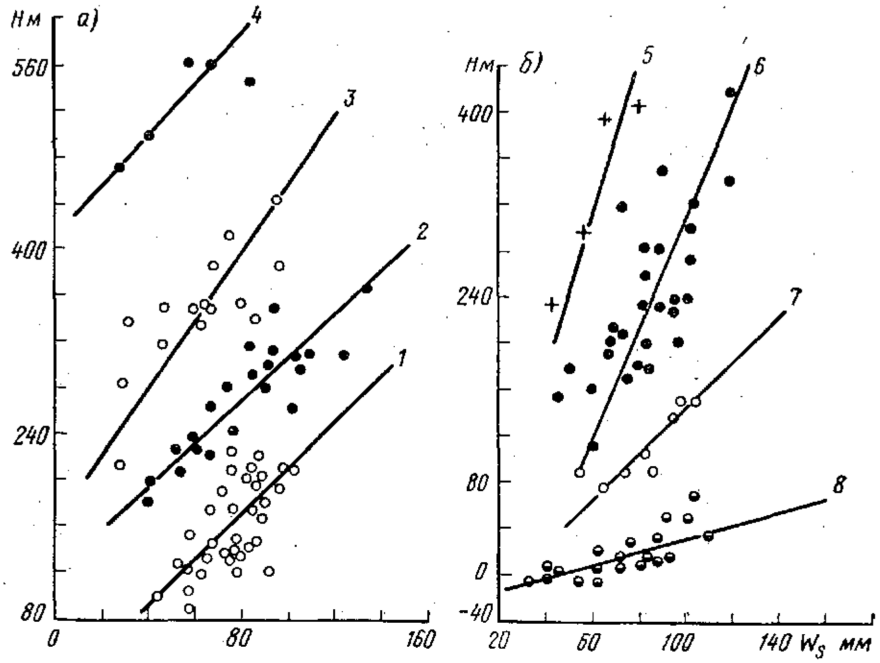


Рис. 4. Зависимость величин предвесенних снегозапасов (W_s) по станциям равнинного Казахстана от высоты местности H:

а — Северный, *б* — Западный; *1* — Западно-Сибирская низменность (южная окраина), *2* — Кокчетавская возвышенность (западная часть), *3* — Кокчетавская возвышенность (восточная часть), *4* — Центральный Казахстан (северная часть), *5* — Мугоджары, *6* — Урало-Эмбенское плато (восточная часть), *7* — Урало-Эмбенское плато (западная часть), *8* — Прикаспийская низменность и Общий Сырт

Анализ данных о величинах снегопереноса и снегозапасов в руслах показал, что существует связь между ними (рис. 3), которую можно использовать как расчетную.

Чтобы определить величину снегозапасов в гидрографической сети на водосборе, необходимо знать плотность, занятую ею. Последнюю можно определить по данным аэрофотосъемки. В случае определения густоты гидрографической сети по крупномасштабным картам для определения их истинной величины необходимы коррективы. В частности, при использовании карты масштаба 1 : 100 000 необходимо в полученные по ней величины густоты русловой сети прибавлять поправку, равную 0,60 км/км² для овражных и 0,40 км/км² для безовражных водосборов. Зная площадь, занятую гидрографической сетью, и величину снегозапасов в руслах, можно рассчитать снегозапасы на водосборе как средневзвешенные величины. При расчете средних снегозапасов по малым водосборам необходимо, помимо гидрографической сети, учитывать и другие микроландшафты и распределение сельскохозяйственных угодий. Этому вопросу в последние годы придается особое значение в связи с влиянием деятельности человека на речных водосборах [24, 30, 31, 32, 41].

Снегозапасы на различных

Пост	Дата снегосъемки	Снегомерный треугольник		Микро			
				целина		зябь	
		мм	%	мм	%	мм	%
р. Тойсай — с. Новая Покровка	1 IV	59	56	98	93	78	74
р. Сары-Тургай — с. Токтайкопер	22 III	49	70	70	100	—	—
р. Алабуга — с. Ясная Поляна	31 III	72	88	64	78	—	—
р. Кундузды — свх. Баканасский	31 III	45	73	65	105	50	81
оз. Бозайгыр — с. Елизаветинка	2 IV	168	153	99	90	69	63
р. Селеты — с. Ильинское	5—6 IV	56	56	93	93	52	52
р. Ишим — г. Целиноград	5 IV	—	—	64	91	77	110
р. Ишим — клх. Передовик	5 IV	78	76	102	100	—	—
р. Ишим — с. Каменный Карьер	2 IV	—	—	82	93	92	104
р. Улькун-Кундузды — с Скобелевка	7 IV	—	—	107	98	97	89
оз. Учколь — с. Павловка	30 III	44	62	44	62	80	112
Среднее			79		91		86

В рассматриваемых районах были выделены все микроландшафты, которые пересекались снегомерными маршрутами. Анализ данных снегосъемок, произведенных на гидрологических постах Казахстана в 1960 г., показал, что снегозапасы на микроландшафтах находятся в определенном соответствии, которое сохраняется начиная с первых зимних месяцев и кончая предвесенним периодом (табл. 1). Об этом же свидетельствуют данные наблюдений Новорыбинской станции [30, 31].

Приводимые соотношения в первом приближении могут быть использованы при расчете снегозапасов на малых водосборах при отсутствии данных о снегозапасах на ряде микроландшафтов.

Известно, что даже небольшие повышения рельефа вызывают увеличение величин снегозапасов. Например, на территории Западно-Казахстанской станции [33] на площади в 260 км² наблюдается увеличение снегозапасов с высотой малых водосборов на 6—10 мм и более на 10 м изменения высоты местности. Для районов северной половины Казахстана построены связи увеличения снегозапасов с высотой местности (рис. 4), которые позволяют для отдельных районов определить нормы снегозапасов для неизученных районов, а также уточнить карты величин снегозапасов для территории Казахстана. Анализ показывает, что связи снегозапасов с высотой местности можно строить и для отдельных лет и месяцев холодного периода.

На основании изложенного расчет снегозапасов для малых водосборов следует производить по маршрутным снегосъемкам, а в случае их отсутствия — по снегомерному треугольнику (до 1966 г.) или ландшафтному маршруту (после 1966 г.), располо-

Таблица 1

микроландшафтах в 1960 г.

ландшафт								Водосбор в целом	
стерня		залежь		русло, озеро		лес			
мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%
—	—	—	—	96	91	154	147	105	100
—	—	—	—	92	131	—	—	70	100
80	97	152	185	—	212	260	—	82	100
—	—	—	—	—	—	—	—	82	100
114	104	130	120	122	111	—	—	110	100
—	—	91	91	56	56	—	—	100	100
—	—	—	—	131	187	—	—	70	100
101	99	—	—	152	148	—	—	103	100
80	91	—	—	158	180	—	—	88	100
109	100	—	—	171	158	—	—	109	100
86	121	—	—	77	109	—	—	71	100
	102		132		138	—	147		100

женным в непосредственной близости от водосборов или по интерполяции между величинами снегозапасов на соседних водосборах. В данные снегозапасов по треугольному следует вводить поправку на недоучет снегозапасов в гидрографической сети (рис. 3). То же следует делать и для ландшафтного маршрута, если он не учитывает снегозапасов в руслах.

Для больших и средних водосборов средняя величина снегозапасов может рассматриваться как средняя арифметическая из числа станций на водосборе для сравнительно равнинных территорий и как средняя взвешенная для территорий со сложным сочетанием рельефа. При недостаточности данных рекомендуется строить графики связи снегозапасов с высотой местности для конкретных сезонов и месяцев.

Влагозапасы в почвогрунтах

Почвенная толща служит мощным аккумулятором влаги. В полупустынной зоне ее содержится до 150—250 мм, а в степной 300—400 мм и более в метровом слое почвы. Изменение влаги происходит в основном за счет пополнения ее просочившимися талыми водами и осадками, а также за счет поднятия капиллярной каймы от уровня грунтовых вод; расходование — за счет испарения и транспирации растениями и просачивания ее до уровня грунтовых вод. Из-за трудоемкости определения влагозапасов в почве, применяющимся термостатным способом, связанным с бурением почвы на определенную глубину, число станций, занимающихся данными работами, незначительно, а распределение пунк-

тов наблюдений по территории крайне неравномерно. На большей части станций наблюдения производятся лишь в теплый период — с мая по октябрь. Поэтому по данным измерений обычно невозможно оценить максимальные влагозапасы в почве весной и изменение их за зимние периоды. Эти очень важные характеристики, используемые не только для воднобалансовых расчетов, но и прогноза стока воды, приходится рассчитывать. Второй недостаток этих наблюдений — отсутствие однородности данных наблюдений, связанное с отбором проб на влажность почвы в разные годы на различных участках с постоянной сменой сельскохозяйственных культур на них. Только с 1966 г. в связи с развитием воднобалансовых наблюдений были выбраны постоянные воднобалансовые участки, занятые, как правило, целинной растительностью. Существенным недостатком является также бурение скважин и отбор проб на недостаточной глубине — до 1,0, иногда до 1,5 м.

Данные о влагозапасах, полученных на воднобалансовых (стоковых) станциях, которые отличались большей полнотой и однородностью, чем данные агрометстанций, позволяют оценить точность измерений влагозапасов и выяснить основные особенности пространственного и временного изменения влаги на малых водосборах [34]. Данные площадной съемки влажности, проведенной в апреле и августе 1960 г. на водосборах Теренсай (площадь 5,51 км^2) и Кияксай (площадь 6,04 км^2) Западно-Казахстанской воднобалансовой станции, на каждом из которых было пробурено по 100 скважин, позволили оценить точность определения среднего по водосбору влагозапаса и назначить оптимальное число точек бурения на каждом из них. Оказалось, что ошибка среднего по водосбору влагозапаса (обеспеченностью 80%) составляет 2—5% (2—6 мм). Необходимое число скважин на водосборе с ошибкой, не превышающей по абсолютной величине 10—15 мм для метрового слоя почвы, составила 20—25 мм весной при пестром распределении влагозапасов, и 5—15 мм — летом при стабилизации влагозапасов.

Съемка влажности на водосборе Колутона (Новорыбинская станция) позволила определить число скважин, на сложном по сочетанию угодий водосборе (площадь 2 км^2), равное 20. Определение величин влагозапасов по всей территории малых водосборов показывает, что наблюдается увеличение влагозапасов от устьевых участков к истокам логов. Например, на водосборе Теренсая разница влагозапасов в метровом слое в среднем для маршрутов превышает 40 мм. Подобная тенденция может быть объяснена характером снегозалегания и склонового стекания талых вод. Наибольший сток и наименьшее просачивание наблюдается в прирусловых участках, наименьший или отсутствие его, но наибольшее просачивание влаги — на приводораздельных пространствах. Наиболее репрезитативными для малых водосборов обычно оказываются участки (поперечники), расположенные в средней части водосбора. Отклонение влагозапасов по такому

участку от среднего влагозапаса на водосборе не превышает 5—10%.

По характеру временного изменения влагозапасов в почвогрунтах на территории равнинного Казахстана можно выделить две зоны — степную и лесостепную, где изменение влагозапасов от весны к лету происходит медленно в связи с максимумом осадков в июле, и полупустынную и пустынную, где изменение влагозапасов в аналогичный период идет более интенсивно, достигая минимума в середине или конце лета. Для полупустынной зоны от весны к лету влагозапасы уменьшаются в 1,5—2,0 раза, от конца лета до конца осени — увеличиваются на 25—50% относительно летних, а от конца осени к началу снеготаяния они изменяются незначительно и практически равны между собой.

Влагозапасы для метрового слоя почвогрунтов, выраженные в процентах от наименьшей полевой влагоемкости, по сезонам следующие: в летний период 30—50%, после снеготаяния — 80—120%, в предзимний период — 50—70%. Если допустить, как это доказано рядом авторов [6, 10, 25, 29], что заметное перемещение влаги происходит лишь после достижения 70% наименьшей влагоемкости, то по указанным данным влага просачивается под действием сил гравитации в метровом слое лишь в короткий весенний период и иногда в период осенних дождей. Незначительная величина миграции влаги в зимний период позволяет не производить очень трудоемких буровых работ в мерзлых грунтах, а пользоваться данными осенних отборов проб на влажность [34].

Баланс влаги в почвогрунтах в позднеосенний период слагается из влагозапасов на начало расчетного периода ($M_{sн}$), взятого по данным измерений в конце лета или начале осени, осадков, выпавших за этот период (P), испарения за этот же период (E) и притока — оттока влаги в соседние слои почвогрунтов ($\pm F$). Учитывая, что в осенний период величина F для метрового слоя близка к нулю, ею можно пренебречь. Разность $P—E$ при отсутствии поверхностного стока дает величину просачивания влаги в почву от дождей. Искомая величина конечных расчетных влагозапасов ($M_{sк}$) находится тогда из уравнения

$$M_{sk} = M_{sн} + P - E \pm F. \qquad (1)$$

Результаты расчетов по формуле (1) для водосбора лога Текстысай и сопоставление с фактическими влагозапасами (табл. 2) свидетельствуют о достаточно большой точности расчета. Это позволяет рекомендовать формулу (1) для оценки влагозапасов в позднеосенний период.

Следует отметить, что рекомендуемые зависимости непосредственно между величинами влагозапасов в почве и осадками осеннего периода, определяющими эти влагозапасы [1, 11, 34], позволяют оценить величину запасов в метровом слое почвогрунтов с меньшей точностью, поэтому могут использоваться лишь при отсутствии исходных данных для расчета по формуле (1).

Таблица 2

Водный баланс почвогрунтов для метрового слоя в осенний период на водосборе Теректысай (Западно-Казахстанская станция)

Годы	Начальное увлажнение M_s		Осадки (P) за период осени с учетом поправки, мм	Испарение (E) за период осени, мм	Фактические влагозапасы на дату расчета $M_{sk} = M_{sн} + P - E$		Рассчитанные влагозапасы M'_{sk}, мм	Дата образования устойчивого снежного покрова	Отклонения рассчитанных величин от измеренных $M'_{sk} - M_{sk}$	
	мм	дата			мм	дата			мм	%
1957-58	104	8 VIII	82	77	104	29 XI	109	15 XI	5	5
1959-60	98	26 VIII	83	45	133	15 XII	136	25 XI	3	2
1960-61	96	17 VIII	79	35	128	2 I	140	29 XI	19	8
1961-62	77	22 VIII	101	30	123	1 XII	148	17 XII	25	20
1962-63	87	7 VIII	44	45	94	28 XI	86	1 XII	—8	8
1963-64	91	28 VIII	50	30	107	3 XII	111	26 XI	4	4
1964-65	94	10 IX	37	40	94	26 XII	91	24 XI	—3	3
Среднее	92	21 VIII	68	42	111	11 XII	115	28 XI	9	7

Расчет влагозапасов за ранний весенний период может производиться по формуле

$$M'_{sk} = M_{sн} + W_s - E - F - Q_s, \qquad (2)$$

где M'_{sk} — конечные влагозапасы после снеготаяния, $M_{sн}$ — начальные влагозапасы (предзимние или определенные перед началом снеготаяния), W_s — снегозапасы на начало периода расчета (обычно максимальные предвесенние), E — испарение со снега и почвы за расчетный период, F — величина просачивания влаги ниже расчетной глубины почвогрунтов, Q_s — поверхностный сток. Произведенный по формуле (2) расчет влагозапасов (M'_{sk}) по территории Западно-Казахстанской станции показал, что величины ошибок колеблются для отдельных лет от 0 до 30%, причем величина просачивания (F) не учитывалась.

Суммарное испарение с водосборов

Испарение с речных водосборов слагается из потерь на транспирацию и физическое испарение с почвы в теплый период года и на испарение со снега — зимой.

Теплый период. Исходными для определения величин испарения с почвы и транспирации за различные промежутки теплого периода времени являются данные испарителей ГГИ-500—50 и ГГИ-500—100 — стандартных сетевых приборов. Однако сеть испарительных станций на территории Казахстана немногочисленная. По полученным по ней данным об испарении пока не представляется возможным получить средние многолетние харак-

теристики и тем более распределение испарения по территории Казахстана. Лишь три станции в Западном Казахстане (Калмыково, Джанибек и Западно-Казахстанская) имеют продолжительность наблюдений свыше 10 лет. Период наблюдений за испарением с различных угодий (пар, целина, яровая пшеница и др.) различен, что затрудняет сравнение полученных результатов. Поэтому для оценки величин испарения и проверки расчетного метода были использованы материалы по 11 станциям, расположенным в соседних с Казахстаном районах Западной Сибири и Средней Азии.

Наиболее однородной по испаряющей способности, для той или иной природной зоны, является паровая поверхность почвы. Суммарное испарение — испарение с почвы и транспирация, обладает меньшей однородностью вследствие неодинаковой испаряющей способности различных видов естественной и культурной растительности.

Сравнение величины испарения с пара, целины и яровой пшеницы показывает, что распределение испарения с целины и других угодий зависит от периода вегетации растений: на период максимального развития растений приходится и период наибольшего суммарного испарения. Так, в полупустынной зоне максимум испарения приходится на апрель — май, а в степной на май — июнь. В этот период испарение с целины в 1,5—2,0 раза больше, чем с пара. В июле — августе, с прекращением вегетации, испарение с целины близко к испарению с пара. В среднем за сезон (май — октябрь) целина испаряет больше, чем пар на 20—30%.

Испарение с яровой пшеницы начинается обычно в мае — июне, т. е. после всходов растений, достигая наибольшей величины в конце июля (период фазы выход в трубку — колошение). В период созревания зерен испарение с пшеницы уменьшается, а после уборки близко к испарению с пара. В среднем за сезон (май — октябрь) испарение с яровой пшеницы на 40% больше испарения с пара. Ход испарения с озимой пшеницы несколько иной, чем с яровой, так как вегетация первой начинается намного раньше — после оттаивания верхнего почвенного слоя почвы. Заканчивается вегетация озимой пшеницы также раньше, в июне — июле. Превышение величин испарения с озимой пшеницы над испарением с пара в среднем за период апрель — октябрь составляет тоже 40%.

Сравнение испарения с яровой пшеницы с испарением с целины показывает, что в апреле — мае испарение с целины превышает испарение с яровых полей на 30—40%, затем в июне — июле с яровой пшеницы оно больше на 20—60%, а в последующие месяцы величины испарения с них близки между собой. В среднем за период май — октябрь величины испарения с яровой пшеницы и целины равны между собой.

На основании имеющихся материалов по испарению с пара, целины и яровой пшеницы получены соотношения их величин для трех природных зон Казахстана (табл. 3). Для пустынной зоны

Таблица 3

Отношение величин испарения с целины и яровой пшеницы к испарению с пара для различных природных зон равнинного Казахстана

Природная зона	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Целинная поверхность							
Лесостепь	1,2	1,5	1,5	1,2	1,0	1,1	1,0
Степь (западная)	1,5	1,8	1,7	1,1	1,0	1,0	1,0
Степь (восточная)	1,2	1,5	1,7	1,2	1,2	1,0	1,0
Полупустыня	1,8	1,6	1,5	1,0	1,0	1,0	1,0
Яровая пшеница							
Лесостепь	1,0	1,5	2,2	1,9	1,1	1,0	1,0
Степь (западная)	1,0	1,6	2,4	1,2	1,1	1,0	1,0
Степь (восточная)	1,0	1,2	1,6	1,6	1,2	1,0	1,0
Полупустыня	1,2	1,5	1,4	1,2	1,2	1,0	1,0

приближенно принимаются данные полупустыни. Как видно из табл. 3, соотношения между величинами испарения с пара и целины, а также с пара и яровой пшеницы имеют характерные особенности в зависимости от природных зон. Степная зона условно

Таблица 4

Соотношение суммарного испарения и транспирации за вегетационный период

Станция	Период наблюдений	Суммарное испарение, мм	Транспирация, мм	% транспирации от суммарного испарения
Яровая пшеница (всходы — полная спелость)				
Заветы Ленина	1959-63	270	131	48
Омск	1957-65	244	131	54
Огурцово	1959-65	213	90	42
Славгород	1959-61	126	43	34
Барнаул	1959-61,63,65	242	118	48
Федоровский	1958-61,65	218	95	44
Шортанды	1958-61,65	270	137	51
Возвышенский	1961-62	229	81	35
Дмитриевка	1964-65	146	72	49
Родниковка	1959-63,65	239	121	50
Джаныбек	1959-63	131	59	45
Ростоши	1959-65	230	125	54
Елшанка	1956-59,60	218	117	53
Ершов	1959-65	196	96	49
Озимая пшеница (кущение — восковая спелость)				
Гигант	1958, 60—65	274	145	53
Прикумск	1961-65	254	127	50
Илийский	1959-62	242	111	45

делится на западную и восточную части по восточной границе Актюбинской области, так как период вегетации, распределение осадков и тепла в этих районах различное: на западе Казахстана вегетация начинается (в апреле) и заканчивается (в июле) раньше, чем на востоке. В степной зоне, как западной, так и восточной ее частях, максимум испарения с целины приходится на май — июнь месяцы, когда оно превышает испарение с пара на 50—80%. В полупустынной зоне максимум испарения с целины приходится на апрель — май. Различная величина испарения с яровой пшеницы по зонам зависит от развития растений в этих районах. Например, в лесостепной зоне вегетация растений имеет более продолжительный период, чем в полупустыне, следовательно, и испарение с пшеницы в лесостепной зоне значительно больше, чем в полупустыне.

На станциях, изучающих испарение с сельскохозяйственных полей, производится оценка транспирации растений — как раз-

Таблица 5

Испарение с различных угодий, измеренное по испарителям ГГИ-500—50 и ГГИ-500—100

Станция	Период наблюдений	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Сезон IV—X
Пар									
Омск	1954-65	(14)	35	36	57	45	28	(12)	227
Заветы Ленина	1956-61	(13)	(30)	46	47	46	27	(15)	224
Ершов	1952-54, 57-61	(19)	47	40	49	42	36	23	256
Прикумск	1952-65	32	47	54	54	40	27	24	278
Западно-Казахстанская	1957-70	19	27	29	27	22	16	12	152
Калмыково	1956-65	16	27	29	29	25	18	14	158
Джаныбек	1953-67	(22)	38	41	30	26	20	20	197
Чимкент	1953-65	55	55	41	29	22	17	25	244
Целина									
Федоровский	1958-65	(25)	65	69	70	54	33	(13)	328
Западно-Казахстанская	1957-70	35	43	35	37	26	20	12	208
Айдарлы	1954-59	36	38	37	27	19	13	10	180
Омск	1960-65	(20)	56	54	53	52	32	(14)	281
Западно-Туркменская	1952-65	30	26	20	15	23	10	14	138
Яровая пшеница									
Родниковка	1959-66	(15)	46	101	79	42	28	14	325
Славгород	1958-64	(18)	25	64	63	85	21	15	291
Барнаул	1958-65	(20)	58	88	78	68	31	24	367
Шортанды	1958-67	(19)	(48)	75	80	61	28	18	329

Примечание. В скобках приводятся данные, полученные расчетным путем для определения испарения за весь сезон.

ности между суммарным испарением и испарением с поверхности почвы со срезанными растениями. Рассмотрение хода транспирации по фазам развития растений показывает, что наибольшая ее величина отмечается в период выход в трубку — колошение и колошение — молочная спелость. В большинстве случаев транспирация пшеницы составляет 40—50% суммарного испарения с колебаниями от 34 до 54%, причем величина процента транспирации от суммарного испарения устойчива по территории (табл. 4).

На основании имеющихся материалов многолетних наблюдений получены месячные и сезонные величины испарения с различных угодий (пар, целина, яровая пшеница) по станциям, расположенным в пустынной, полупустынной, степной и лесостепной зонах Казахстана (табл. 5). Данные табл. 5 показывают, что величина испарения с пара за период апрель — октябрь колеблется от 110 мм в пустыне (Иолотань) до 150—200 мм в полупустыне (Калмыково, Джаныбек) и до 220—270 мм в степной и лесостепной зонах (Ершов, Гигант, Омск и др.). Испарение с целины составляет 140—180 мм в пустыне (Западно-Туркменская, Айдарлы), свыше 200 мм в полупустыне (Западно-Казахстанская) и свыше 300 мм в степи (Федоровский).

В связи с малым количеством испарительных станций, для получения величин испарения за конкретные периоды пользуются расчетными методами [4, 7, 13, 14, 22, 26, 35]. Однако большинство методов расчета испарения с почвы применимо для условий избыточного и достаточного увлажнения. Для определения возможности расчета тем или иным из методов в зоне недостаточного увлажнения было проведено сравнение рассчитанных и измеренных по испарителям величин испарения с почвы. Отклонения величины испарения с почвы, полученные по методу А. Р. Константинова [14] и графикам Б. В. Полянова [26], от измеренных по испарителям составляют 1—25% для сезонов и от 0 до 165% для отдельных месяцев. Наиболее удовлетворительные результаты по указанным методам расчета дают данные, рассчитанные за длительное время — сезоны года. Комплексный метод использует большое число факторов, определяющих испарение, однако для засушливой зоны он не дает существенных уточнений, особенно при расчете месячных величин испарения (табл. 6). Причем все эти методы не учитывают испарение с различных угодий, величины испарения с которых меняются в значительных пределах. Поскольку основным определяющим величину испарения фактором в засушливых районах является количество осадков, правомерно искать непосредственные связи между этими величинами.

По данным непосредственных наблюдений испарения с почвы, проведенных на сети почвоиспарительных станций, и данным об осадках были построены графики связи. Для построения их брались величины испарения с пара, как наиболее однородной почвенной поверхности, исключающей влияние транспирации. Графики связей строились по данным за все месяцы (обобщенная связь), когда велись наблюдения, и за каждый месяц в отдель-

Таблица 6

Сравнение измеренных и рассчитанных по комплексному методу величин испарения (мм) за отдельные месяцы

Месяц	Измеренное по		Отклонение	
	испарителям	расчетному методу	мм	%
Федоровский (1960 г.)				
V	61	44	—17	28
VI	98	67	—31	32
VII	71	72	1	2
VIII	54	64	10	19
IX	19	38	19	100
Среднее	61	55	16	36
Айдарлы (1957 г.)				
IV	26	31	5	19
V	12	24	12	100
VI	19	9	—10	53
VII	32	15	—17	53
VIII	21	15	—6	29
IX	9	13	4	44
X	19	8	—11	57
Среднее . . .	20	17	9	51
Западно-Казахстанская (1959 г.)				
V	34	43	9	27
VI	62	56	—6	10
VII	42	37	—5	12
VIII	29	12	—17	58
IX	27	15	—12	46
X	9	8	—1	11

ности. Анализ указанных связей показал, что наиболее тесны они на месячных графиках (табл. 7). Наибольшие отклонения рассчитанных по связям величин объясняется в первую очередь выпадением обильных осадков в конце месяца, которые испаряются большей частью в следующем месяце. Абсолютное среднее отклонение по полученным за все месяцы связям не превышает 15—20 мм, а по месяцам — 10 мм. Следует отметить, что при одной и той же абсолютной погрешности, относительная погрешность будет увеличиваться с уменьшением величины испарения (табл. 8). Как видно из данных табл. 7 и 8, точность расчета по связям месячных величин испарения с пара с величинами осадков достаточно высока, что позволяет принять их в качестве расчетных.

Анализ указанных связей по природным зонам Казахстана показал, что линии связи по отдельным станциям, расположенным в одной зоне, можно обобщить в зональные. Таким образом, были получены графики для расчета испарения с паровой поверхности

Таблица 7

Средние отклонения рассчитанных по графикам связи с осадками величин испарения с паровой поверхности от измеренных по испарителю ГГИ-500 ($E_{изм}$ мм) в абсолютных ($E\Delta$ мм) и относительных (ΔE %) величинах

Станция	Число лет наблюдений	Май			Июнь			Июль			Август			Сентябрь		
		$E_{изм}$	ΔE	E	$E_{изм}$	ΔE	E	$E_{изм}$	ΔE	E	$E_{изм}$	ΔE	E	$E_{изм}$	ΔE	E
Обобщенная связь																
Омск	12	33	6	18	36	4	11	57	10	17	47	7	15	28	2	7
Ершов	10	47	6	13	40	10	25	50	7	14	42	5	12	31	12	40
Гигант	11	50	9	18	54	7	13	52	5	9	32	7	22	21	5	24
Калмыково	10	29	9	31	28	4	14	29	7	24	22	5	23	19	5	32
Джаныбек	14	41	9	22	40	6	15	30	9	30	26	15	58	20	4	20
Западно-Казахстанская	12	24	4	17	30	4	13	27	7	26	20	4	20	16	6	37
По месячным связям																
Омск	12	33	5	15	36	4	11	57	10	17	47	6	13	28	2	7
Ершов	10	47	3	6	40	8	20	50	7	14	42	4	10	31	10	34
Гигант	11	50	7	14	54	5	9	52	4	8	32	3	9	21	3	16
Калмыково	10	29	8	27	28	4	14	29	4	14	22	4	18	19	4	12
Джаныбек	14	41	7	17	40	6	15	30	8	27	26	8	31	20	2	10
Западно-Казахстанская	12	24	3	12	30	4	13	27	5	18	20	4	20	16	3	19

Таблица 8

Обеспеченность (%) ошибки расчета испарения, не превышающих пределы 20 (а) и 10% (б)

Станция	Всего измерений	а		б	
		число измерений	%	число измерений	%
Паровая поверхность					
Ершов	34	29	85	18	53
Омск	69	62	90	34	50
Западно-Казахстанская	57	40	70	21	37
Прикумск	63	53	84	38	60
Джаныбек	65	49	76	27	42
Колмыково	48	33	68	20	42
Гигант	48	36	88	26	55
Целина					
Западно-Казахстанская	65	53	82	27	42

для лесостепной, степной, полупустынной и пустынной зон Казахстана и сопредельных с ними территорий. Обобщенный для степной зоны график связи приводится на рис. 5. Указанные связи косвенно учитывают и влияние другого фактора испарения — температуры воздуха, что видно из расположения линий на гра-

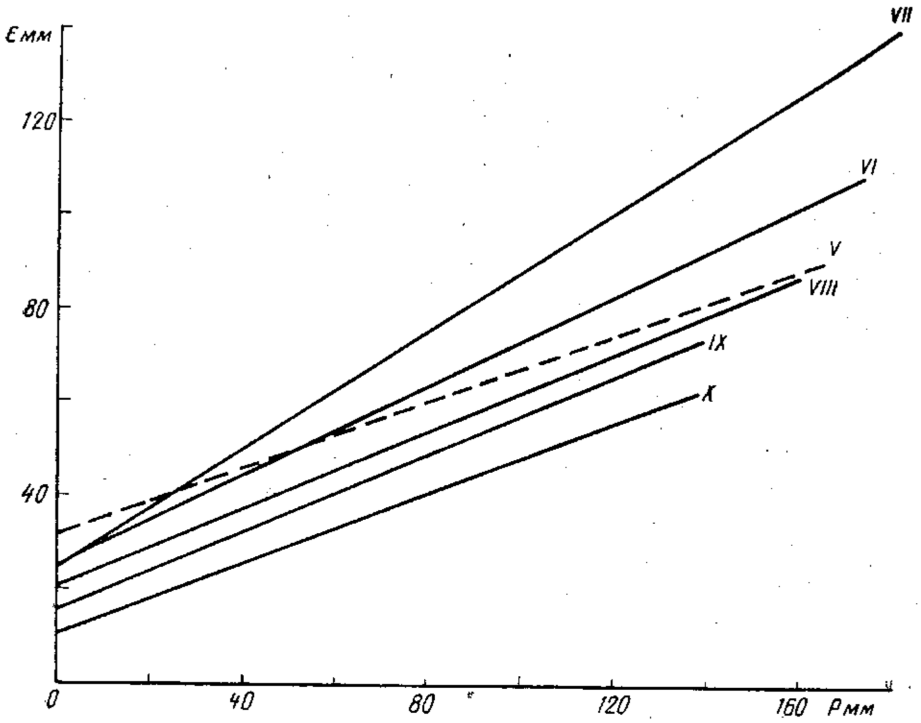


Рис. 5. Месячные связи величин испарения (E) с осадками (P) для расчета и испарения с почвы в степной зоне Казахстана

фике (рис. 5). В мае, когда влаги в почве достаточно, испарение значительное, но не больше, чем в июне — июле, когда влага в почве еще поддерживается за счет дождей, а температуры воздуха наивысшие. Затем в августе — сентябре вследствие уменьшения влагозапасов в почве испарение мало, но наименьшее оно в октябре в связи со снижением температур воздуха. В полупустынной и пустынной зонах максимум испарения приходится на май и даже апрель, когда в почве наблюдается наибольшее увлажнение после снеготаяния, а затем даже при высоких температурах воздуха из-за недостатка влаги летом — оно значительно снижается. Другой причиной отклонения величин испарения полученных по связям (рис. 5) является влияние местных особенностей — переувлажненности участка, различного механического состава почвы, высоты уровня грунтовых вод и т. д., которые необходимо учитывать.

При рассмотрении месячных связей величин испарения и осадков оказалось, что в марте — апреле и ноябре они нарушаются. В это время лучше зависимость испарения от температуры воздуха, которая может использоваться при расчете величин испарения в ранние весенние и поздние осенние месяцы.

Аналитическое выражение всех, рассмотренных выше связей приводятся в табл. 9. Поскольку данные рис. 5 и табл. 9 позво-

Таблица 9

Аналитическое выражение зависимостей месячных величин испарения с почвы (пара, $E_п$) от осадков (P_{V-X}) и температуры воздуха ($t_{III-IV,\ XI}$)

Месяцы	Зона		
	степная	полупустынная	пустынная
III—IV	$E_п = 1{,}4\ \ t + 15$	$E_п = 0{,}70\ \ t + 14$	$E_п = 0{,}80\ \ t + 15$
V	$E_п = 0{,}35\ P + 32$	$E_п = 0{,}41\ P + 26$	$E_п = 0{,}31\ P + 28$
VI	$E_п = 0{,}49\ P + 24$	$E_п = 0{,}34\ P + 24$	$E_п = 0{,}37\ P + 16$
VII	$E_п = 0{,}63\ P + 25$	$E_п = 0{,}25\ P + 24$	$E_п = 0{,}37\ P + 16$
VIII	$E_п = 0{,}42\ P + 20$	$E_п = 0{,}21\ P + 17$	$E_п = 0{,}38\ P + 11$
IX	$E_п = 0{,}42\ P + 15$	$E_п = 0{,}21\ P + 13$	$E_п = 0{,}35\ P + 10$
X	$E_п = 0{,}38\ P + 10$	$E_п = 0{,}20\ P + 6$	$E_п = 0{,}35\ P + 6$
XI	$E_п = 1{,}4\ \ t + 6$	$E_п = 0{,}80\ t + 7$	$E_п = 0{,}73\ \ t + 4$

ляют оценивать только испарения с пара (физическое испарение), то для получения величины суммарного испарения с других угодий — (целины, яровой и озимой пшеницы и др.) необходимо введение в величины испарения с пара поправочного коэффициента на транспирацию с того или другого угодья (табл. 3). Среднее для всего бассейна суммарное испарение оценивается как среднее взвешенное с учетом расположения угодий.

Предложенный метод расчета испарения по осадкам и температуре воздуха отличается не только простотой вычислений, но и повышенной точностью по сравнению с другими методами, средняя точность расчета после введения поправочного коэффициента на целинную поверхность составляет 20—25%. При этом в 70% случаев отклонения не превышают 20%. По комплексному методу отклонения менее 20% составляют лишь 40% случаев.

На основании средних многолетних данных об осадках и температурах воздуха по всей сети станций равнинного Казахстана по предлагаемому методу получены средние многолетние величины испарения за период апрель — октябрь.

Испарение со снега. В связи с отсутствием в настоящее время надежного метода измерения испарения снега, особенно в период метелей и снегопадов, обычно прибегают к расчетным схемам, основанным на отрывочных материалах наблюдений. Для территории равнинного Казахстана наиболее приемлемой для получения величины испарения за короткие периоды (декада, месяц) является связь их с дефицитом влажности воздуха. Подроб-

ная схема расчета и обоснование данного метода изложено в работах [35, 38]. Аналитическое выражение расчетных связей

$$E_{сн} = n(0{,}35\,d - 0{,}06) \qquad (3)$$

для районов Западного и Северного Казахстана и

$$E_{сн} = n(0{,}72\,d - 0{,}18) \qquad (4)$$

для остальной территории, где $E_{сн}$ — испарение снега, мм; n — количество суток расчетного периода; d — средний дефицит влажности воздуха (мб) за n суток.

По указанным формулам (3) и (4) по средним многолетним значениям были рассчитаны нормы величины испарения за зимне-весенние сезоны по всей территории равнинного Казахстана. Результаты расчетов послужили основанием для обобщения испарения по природным зонам (табл. 10) и для построения карты

Таблица 10

Испарение снега (мм) за период от даты установления (УСП) до даты разрушения (РСП) снежного покрова в равнинном Казахстане

Зона	Высота над уровнем моря, м абс.	Дата УСП	XI	XII	I	II	III	IV	Дата РСП	Испарение за сезон
Лесостепь	110	9 XI	1,7	1,6	0,3	0,7	3,5	4,7	10 IV	13,5
	180	10 XI	2,7	1,9	1,6	1,4	3,7	5,1	9 IV	16,4
Степь	210	9 XI	2,4	2,9	1,5	1,9	3,7	4,7	10 IV	17,1
	350	9 XI	2,0	1,6	1,6	3,0	4,7	5,1	11 IV	18,0
	400	11 XI	2,7	1,9	1,6	1,4	1,7	10,9	13 IV	23,2
Сухая степь	10	11 XII		2,8	2,5	3,0	6,2		26 III	14,5
	150	25 XI	1,3	7,2	2,9	2,2	6,6		29 III	20,2
	500	14 XI	5,0	7,2	5,0	6,1	11,4	2,0	1 IV	36,7
Полупустыня	1	18 XII		1,6	2,9	2,6	4,0		25 III	11,1
	120	2 XII		3,6	2,5	2,4	9,3	4,0	3 IV	14,8
	690	18 XI	3,0	7,3	6,8	7,8	9,4		26 III	34,3
Пустыня	—25	21 XII		1,3	3,7	4,0	1,5		6 III	10,5
	330	11 XII		3,5	4,0	4,7	4,5		16 III	16,7

среднего за многолетний период испарения со снега от даты установления до даты разрушения снежного покрова (рис. 6). Наиболее повышенные величины испарения со снега (20—25 мм) наблюдаются в полосе от Мугоджарских гор до Алтая, проходя через Казахский мелкосопочник (рис. 6). К северу и к югу от указанной полосы величины испарения уменьшаются до 10—15 мм за сезон. Уменьшение испарения снега севернее этой зоны, несмотря на длительное залегание снежного покрова, связано с небольшими величинами дефицита влажности воздуха, а уменьшение испарения снега к югу объясняется небольшой продолжительностью снегозалегания в этих районах.

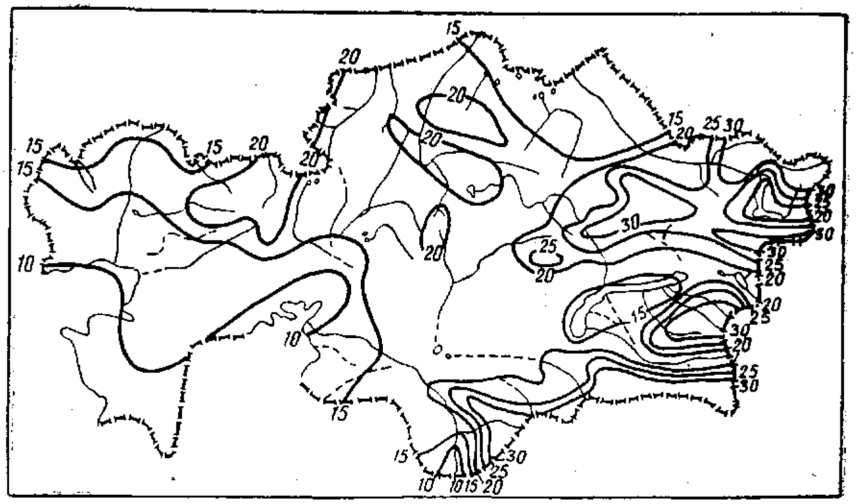


Рис. 6. Карта распределения средних многолетних величин испарения снега от установления до разрушения снежного покрова на территории равнинного Казахстана

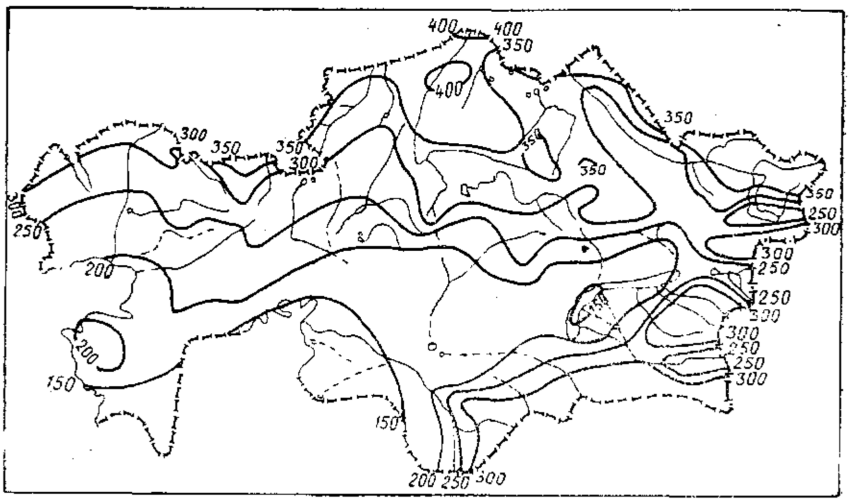


Рис. 7. Карта распределения средних многолетних величин годового испарения с поверхности суши на территории равнинного Казахстана

Анализ данных показал, что имеется зависимость испарения снега с высотой местности, которая обусловлена, с одной стороны, увеличением величин дефицита влажности воздуха с высотой и, с другой — увеличением величин снегозапасов на возвышенностях, что приводит к удлинению периода залегания снежного покрова.

Суммарное испарение за год. Средние многолетние величины испарения с поверхности суши были получены как сумма испарения с почвы и снега. С другой стороны, они были получены воднобалансовым методом как разность между осадками и стоком воды. На основании последних данных была построена карта нормы годового испарения по территории равнинного Казахстана (рис. 7).

Наибольшие величины испарения с суши наблюдаются на севере республики, где они составляют 350—400 мм, наименьшие — в пустынной зоне по линии — Каспийское и Аральское моря и оз. Балхаш. Широтное расположение изолиний на карте нарушается в районах возвышенностей, где они значительно спускаются к югу.

Построенная карта отличается от предыдущих карт [27], построенных для территории СССР, значительно большей детализацией и более высокой точностью данных.

Водные балансы речных водосборов

Правильно определить соотношение элементов водного баланса за конкретные сезоны и годы можно лишь при наличии полных и точных данных о них. Поэтому расчет водных балансов подразделяется на детальный, при наличии информации о всех составляющих, и приближенный, когда обычно отсутствуют данные о изменении влагозапасов в почвогрунтах и грунтовых водах. Многолетние водные балансы рассчитываются по трем основным компонентам: осадкам, стоку воды и испарению с водосборов. Изменение влагозапасов на водосборе за конкретный период (месяц, сезон, год) определяется обычно из соотношения

$$B = A - Б, \qquad (5)$$

где B — изменение влагозапасов в бассейне, A — приходная часть, $Б$ — расходная часть баланса. С другой стороны, изменение запасов влаги на водосборе получается при определении их непосредственно на бассейне — снегозапасы, воды озер и водохранилищ и др. ($\Delta V_{пов}$) и в почвенно-грунтовой толще — влагозапасы зоны аэрации и грунтовые воды ($\Delta V' = \Delta W + \Delta U$). Сравнение изменений влагозапасов по непосредственным измерениям ($\Delta V'$) и по соотношению $\Delta V_Р = A - Б - \Delta V_{пов}$ дает невязку водного баланса: $H = \Delta V_Р - \Delta V'$. Опыт воднобалансовых наблюдений показывает [15], что при определении составляющих водного баланса с удовлетворительной точностью невязки годовых балансов не превышают 10—15%.

Водные балансы малого водосбора и отдельных склонов по некоторым районам равнинного Казахстана приводились в работах [12, 36], и в данной статье не рассматриваются.

Как известно, точность расчета водных балансов речных водосборов значительных размеров — 20—100 тыс. км^2 зависит от качества используемых материалов и от количества пунктов на-

блюдений на водосборе. В качестве примера расчетов водного баланса больших водосборов были выбраны бассейны четырех рек с более или менее достаточной изученностью элементов баланса. Это водосборы: р. Ишим — с. Каменный Карьер (площадь 86 200 км^2), р. Тобол — г. Кустанай (площадь 44 800 км^2), р. Нура — с. Романовское (площадь 45 100 км^2) и р. Илек — с. Чилик (площадь 37 300 км^2).

Величины осадков были получены путем введения поправок к измеренным осадкам рекомендуемыми выше способами.

Величины снегозапасов получены с учетом их распределения по высотным зонам, для чего строились связи снегозапасов с высотой местности за каждый месяц зимы. Данных о снегозапасах особенно в возвышенных местах (бассейн р. Нуры), недостаточно.

Наиболее трудоемкой работой в расчетах водных балансов является расчет величины влагозапасов. Отсутствие данных наблюдений за осенние, зимние и весенние периоды не позволяют иметь величины влагозапасов за весь расчетный период и снижает точность расчета водных балансов.

Величины испарения за летний период рассчитывались по приведенному методу. Испарение снега определялось по формуле (3).

Основными особенностями водных балансов за 10-летний период (1960—1969 гг.) больших речных водосборов являются следующие. Зимние осадки (ноябрь — март) составляют для бассейнов Северного Казахстана (реки Ишим, Нура) 32%, для бассейна р. Илек (Западный Казахстан) 37% годовой суммы осадков с колебаниями в отдельные годы соответственно от 20 до 40% и от 23 до 50%.

Испарение с пара составляет 70% годовой суммы осадков, а суммарное испарение с водосборов — 90—95%. Испарения со снега в среднем составляет 5—8%, с колебаниями от 2 до 13% годовых осадков.

Величина стока рассматриваемых водосборов незначительна и составляет для Ишима — 3, Нуры — 4, Илека 7% при колебаниях от 0 до 12% годовой суммы осадков.

Распределение запасов влаги на водосборах внутри года таково. Осенью с октября происходит пополнение влагозапасов за счет осенних осадков, а в зимний период — за счет накопления на поверхности водосборов твердых осадков. Накопленная влага весной и летом расходуется на испарение. Невязки месячных величин баланса составляют 10—100%, сезонных 2—24%.

На основании построенных карт норм основных элементов водного баланса рассчитаны водные балансы ряда крупных водосборов (табл. 11) и определены соотношения их величин по природным зонам равнинного Казахстана (табл. 12).

Анализ расчета водных балансов показывает, что при достаточно однородном типе рельефа (низменности, плато) ошибка расчета того или иного элемента при осреднении данных по площади незначительна, так как коэффициенты вариации малы: для

Таблица 11

Соотношение элементов водного баланса по основным речным водосборам равнинного Казахстана

Бассейн рек	Элементы баланса						Точность расчета	
	осадки, мм		испаряемость, мм	испарение, мм		сток воды, мм		
	за год	за IV—X		с почвы и снега	снега		мм	%
Илек	346	212	845	307	20	30	9	3
Уил	273	155	970	266	18	13	—6	2
Эмба	258	133	955	238	15	15	5	2
Иргиз	262	162	922	255	18	6	1	0
Тобол	336	242	724	342	19	10	—16	5
Ишим	354	230	738	340	16	18	—1	1
Нура	335	221	763	305	20	11	20	6
Сарысу	246	146	878	237	19	7	2	1
Тургай	289	166	816	289	18	8	—8	3

Таблица 12

Соотношение основных элементов водного баланса по природным зонам равнинного Казахстана

Природная зона	Испаряемость, мм	Испарение, мм		Осадки, мм		Сток воды, мм
		за год	снега	за год	за IV—X	
Южная лесостепь	700	380	18	390	280	10
Степь	800	300	20	320	210	20
Полупустыня	1000	240	16	250	150	8
Пустыня	1200	170	12	90	90	0

осадков 0,10—0,15, для испарения с суши 0,08—0,12. При расчете балансов в более сложных по рельефу районах (мелкосопочник, возвышенности, низкогорья) требуется густота сети станций примерно в два-три раза, превышающая наблюдательную сеть на равнине.

Данные о средних многолетних элементах водного баланса позволяют определить отношение их величин за конкретные годы к норме. Приводимые величины основных элементов водного баланса по речным бассейнам и природным зонам равнинного Казахстана дают представление о распределении влаги по всей указанной территории.

Рассмотрение элементов водного баланса на территории равнинного Казахстана показало, что расчет их величин на данном этапе воднобалансовых исследований не обладает высокой точностью и требует постоянного усовершенствования. Анализ эле-

ментов водного баланса и определяющих их факторов позволили в некоторой степени уточнить расчет зимних осадков, снегозапасов, влагозапасов, испарения с почвы и снега и рекомендовать их к использованию в воднобалансовых расчетах как для средних многолетних данных, так за конкретные годы, сезоны и месяцы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. В. Водный режим Западного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1957, вып. 9.
2. Аполлов Б. А. Метод водного баланса в применении к гидропрогнозам. — «Метеорология и гидрология», 1935, № 1—2.
3. Бочков А. П., Заводчиков А. Б. Состояние работ по расчетам текущих водных балансов речных бассейнов. Материалы семинара. Изд. ГГИ, Валдай, 1967.
4. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеоиздат, 1948.
5. Великанов М. А. Водный баланс суши. М., Гидрометеоиздат, 1940.
6. Вериго С. А. Запасы влаги в почве на территории СССР и их сельскохозяйственное значение. — Труды ЦИП, 1950, вып. 26.
7. Водный баланс Кустанайской области. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
8. Гришин И. С. Снежный покров и расчет снеговых паводков в лесостепной и степной зонах. М., «Наука», 1966.
9. Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Л., Гидрометеоиздат, 1947.
10. Заводчиков А. Б. Потери талых вод на инфильтрацию и аккумуляцию на водосборах в период снеготаяния в Северном Казахстане. — «Метеорология и гидрология», 1962, № 3.
11. Заводчиков А. Б. Условия формирования и методика предвычисления объема стока талых вод на малых водотоках Северного Казахстана. — Труды ГГИ, 1962, вып. 82.
12. Заводчиков А. Б. Сток и водный баланс склонов в зоне недостаточного увлажнения. — Труды ГГИ, 1966, вып. 134.
13. Зубенок Л. И. Обоснование метода расчета месячных сумм испарения. Материалы совещания. Изд. ГГИ, Валдай, 1966.
14. Константинов А. Р. Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеостанциях.— Труды ГГИ, 1960, вып. 81.
15. Крестовский О. И. Водный баланс небольших бассейнов в период весеннего половодья. — Труды ГГИ, 1962, вып. 95.
16. Крестовский О. И. Водный баланс водосборов ВНИГЛ. — Труды ГГИ, 1969, вып. 165.
17. Кунгурцев А. А. Перенос и отложение снега. — Сб.: «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». М., Изд-во АН СССР, 1956.
18. Лаврентьев П. Ф., Семенов В. А., Хитрунова М. С. Учет средней высоты водосборов, их ориентации и азональных факторов подстилающей поверхности при расчетах среднего годового стока рек Северного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1971, вып. 41.
19. Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений. Изд. ГГИ, Валдай 1966.
20. Материалы совещания работников воднобалансовых (стоковых) станций Гидрометслужбы СССР Изд. ГГИ, алдай, 1971.
21. Методические указания к четвертой части Справочника по климату СССР, разд. 2 «Атмосферные осадки». Введение поправок на недоучет осадков осадкомером. Изд. ГГО, 1966.
22. Огнева Т. А. Расчет испарения за конкретные периоды времени методом теплового баланса. Материалы совещания. Изд. ГГИ, Валдай, 1966.

23. Ольдекоп Э. М. Об испарении с поверхности речных бассейнов. Юрьев, 1911.
24. Онуфриенко Л. Т. Некоторые данные о влиянии агротехнических мероприятий на склоновый сток. — Труды УкрНИГМИ, 1956, вып. 6.
25. Подвищенская Н. Я. О применяемой в гидрологических прогнозах характеристике влажности почвы. — «Метеорология и гидрология», 1954, № 2.
26. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Л., Гидрометеоиздат, 1946.
27. Проект технических указаний по расчету испарения с поверхности суши. Материалы междуведомственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с поверхности суши и воды. Изд. ГГИ, Валдай, 1966.
28. Прохоров И. И. О репрезентативности стационарных снегомерных съемок. — Труды КазНИГМИ, 1959, вып. 11.
29. Разумова Л. А. Миграция влаги в почве по данным лабораторных опытов. Инф. сб. № 1, динамическая и с.-х. метеорология. Л., Гидрометеоиздат, 1951.
30. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель, вып. I—V. Под ред. В. А. Урываева, Л., Гидрометеоиздат, 1958.
31. Рылов С. П. О формировании снежного покрова в районе Новорыбинской гидрологической станции. — Труды КазНИГМИ, 1963, вып. 18.
32. Рылов С. П. О влиянии микроландшафтов на распределение снегозапасов в степной и полупустынной зонах Казахстана. — Сб.: «Географические проблемы освоения пустынных и горных территорий Казахстана». Изд-во АН КазССР, 1965.
33. Рылов С. П. Распределение снежного покрова на малых водосборах в полупустынной зоне Западного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1965, вып. 25.
34. Рылов С. П. Об увлажнении малых водосборов в степной и полупустынной зонах Северного и Западного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 26.
35. Рылов С. П. Испарение снежного покрова в условиях полупустынной зоны Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1968, вып. 32.
36. Рылов С. П. Некоторые результаты исследования элементов водного баланса на водосборах и стоковых площадках в засушливой зоне Казахстана. Материалы совещания. Изд. ГГИ, Валдай, 1971.
37 Сабо Е. Д. Особенности формирования снежного покрова на восточных склонах Ергеней. — Сб. «Снег и талые воды, их изучение и использование». М., Изд-во АН СССР, 1956.
38. Семенов В. А. Испарение и конденсация снега в условиях Центрального Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1963, вып. 18.
39. Семенов В. А. Особенности распределения снежного покрова на речных бассейнах Центрально-Казахстанского мелкосопочника. — Труды КазНИГМИ, 1966, вып. 22.
40. Семенов В. А. Общие закономерности в пространственном распределении атмосферных осадков, максимальных снегозапасов и характеристик речного стока на территории Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1971, вып. 49.
41. Спенглер О. А. О некоторых особенностях распределения снежного покрова в Северном Казахстане. Труды III Всесоюзного гидрологического съезда, т. III, 1959.

А. А. ГРИГОРЬЕВ

К ВОПРОСУ ПОДСЧЕТА ОСАДКОВ НА ГОРНЫХ ВОДОСБОРАХ

Условия подсчета осадков на горных водосборах рассматриваются на примере бассейнов рек Чу, Талас и оз. Иссык-Куль, занимающих районы северной Киргизии и отчасти Южного Казахстана. В орографическом отношении территория представляет собой широтно вытянутые дуги Северного Тянь-Шаня — хребты Таласский, Киргизский, Заилийский, Кунгей и Терскей Ала-Тоо, с заключенными между ними горными долинами (Таласская, Чуйская, Чон-Кеминская и Иссык-Кульская котловина). При исследовании закономерностей распределения осадков по территории использованы их средние многолетние значения.

Как в любой горной стране, осадки на рассматриваемой территории в общем увеличиваются с высотой. Но влияние высоты сильно искажается другими факторами, в первую очередь условиями доступности водосборов влагонесущим потокам. Особенно сильно сказывается это влияние орографии во внутренних и замкнутых районах, испытывающих экранирующее воздействие окраинных хребтов — барьеров на пути влагонесущих потоков.

Для наглядного суждения о влиянии высоты местности на распределение осадков достаточно обратиться к графикам изменения средних годовых сумм осадков с высотой в отдельных речных бассейнах, которые типичны для своего района и включают в основном все многообразие условий, влияющих на изменение осадков с высотой (рис. 1).

Вследствие орографического строения хребтов речные долины наиболее крупных рек замыкаются на востоке, образуя коридоры, обращенные раструбами на запад, т. е. наиболее благоприятно по отношению к влагонесущим потокам. Упомянутые долины находятся как на периферийных хребтах, так и во внутренних районах. Несмотря на различия в орографическом положении, все высотные зоны водосборов находятся большей частью в условиях хорошей доступности влагонесущим потокам. Так, во внутригорные бассейны рек Тюп и Джиргалак влагонесущие потоки проникают без орографических препятствий, двигаясь с запада над обширной водной поверхностью оз. Иссык-Куль и приозерной равниной. Долина р. Каракуджур, хотя и находится в глубине горных систем, но высоко приподнята и также относительно доступна влагонесу-

щим потокам, хотя они и доходят сюда сильно обедненными влагой. Уклоны в упомянутых долинах относительно невелики и нарастание осадков происходит в них постепенно. На графиках

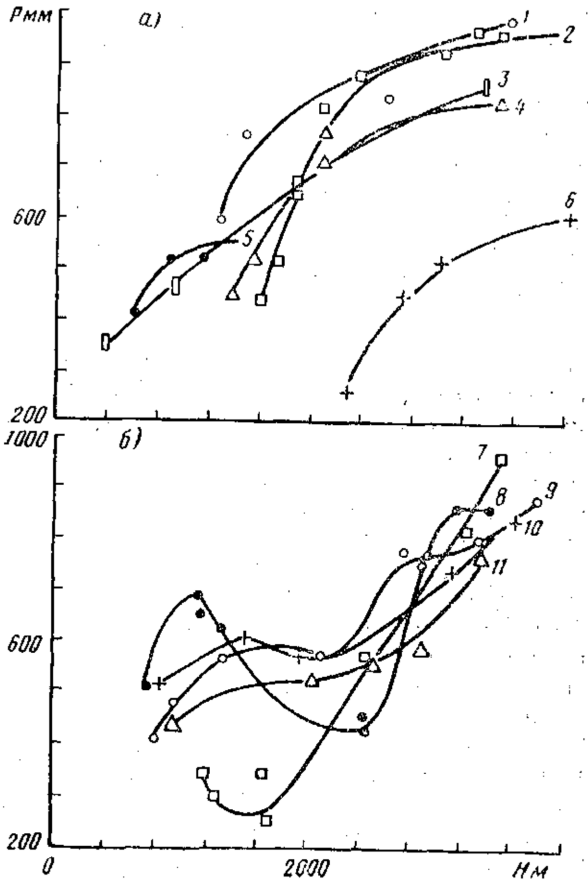


Рис. 1. Зависимость годовых сумм осадков от высоты местности:

а — в продольных долинах, *б* — в поперечных долинах; бассейны рек: *1* — Малый Кемин, *2* — Джиргалан и Тюп, *3* — Карааарча, *4* — Чон-Кемин, *5* — Ргайты, *6* — Каракуджур, *7* — Бешташ, Кумыштаг и Урмарал, *8* — Карабалты и Аксу, *9* — Алаарча, *10* — Шамси, *11* — Мерке

связи $P=f(H)$ (рис. 1 *а*) кривые имеют выпуклую форму (Карааарча, Ргайты, Малый Кемин, Чон-Кемин, Кара-Куджур, Тюп и Джиргалан). Наибольшие градиенты осадков приурочены к нижним и средним высотным зонам.

Иной характер распределения осадков с высотой в глубоких долинах рек, стекающих с северных склонов Киргизского, Таласского и Терской Ала-Тоо. Долины эти имеют преимущественно

меридиональное направление. Глубина врезов достигает в средней части 1,5—2,0 км, уменьшаясь в предгорьях до нуля, а в высокогорной зоне до сотен метров.

Влагонесущие воздушные массы движутся вдоль главных широтно вытянутых хребтов и перпендикулярно к боковым отрогам, отходящим от главного хребта, между которыми заключены узкие речные долины. При движении воздушных масс поперек отрогов создаются местные токи, обусловленные направлением долин притоков второго и третьего порядка, понижениями в цепи и т. п. Но в целом преобладает западный перенос, при котором осадков выпадает больше в пригребневой части хребтов, в ледниковых цирках, в предгорьях. На дне глубоких долин выпадает меньше осадков, чем на открытых местах и положительных формах рельефа, так как над дном долины условия конденсации и выпадения осадков ухудшаются. Указанная закономерность отмечена в долинах рек Шамси, Иссык-Ата, Алаарча, Аксу, Карабалты, Мерке, Бешташ, Кумыштаг, Барскаун и, по-видимому, присуща всем долинам с аналогичными орографическими условиями (рис. 1 *б*). Кривые на рис. 1 *б*, отражающие распределение осадков по дну долин рек Шамси, Алаарча и Мерке, являются, по-видимому, типичными для большинства долин северного склона Киргизского хребта, имеющих сходные высотно-орографические условия. Аналогичный характер распределения осадков должен наблюдаться по дну долин рек Кегеты, Иссык-Ата, Аламедин, Сокулук, Аспара. Реки Аксу и Карабалты составляют исключение, что обусловлено двумя причинами. Увеличение осадков по долинам этих рек от равнины к предгорьям происходит исключительно редко, так как непосредственно к востоку от р. Аксу предгорья выдаются в Чуйскую долину и здесь у их подножья создается зона повышенного увлажнения. С другой стороны, ущелья этих рек в средней части особенно глубоки и орографически замкнуты, кроме того, долина р. Карабалты в силу местных условий, находится под воздействием сильных нисходящих ветров с перевала Тюл-Ашу, ухудшающих условия образования осадков.

При построении зависимостей осадков от высоты местности для бассейнов перечисленных рек на график нанесены суммы осадков по осадкомерам, расположенным только по дну долин, что является обычным в практике размещения пунктов метеорологических наблюдений. Поэтому проведенные на графике кривые $P=f(H)$ характеризуют распределение осадков по дну горных долин и ущелий. При расположении величин осадков на оси ординат зависимости этого типа являются вогнутыми или синусоидальными, что обусловлено различной степенью орографической затененности ущелий и доступностью отдельных их участков влагонесущим потокам (рис. 1 *б*).

Крайние типы зависимостей — выпуклые и вогнутые, отражающие различную степень доступности водосборов влагонесущим потокам, получены для бассейна верхней Амударьи и описаны М. И. Геткер [1]. Геткер нашел, что зависимость типа I (выпук-

лая) характерна для периферийных горных систем. Кривые типа II (вогнутые) характерны для внутригорных бассейнов. Аналогичные различия в зависимостях годовых и сезонных сумм осадков для периферийных хребтов и внутригорных районов характерны также для речных водосборов в бассейне оз. Балхаш и, по-видимому, других горных районов со сложной системой хребтов и речных долин [6].

Из анализа кривых зависимостей осадков от высоты местности (рис. 1) следует, что в условиях Северной Киргизии характер распределения осадков по дну долин зависит главным образом от ориентации долин по отношению к направлению господствующих влагонесущих потоков. Для долин, благоприятно ориентированных (широтно вытянутых — продольных), характерны выпуклые кривые зависимостей осадков от высоты местности, а для ориентированных перпендикулярно или под большим углом к господствующему влагопереносу (поперечных) — вогнутые или синусоидальные. При этом не имеет значения степень увлажнения района и его положение на периферии или внутри горной страны. Так, в хорошо увлажняемом горном обрамлении Чуйской долины встречаются рядом оба типа долин и соответствующие им зависимости, а в верховьях р. Чу, где выпадает меньше осадков, характерны кривые типа I. Есть все основания считать, что кривые зависимости типа I с распределением осадков на дне продольных долин отражают особенности их распределения на всем водосборе. Кривые зависимости типа II не отражают истинное распределение и количество осадков на водосборах в отдельных или всех высотных зонах: в каждом водосборе есть участки, где осадков выпадает значительно больше, чем на дне долин. Поэтому при расчетах осадков на водосборах необходимо знать, в какой мере осадки, фиксируемые на дне долин, характерны для соответствующей высотной зоны.

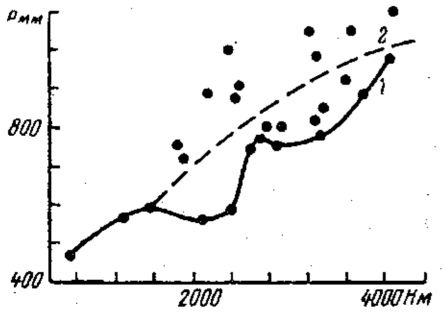


Рис. 2. Зависимость годовых сумм осадков от высоты местности в бассейне р. Алаарча:

1 — кривая $\Sigma X = f(H)$ по данным придонных пунктов, *2* — интегральная кривая

С этой целью исследовались зависимости осадков с высотой в опытном бассейне р. Алаарча на северном склоне Киргизского хребта. Прежде всего выяснилось, что, если использовать при подсчете осадков в поперечных долинах только одни придонные пункты, будут получены явно заниженные данные о количестве осадков в отдельных высотных зонах и во всем бассейне. Особенно больших значений разность ординат крайних величин осадков достигает на высотах 2400—2600 м. На высоте 3500—3800 м условия доступности отдельных частей водосборов влагонесущим

потокам выравниваются и зависимость $P=f(H)$ приближается к однозначной (рис. 2).

Подсчет слоя осадков, выпадающих на поверхность горного водосбора, представляет собой весьма сложную задачу, удовлетворительное решение которой зависит от густоты осадкомерной сети и ее размещения и учета комплекса факторов, влияющих на распределение осадков на водосборе.

Рассмотрим кратко некоторые общепринятые приемы (способы) подсчета осадков на водосборах при различной степени освещения бассейнов наблюдениями за осадками на примере Северной Киргизии и отдельных бассейнов Южного Казахстана.

1. По зависимостям $P=f(H)$ и гипсографической кривой водосбора.

2. С помощью вертикальных плювиометрических градиентов между пунктами наблюдений.

3. Путем осреднения показаний осадкомеров, находящихся на уровне $H_{ср.\,взв}$ бассейна (при наличии таких данных), что основано на теоретических разработках Ю. М. Денисова [2].

4. Методом равновеликих квадратов или методом взвешивания по площади по отдельным интервалам, например, в 200 или 500 м [3; 4].

Подсчет осадков в продольных, широтно вытянутых долинах возможен, по-видимому, с удовлетворительной точностью любым из способов. Иное дело подсчет осадков в поперечных долинах.

Наиболее удовлетворительные результаты, очевидно, могут быть получены с применением четвертого способа, но для этого необходима густая сеть осадкомеров, равномерно освещающих все высотные зоны и характерные типы рельефа. Таких бассейнов, с относительно хорошо развитой осадкомерной сетью, в Северной Киргизии два — опытные бассейны рек Алаарча и Чон-Кызылсу, где более десяти лет ведутся комплексные воднобалансовые исследования. В бассейне р. Алаарча, в Киргизском хребте, 38 осадкомеров расположены в диапазоне высот от 1600 до 4000 м на площади 235 км^2, а в бассейне р. Чон-Кызылсу на высотах от 1740 до 3400 м на площади 302 км^2. Нормы осадков для обоих бассейнов вычислены автором (р. Алаарча) и В. И. Михайловой (Чон-Кызылсу) [4].

Расчет осадков первым способом заведомо приведет к заниженным результатам, что следует из изложенного.

Точность расчета осадков с помощью вертикальных плювиометрических градиентов между пунктами наблюдений во многом зависит от репрезентативности этих пунктов, и вычисленная величина слоя осадков поэтому является случайной.

Удовлетворительные результаты подсчета слоя осадков на водосборе могут быть получены по методу Денисова, доказавшего теоретически равенство сумм осадков, выпадающих на уровне средневзвешенной высоты водосбора среднему слою осадков по водосбору [2]. Но очевидно, что ориентироваться на один осадкомер, расположенный на уровне $H_{ср.\,взв}$, было бы неверным, так

как это может привести к случайным величинам. Например, в бассейне р. Алаарча годовые суммы осадков по осадкомерам, расположенным на уровне $H_{ср. взв}$, имеют значения от 780 до 1200 мм.

Более объективная величина слоя осадков получается при осреднении показаний нескольких осадкомеров, находящихся на уровне $H_{ср. взв}$ бассейна, так как при этом учитывается многообразие условий расположения осадкомеров и их орографической затененности. Так, в бассейне р. Алаарча по данным семи осадкомеров, расположенных в диапазоне высот от 3200 до 3400 м (при $H_{ср. взв}$=3290 м водосбора), слой осадков оказался равным 895 мм, что хорошо согласуется с суммой, подсчитанной по данным осадкомеров всего водосбора. Подобный подсчет, давший удовлетворительные результаты, произведен и для бассейна р. Чон-Кызылсу. В расчет приняты показания девяти осадкомеров, расположенных на высотах от 3200 до 3300 м (при $H_{ср. взв}$ = =3220 м). Недостаток указанного метода заключается опять-таки в ограниченном числе осадкомеров на уровне $H_{ср. взв}$, что следует учитывать при размещении осадкомеров на водосборе. По-видимому, на уровне $H_{ср. взв}$ должно быть не менее пяти—семи осадкомеров, равномерно расположенных в горном обрамлении долины.

Исходя из того, что подсчет осадков с помощью кривых $P=f(H)$ приведет к заниженным результатам, нам представляется более правильным подсчитывать осадки в поперечных долинах по сглаженным фиктивным кривым, не опираясь на вогнутый профиль кривой, обусловленной расположением осадкомеров на дне долин. Фиктивные кривые ориентированы на крайние точки или центры тяжести точек в предгорной зоне и в области ледников, где имеет место зависимость $P=f(H)$, близкая к однозначной. Сглаженная кривая примет в этом случае слабовыпуклую форму или будет

Таблица 1

Водосбор	Годовая сумма осадков (мм), подсчитанная различными способами			
	по кривой $P=f(H)$ и гипсографической кривой	методом взвешивания	по сглаженной кривой	при условии $P=P_{H_{ср}}$
Алаарча	812	879	900	895
Чон-Кызылсу	820	851	888	865
Малая Алмаатинка	854	1007	998	—

близка к прямолинейной. Сглаженная кривая в данном случае является интегральной кривой, т. е. осреднение точек на графике связи отражает общий характер изменения количества осадков по высоте для всего бассейна данной реки.

Подсчитанная по сглаженной кривой годовая сумма осадков с использованием гипсографической кривой водосборов рек Алаарча и Чон-Кызылсу хорошо согласуется с годовой суммой, подсчитанной путем осреднения показаний всех осадкомеров в бассейнах по высотным зонам через 500 м. Подобный подсчет выполнен нами и для водосбора р. Малой Алмаатинки в Заилийском Алатау, где норма осадков вычислена специалистами КазНИГМИ.

Ниже приводятся годовые суммы осадков, вычисленные для трех водосборов различными способами (табл. 1).

Как видно из сравнения, подсчет осадков по сглаженной кривой дает более сопоставимые результаты с суммами, полученными методом взвешивания, чем по фактическим кривым, основанным на показаниях придонных пунктов, расположенных на дне долин.

При ограниченном количестве осадкомеров на водосборе или их отсутствии, когда невозможно провести в качестве ориентировки фактическую кривую осадков $P=f(H)$, экстраполяция сглаженной кривой также сопряжена с трудностями.

Для обоснованного проведения сглаженной кривой осадков в неизученных водосборах необходимо учитывать общую закономерность изменения осадков с высотой для данного региона, участка склона или бассейна, используя в качестве аналога региональные зависимости и данные опытных бассейнов.

Существенным преимуществом расчета осадков по сглаженной кривой по сравнению с фактической является также более обоснованная экстраполяция кривой в верхней ее части, соответствующей высокогорной зоне, практически не освещенной наблюдениями за осадками. В то же время на эту зону — наиболее активную в стокообразовании приходится не менее $^2/_5$ всей горной области рассматриваемой территории. Экстраполяция фактических кривых по данным долинных пунктов путем продолжения этих кривых приводит к занижению и к завышению величин осадков в высокогорной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геткер М. И. О некоторых закономерностях зонального распределения осадков и размещения сети осадкомеров для гидрологических целей. — Труды САНИИРИ. Вопросы гидрологии и водного баланса, Ташкент, 1966.
2. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа горных рек. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
3. Ильясов А. Т. Распределение и учет атмосферных осадков в горном водосборе по материалам наблюдений в Алаарчинском опытном бассейне. — Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания, т. 4, Л., Гидрометеоиздат, 1962.
4. Михайлова В. И. Распределение осадков на северном склоне Терской Ала-Тоо. опросы водного хозяйства, 1969, вып. 14, (гидрология), Фрунзе.
5. Пономаренко В. Н. О вертикальном распределении осадков в Киргизии. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 7.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 13, Центральный и Южный Казахстан, вып. 2, бассейн озера Балхаш. Под ред. В. А. Семенова. Р. Д. Курдина, Л., Гидрометеоиздат, 1970.

М. П. РЫБКИНА, И. И. СКОЦЕЛЯС, В. А. ОДИНЕЦ

РАСЧЕТ СУММАРНОГО ИСПАРЕНИЯ С ЛУГОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Суммарное испарение является одним из главных элементов водного баланса, составляя наряду со стоком воды основную долю его расходной части. Однако состояние изученности суммарного испарения крайне неудовлетворительно вообще и для горных районов в особенности. Стационарная сеть наблюдений за испарением с поверхности суши намного реже гидрометрической и осадкомерной, а в горных районах почти отсутствует совсем. На все горные районы Юго-Восточного Казахстана приходится только два пункта стационарных наблюдений (Кугалы и Ассы). Поэтому в настоящее время единственно возможным способом определения суммарного испарения является расчетный.

В данной работе приводятся результаты оценки применимости существующих расчетных способов суммарного испарения и обоснование рекомендаций авторов по определению месячных и сезонных величин суммарного испарения с луговых горных склонов Юго-Восточного Казахстана.

Суммарное испарение — сложный физико-биологический процесс. Как показали исследования [4], основная роль в этом процессе принадлежит внешним (метеорологическим) факторам. Внутренние (биологические) факторы играют подчиненную роль и изучены гораздо хуже. По этой причине большинство имеющихся способов расчета суммарного испарения основано на учете метеорологических условий. Многие из них позволяют использовать для расчетов данные сети метеорологических станций.

В последние годы рядом авторов разработаны рекомендации для расчета суммарного испарения с водосборов горных рек. И. С. Соседов и Л. Н. Филатова [11] для расчета суммарного испарения с луговых поверхностей среднегорной зоны северного склона Заилийского Алатау предлагают региональную зависимость его от средней месячной температуры воздуха в 13 ч. А. Ф. Литовченко [6] для этого же района получил аналитическое выражение, включающее среднемесячные величины температуры и дефицита влажности воздуха, атмосферного давления и увлажнения испаряющей поверхности. Последнее в упрощенном варианте формулы заменено осадками.

Таблица 1

Суммарное испарение (мм) на экспериментальных участках

№ площадки	Экспозиция	Высота, м	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Теплый период
Заилийский Алатау. Бассейн р. Ремизовки										
					1969 г.					
1	С—З	2000	—	30,0	85,1	73,7	140	77,2	34,1	
4	Дно долины	1600	54,0	101	141	104	102	27,5	31,0	
					1970 г.					
1	С—З	2000	(49,0)	138	125	78,2	122	35,2	12,4	560
2	Ю	1650	53,4	120	117	134	119	57,1	42,0	642
3	В	1800	(25,0)	70,8	59,2	61,8	43,5	11,6	12,0	284
4	Дно долины	1600	73,2	148	142	118	107	50,4	23,2	662
					1971 г.					
1	С—З	2000	(53,0)	62,2	102	77,8	70,0	32,3	27,0	424
2	Ю	1700	49,2	119	131	105	60,9	27,2	24,5	517
3	В	1800	(43,0)	70,0	102	61,8	43,5	11,6	11,7	344
4	Дно долины	1600	65,4	102	174	114	69,6	28,0	20,8	674
5	С	2000	(54,0)	39,2	82,7	78,9	77,0	42,0	13,6	387
Бассейн р. Тересбутак										
					1969 г.					
1	С	2170	—	—	—	87,5	56,2	—	—	—
2	С	2370	—	—	—	61,3	44,5	21,6	—	—
3	С—З	2400	—	—	—	150	80,5	25,5	—	—
5	Ю	2200	—	—	—	—	79,6	74,5	—	—
					1970 г.					
1	С	2170	—	90,0	132	126	114	61,7	22,6	—
2	С	2370	—	60,3	73,4	54,2	54,7	29,4	8,6	—
5	Ю	2200	—	128	136	150	127	74,7	44,9	—
Джунгарский Алатау. Бассейн р. Ащибулак										
					1971 г.					
3	Ю	1110	58,5	57,2	63,0	30,1	14,2	10,0	6,1	239
5	С	1240	48,6	64,4	49,1	39,0	13,3	15,0	18,7	248
6	С	1360	33,0	51,7	98,4	61,6	33,1	10,5	12,1	300
7	С	1270	34,2	49,3	72,8	46,3	14,3	15,5	15,7	248
12	С	920	99,0	94,6	88,3	54,6	28,0	18,6	20,2	403

Продолжение табл. 1

№ площадки	Экспозиция	Высота, м	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Теплый период
					1972 г.					
3	Ю	1110	41,1	71,2	95,2	55,5	38,2	18,0	—	—
5	С	1240	82,0	93,7	140	86,1	33,5	29,5	—	—
6	С	1360	21,0	29,7	71,3	73,0	58,6	28,0	—	—
7	С	1270	43,7	96,7	136	92,6	61,5	18,8	—	—
12	С	920	59,7	79,8	137	99,0	35,3	32,5	—	—
14	Дно долины	1050	47,7	62,8	99,6	99,5	33,5	31,1	—	—

Примечание. В скобках приведены приближенные величины.

Перечисленные способы расчета суммарного испарения были проверены нами с целью выяснения возможности применения их для расчета суммарного испарения в среднегорной зоне Юго-Восточного Казахстана. Кроме них, произведена оценка комплексного метода [13], методов А. Р. Константинова, Н. И. Астаховой, А. А. Левенко [5], В. С. Мезенцева [12] и графиков Б. В. Полякова [9], использующихся обычно для расчета суммарного испарения с водосборов равнинных рек. Физически хорошо обоснованные методы теплового баланса и турбулентной диффузии нами не рассматриваются, так как их использование ограничено недостатком актинометрических и градиентных наблюдений и возможностями их интерполяции в горах.

Оценка возможности расчета испарения различными методами для предгорных районов Юго-Восточного Казахстана произведена И. М. Белоусом, И. И. Прохоровым и Н. С. Ткаченко [1]. Существенным недостатком проверки расчетов указанными авторами является то, что ими из-за отсутствия фактических данных об испарении использовался способ сопоставления между собой рассчитанных величин и сравнение их с количеством осадков [1].

Для получения фактических данных о величинах суммарного испарения с водосборов в КазНИГМИ проводились экспедиционные исследования. В период с 1969 по 1971 г. производились наблюдения в среднегорном поясе северного склона Заилийского Алатау с луговых поверхностей (бассейны рек Ремизовка и Тересбутак), а в 1971—1972 гг. — в предгорно-низкогорном поясе и в Арасан-Копальской межгорной котловине Джунгарского Алатау с лугово-степных поверхностей (бассейн р. Ащибулак — приток р. Аксу).

Наблюдения производились весовым способом испарителями ГГИ-500—100. В некоторых случаях на склонах с маломощным почвенным покровом устанавливались испарители ГГИ-500—50.

Измерение суммарного испарения производилось для преобладающих видов растительности и на склонах различных экспозиций.

Особенности методики наблюдений и оценка надежности определения суммарного испарения в горах изложены в работе [8].

Полученные значения суммарного испарения приводятся в табл. 1. Средние значения для водосборов рассчитаны как средневзвешенные из величин для различных экспозиций и преобладающих видов растительности. Следует отметить, что при оценке испарения с водосбора р. Ремизовки, характеризующегося значительной залесенностью, учитывалась только луговая поверхность, т. е. без залесенной части. Как по Заилийскому, так и по Джунгарскому Алатау, не рассчитывалось испарение с поверхностей, занятых осыпями и скалами. Поэтому данные табл. 1 и все дальнейшие рекомендации относятся к луговым поверхностям горных водосборов Юго-Восточного Казахстана.

Таблица 2

Результаты сравнения величин испарения (мм), рассчитанного различными методами, с фактическими

Метод расчета	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Теплый период
Заилийский Алатау								
1969 г.								
Комплексный	61,0	85,0	115	46,7	28,3	18,7	17,0	271,7
А. Р. Константинова	44,6	70,3	57,6	54,0	33,0	16,4	10,6	276,5
Б. В. Полякова	82,0	99,3	79,0	55,0	43,3	30,0	34,0	422,6
А. Ф. Литовченко	—	50,0	68,6	74,0	62,0	37,1	26,8	—
И. С. Соседова, Л. Н. Филатовой	51,0	74,4	99,0	115	96,1	51,0	27,9	514,4
Фактические данные	—	47,5	112	96,0	118	63,0	41,0	—
1970 г.								
Комплексный	61,0	98,0	124	98,0	65,0	42,0	13,0	501,0
А. Р. Константинова	54,1	59,0	59,6	39,4	34,0	16,8	8,0	270,9
Б. В. Полякова	86,3	97,0	60,3	67,0	73,0	13,0	11,0	407,6
А. Ф. Литовченко	31,6	64,0	45,4	83,0	97,6	23,6	24,4	369,6
И. С. Соседова, Л. Н. Филатовой	72,0	82,7	91,0	98,2	100	51,0	28,0	522,9
Фактические данные	58,1	99,0	108	105	109	49,5	31,0	559,6
Джунгарский Алатау								
1971 г.								
Комплексный	78,8	72,0	84,0	72,5	44,5	17,0	8,0	376,8
А. Р. Константинова	60,0	63,0	60,0	60,0	36,0	30,0	15,0	324,0
А. Ф. Литовченко	62,5	86,0	92,4	74,2	29,0	24,6	20,2	388,9
И. С. Соседова, Л. Н. Филатовой	55,7	51,6	57,0	36,8	18,6	15,0	15,8	250,5
В. С. Мезенцева	25,9	11,4	84,0	56,7	13,5	39,5	39,1	270,1
Фактические данные	69,0	74,9	82,1	51,1	23,9	15,8	17,5	334,3

Для проверки возможности применения перечисленных способов расчета в условиях горных водосборов Юго-Восточного Казахстана произведено сравнение фактических и расчетных величин суммарного испарения (табл. 2). За фактические приняты величины испарения, полученные как средневзвешенные из измерений на склонах различных экспозиций и на сельскохозяйственных полях.

Для водосбора р. Ремизовки суммарное испарение по всем методам оказалось заниженным как за отдельные месяцы, так и в целом за сезон. Наилучшее совпадение с фактическими данными дает формула Соседова и Филатовой [11]. Ошибки по этой формуле в основном находятся в пределах 20%. Однако в начале и в конце сезона они могут быть и большими. В апреле—июле близкие результаты с фактическими данными получаются также по комплексному методу. По остальным методам суммарное испарение занижено в 1,5 и более раза.

Сопоставление с фактическими данными для водосбора р. Ащибулак показывает значительное занижение в первой и завышение во второй половине теплого периода испарения, рассчитанного методами Мезенцева, Константинова, Астаховой и Левенко. По формуле Соседова и Филатовой испарение меньше в 1,2—1,5 раза, а по формуле Литовченко — примерно на столько же выше фактического. Комплексный метод, как и для водосбора р. Ремизовки, дает удовлетворительные результаты только в первые три-четыре месяца, а в остальные испарение завышается в 1,4—2,0 раза. Что же касается сезонных величин, то по комплексному методу и формуле Литовченко суммарное испарение несколько больше, а по остальным методам — меньше фактического.

Таким образом, по точности расчетов суммарного испарения для горных районов Юго-Восточного Казахстана лучше других подходит формула Соседова и Филатовой, а в первую половину теплого периода — и комплексный метод. Следует, однако, заметить, что с увеличением засушливости климата точность расчета по формуле Соседова и Филатовой снижается. Это и понятно, так как она не включает такой важный фактор, как увлажненность почвогрунтов. По-видимому, названный недостаток в какой-то мере можно было бы устранить районированием параметров формулы, но это возможно только на основании дополнительных исследований.

Возможности расчетов суммарного испарения комплексным методом ограничиваются отсутствием сведений о критических влагозапасах почвогрунтов, а их определение косвенным путем в настоящее время еще недостаточно надежно.

Приведенная оценка различных методов убеждает нас в невозможности использования их без соответствующей корректировки с учетом условий горных районов Юго-Восточного Казахстана. Для Юго-Восточного Казахстана, как и для других горных районов, характерны большие контрасты климата, почв, растительности. В соответствии с изменением этих условий суммарное испарение варьирует по территории также в значительных пределах. По дан-

ным экспедиции КазНИГМИ, сезонные величины суммарного испарения в наиболее увлажненной части среднегорной зоны северного склона Заилийского Алатау (бассейн р. Ремизовки) составляют 280—680 мм. Как видно из табл. 2, максимальные значения суммарного испарения отмечаются на южных склонах и на дне до-

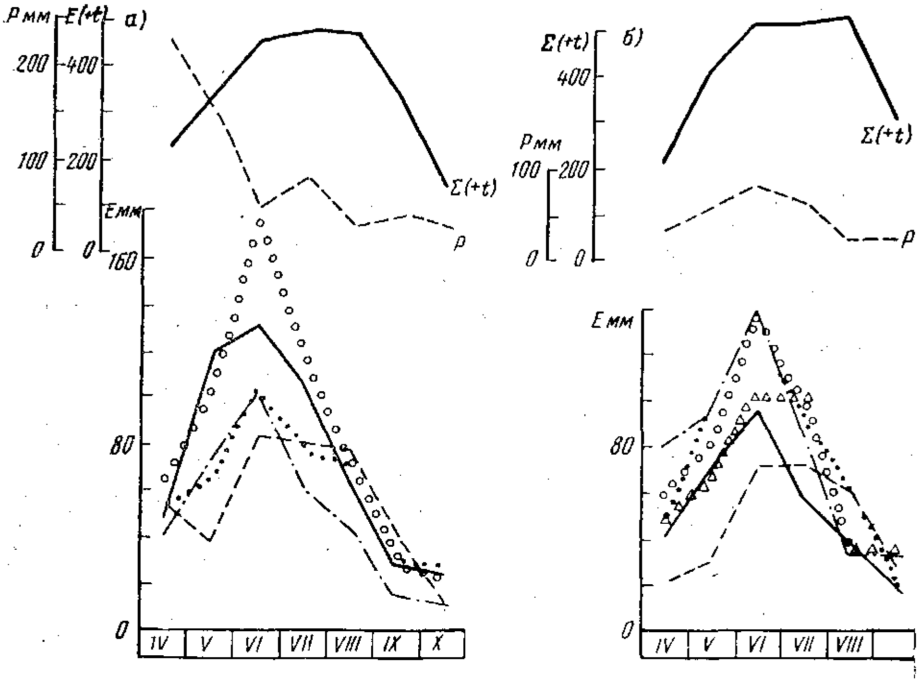


Рис. 1. Изменение суммарного испарения (E), сумм положительных среднесуточных температур воздуха [$\Sigma(+t)$] и осадков (Р) в течение теплого периода года:

а — бассейн р. Ремизовки, 1971 г.; *б* — бассейн р. Ащибулак, 1972 г.; *1—7, 12, 14*— номера площадок

лины. Северные и восточные склоны вследствие худшей их прогреваемости, меньшей продолжительности бесснежного периода и других факторов испаряют 280—400 мм.

Влияние экспозиции склонов сохраняется и в более засушливых районах Юго-Восточного Казахстана, но диапазон изменения сезонного суммарного испарения меньше. Наглядно это видно на примере Арасан-Капальской межгорной котловины, закрытой от влагоносных воздушных масс передовым хребтом (табл. 1). Наименьшее суммарное испарение наблюдается на слабоувлажненном южном склоне (площадка 3). На дне котловины (площадка 14) испаряется на 30—80 мм больше. Разница в суммарном испарении между северным (площадки 5, 7) и южным склонами может достигать 120—140 мм. Однако в засушливом 1971 г. суммарное испарение было примерно одинаковым. Абсолютное значение сум-

марного испарения в Арасан-Капальской котловине сильно зависит от увлажненности года. В 1971 г. в районе котловины выпало 180—200 мм осадков, а в 1972 — более 300 мм. Соответственно суммарное испарение в 1972 г. также увеличилось в среднем на 100 мм. При этом существенное значение имеет доступность скло-

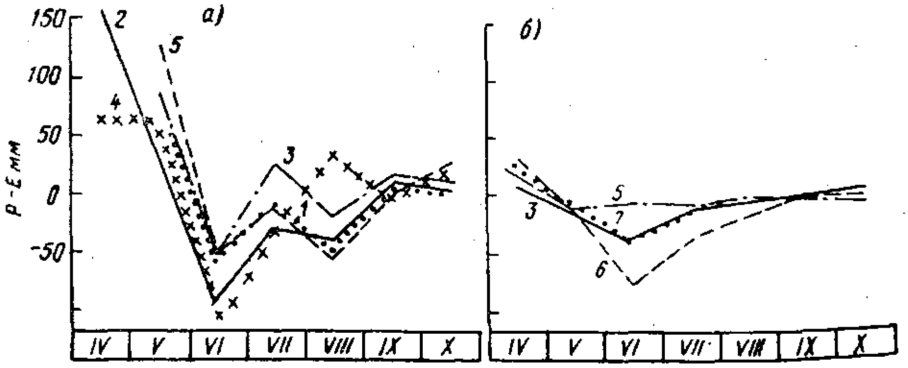


Рис. 2. Изменение во времени разности осадков и испарения ($P—E$) в 1971 г.:

Усл. обозначения см. рис. 1

нов влагоносным воздушным массам, особенно в годы с небольшими суммами осадков. Так, в 1971 г. суммарное испарение на северном склоне котловины (площадки 5, 6, 7) оказалось на 100—150 мм меньше, чем на северном склоне передового хребта (площадка 12). К этому следует добавить, что площадки 5—7 на 300—400 м расположены выше по сравнению с площадкой 12.

О режиме суммарного испарения с луговых и лугово-степных поверхностей в теплый период года некоторое представление можно получить по рис. 1 и 2.

Ранней весной испарение сравнительно небольшое и обычно меньше осадков. В это время влажная почва еще не успевает достаточно прогреться. Испарение происходит с поверхности почвы и отмершей прошлогодней растительности. В дальнейшем приток тепла в почву увеличивается, появляется растительность и испарение резко возрастает. Оптимальные условия для суммарного испарения в предгорно-низкогорных и среднегорных зонах Юго-Восточного Казахстана складываются в основном в июне, когда растительность достигает полного развития, приход тепла большой, а влагозапасы еще далеки от истощения. В связи с этим в июне наблюдается максимум суммарного испарения (рис. 1).

Уже в первой половине теплого периода (апрель—июнь) возникает дефицит влаги в почве, который в дальнейшем не восстанавливается выпадающими осадками, начинается быстрое угнетение растений и суммарное испарение резко уменьшается. С июля величина суммарного испарения почти сравнивается с осадками, а в октябре последние уже несколько больше испарения.

На рис. 2 представлено изменение во времени разности месячных сумм осадков (P) и суммарного испарения (E). Величина $P—E$, как правило, в наиболее теплые месяцы года оказывается отрицательной. Это свидетельствует о том, что суммарное испарение каждого конкретного месяца зависит не только от осадков данного месяца, но и от предшествующего увлажнения почвогрунтов. В частности, большое значение в первой половине теплого периода года имеют увлажнение почвы в процессе снеготаяния и температура воздуха. В целом за весь теплый период испарение также превышает осадки в 1,1—1,3 раза. На склонах передовых хребтов это соотношение несколько больше. Различия в освещенности и увлажненности склонов приводят только к более плавному или более резкому изменению суммарного испарения, отражаясь на абсолютных величинах. В бассейне р. Ремизовки (рис. 1 *а*) южные склоны и дно долины (горизонтальная площадка) испаряют в 1,5—2,0 раза больше северных и восточных склонов. В Арасан-Капальской котловине, расположенной в низкогорной зоне Джунгарского Алатау, влияние экспозиции склонов сильнее проявляется в годы с повышенным количеством осадков и то преимущественно в первой половине лета (рис. 1 *б*). Суммарное испарение на слабоувлажненных южных склонах примерно в 1,2—1,5 раза меньше, чем на северных, а в засушливом 1971 г. разница практически отсутствует. Ход изменения суммарного испарения на площадке 6, расположенной на высоте 1360 м (склон северной экспозиции), показывает, что в среднегорной зоне следует ожидать более низких величин испарения.

Слабо исследованы восточные и западные склоны. Принято считать, что западные склоны испаряют влаги больше, так как они освещаются солнцем при более высоких температурах воздуха. Проведенные же наблюдения в узком логу Карасай (площадки 5 и 7), расположенном на северном склоне Арасан-Капальской котловины, дали одинаковые результаты для обоих склонов. Отсюда, однако, нельзя еще делать окончательных выводов из-за несоответствия в почвенном покрове.

Учитывая изложенное, представляется наиболее целесообразным способ расчета испарения по температуре воздуха и осадкам. Во-первых, они достаточно полно отражают метеорологические условия процесса испарения; во-вторых, осадки характеризуют пополнение влагозапасов почвы; в-третьих, позволяют использовать хорошо интерполируемые по территории данные метеорологических станций.

Такой же путь расчета суммарного испарения горных водосборов предлагают В. П. Валесян [2] для Армении, Б. Т. Кирста [3] для Туркмении, К. В. Циценко [14] для Киргизии.

Поскольку чаще рассчитывается не интенсивность, а испарение за определенный промежуток времени (декада, месяц, сезон), более корректно использовать сумму положительных среднесуточных температур воздуха. Так как испарение в теплый период года определяется как текущим, так и предшествующим увлажнением,

то при разработке методики расчета суммарного испарения правомерно и необходимо учитывать и предшествующие осадки.

Принимая во внимание характер изменения условий и особенности режима суммарного испарения, вполне логично ожидать существования двух различных зависимостей месячного суммарного испарения от осадков и температуры воздуха. Одна из них должна охватывать период апрель—июнь и октябрь, вторая — период июль—сентябрь. Это предположение подтвердилось в процессе дальнейших исследований.

По данным наблюдений в среднегорной зоне Заилийского Алатау (бассейн р. Ремизовки) получены следующие зависимости:

Для апреля—июня и октября

$$E = 0{,}154\,P + 0{,}358\,\Sigma(+t) - 39{,}4. \qquad (1)$$

Для июля—сентября

$$E = 0{,}323\,P + 0{,}251\,\Sigma(+t) - 51{,}0, \qquad (2)$$

где E — месячное суммарное испарение, мм; P — осадки за расчетный месяц и предшествующую декаду, мм; $\Sigma(+t)$ — сумма положительных среднесуточных температур воздуха за расчетный месяц.

Общие коэффициенты корреляции этих зависимостей соответственно равны $0{,}90 \pm 0{,}03$ и $0{,}84 \pm 0{,}07$.

В более засушливых районах (предгорно-низкогорная зона, межгорные котловины) в июле—сентябре испарение в основном зависит от количества осадков, а влиянием температуры воздуха здесь можно пренебречь. На основании материалов наблюдений экспедиции КазНИГМИ месячное суммарное испарение для межгорных котловин и низкогорно-предгорных зон предлагается определять по уравнениям:

в апреле—июне и октябре

$$E = 0{,}676\,P + 0{,}084\,\Sigma(+t) - 9{,}1, \qquad (3)$$

в июле—сентябре

$$E = 1{,}046\,P - 0{,}2, \qquad (4)$$

где обозначения те же, что и в уравнениях (1) и (2).

Зависимости, выраженной уравнением (3), соответствует общий коэффициент корреляции $R = 0{,}95 \pm 0{,}02$. Зависимость, представленная уравнением (4), имеет коэффициент корреляции $r = 0{,}92 \pm 0{,}03$.

Для выяснения возможности распространения полученных зависимостей на другие районы Юго-Восточного Казахстана произведена проверка их на материалах наблюдений метеостанции Ассы и Алмаатинской селестоковой станции в бассейне р. Кимасар. Проверка дала удовлетворительные результаты. В большинстве случаев ошибки расчетов оказались в пределах точности измерений (до 20%). Это позволяет рекомендовать уравнения (1) и (2) для расчета месячных сумм испарения с луговых поверхностей средне-

горной зоны Юго-Восточного Казахстана, а уравнения (3) и (4) — для более засушливой низкогорной зоны и межгорных котловин с луговой и горно-степной растительностью.

Расчеты можно производить отдельно для склонов различных экспозиций, а затем определять суммарное испарение для луговых поверхностей водосбора (зоны) как средневзвешенное, в случае отсутствия данных о температуре воздуха и осадков для склонов и невозможности установления их расчетным путем испарение можно определить по средним данным для всего водосбора (зоны).

Суммарное испарение за теплый период года может быть получено как сумма месячных величин испарения. При этом ошибка расчетов находится в пределах ±15—20%.

В условиях высокогорья испарение с водосборов в теплый период года практически не зависит от количества осадков. Поэтому здесь правильно искать связь месячного испарения с интегральными показателями составляющих теплового баланса (суммарная радиация, температура воздуха). Учитывая возможности интерполяции метеорологических данных, для приближенных расчетов месячного испарения за теплый период в высокогорных зонах бассейнов средних рек Юго-Восточного Казахстана целесообразнее всего использовать зависимость испарения с водосборов от средней месячной температуры воздуха, полученной на основании данных наблюдений сектора гидрофизики института гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР и экспедиции КазНИГМИ на северном склоне Заилийского Алатау [10]. Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид

$$E = 9{,}04 \cdot 1{,}45^{t}, \qquad (5)$$

где E — месячное испарение, мм; t — среднемесячная температура воздуха.

Таким образом, для конкретных условий Юго-Восточного Казахстана суммарное испарение с луговых и лугово-степных поверхностей можно определять по предлагаемым уравнениям, которые выражают зависимость суммарного испарения от метеорологических условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоус И. М., Прохоров И. И., Ткаченко Н. С. Сравнительная оценка различных методов расчета средних многолетних годовых величин испарения в условиях Юго-Восточного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1971, вып. 51.
2. Валесян В. П. Исследование стока горных рек Армянской ССР. М., Изд-во АН СССР, 1955.
3. Кирста Б. Т. Расчет испарения с поверхности неорошаемых почв в зоне недостаточного увлажнения. — «Проблемы освоения пустынь», № 5, Ашхабад, «Илим», 1968.
4. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
5. Константинов А. Р., Астахова Н. И., Левенко А. А. Методы расчета испарения с сельскохозяйственных полей. Л., Гидрометеоиздат, 1971.
6. Литовченко А. Ф. Расчет составляющих водного баланса для горных

водосборов северного склона Заилийского Алатау. — Труды КазНИГМИ, 1971, вып. 51.
7. Мезенцев В. С. Методические указания к расчетам суммарного испарения за внутригодовые периоды. Омск, 1967.
8. Одинец В. А. Исследование транспирации и возможности измерения суммарного испарения с поверхности горных водосборов (см. настоящий сборник).
9. Поляков Б. В. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на реках малых бассейнов. М.—Л., Гидрометеоиздат, 1948.
10. Семенов В. А. О воднобалансовых исследованиях в Казахстане. Материалы конф. по проблеме развития теории и методов расчета водных балансов речных бассейнов 2—4 декабря 1970 г., Валдай, 1971.
11. Соседов И. С., Филатова Л. Н. Летнее суммарное испарение в среднегорном поясе Заилийского Алатау. Сб.: «Гидрофизические исследования в горных районах Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1969.
12. Стефаненко Ю. В. Суммарное испарение на территории Центрального и Южного Казахстана (см. настоящий сборник).
13. Указания по расчету испарения с поверхности суши (Проект). Л., 1970.
14. Циценко К. В. Испарение с поверхности горного водосбора. — Сб.: «Гляциологические исследования на Тянь-Шане». Фрунзе, «Илим», 1965.

Ю. В. СТЕФАНЕНКО

СУММАРНОЕ ИСПАРЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Испарение является важной составляющей общего круговорота воды на земном шаре. Особый интерес испарение представляет как связующее звено между тепловым и водным балансом территории и как один из элементов, являющийся показателем интенсивности поверхностного физико-географического процесса.

В настоящее время существует множество графиков, формул и схем для определения суммарного испарения. Критический обзор большинства из них приведен в работах М. И. Будыко [4—6], В. С. Мезенцева [13—15], Л. Тюрка [22], А. Р. Константинова [11], Р. Келлера [8], Х. Л. Пенмана [19] и др.

Существующие методы определения суммарного испарения очень схематично можно разделить на четыре группы:

1) метод непосредственного измерения испарения (с помощью испарителей);

2) балансовые методы, основанные на решении уравнения водного или теплового балансов относительно испарения;

3) методы турбулентной диффузии;

4) климатологические методы, связывающие величины испарения с гидрометеорологическими элементами, наблюдаемыми на сети станций.

Применительно к изучаемой территории методы первых трех групп не использованы в расчетах по следующим причинам.

Метод непосредственного измерения испарения в зоне недостаточного увлажнения связан с существенными ошибками, так как почвенные испарители в этих районах значительно занижают испарение [6, 23, 24]. Кроме того, из-за недостатка данных определение среднемноголетних величин (норм) испарения этим методом практически невозможно.

Методы второй группы определения испарения существенно ограничены в применении главным образом из-за недостаточной изученности элементов водного и теплового балансов. Метод теплового баланса, например, не рекомендуется применять для условий сухих районов (пустынь и полупустынь), где точность измерения составляющих теплового баланса имеющимися в настоящее время средствами оказывается недостаточной [17]. На большие систематические ошибки определения испарения в районах

недостаточного увлажнения методом теплового баланса, разработанного ГГО, указывается в работах В. Ф. Пушкарева [20], Т. Г. Берлянд, З. И. Пивоваровой [3] и др. По методу водного баланса величина испарения определяется как остаточный член уравнения водного баланса (1) для любого расчетного интервала времени. Для этого необходимы прежде всего обычно отсутствующие данные о количестве влаги, содержащейся в деятельном слое почвы и участвующей в процессе испарения на начало и конец расчетного периода. Необходимо также достаточно точно изучить составляющие водного баланса, так как определение «по разности» неточно определяемых величин, особенно если эта разность сама по себе невелика, может привести к значительным погрешностям в расчетах.

Теоретической предпосылкой методов третьей группы является аналитическая аппроксимация процессов турбулентной диффузии водяного пара. Наиболее распространенным методом этой группы является метод Константинова [10, 11]. Бесспорное достоинство метода — достаточно строгое теоретическое обоснование его и минимальное количество необходимых для расчета исходных данных — температуры и влажности воздуха, измерения которых проводятся сетью метеорологических станций. Определение испарения по методу Константинова дает сравнительно хорошие результаты в зоне оптимального увлажнения. Однако в зоне недостаточного увлажнения вследствие недоучета в явном виде влияние на испарение увлажнения почвогрунтов величины испарения оказываются значительно завышенными. На недостатки метода в засушливых районах указывают в своих исследованиях В. Ф. Пушкарев, Т. В. Гридасова [21], С. И. Харченко, К. И. Харченко [23, 24], Б. Т. Криста [9].

Методы четвертой группы наиболее генетически обоснованы, они содержат элементы, определяющие энерго- и влагоресурсы процесса испарения, измеряемые сетью гидрометстанций. Примером подобных зависимостей являются формулы П. Штрайбера (1904 г.) и М. И. Ольдекопа [18]. Одним из недостатков этих уравнений является то, что они представляют жесткие (не содержащие корректировочного параметра) математические кривые. Впервые на «отсутствие гибкости» уравнения Штрайбера, а следовательно, и формулы Ольдекопа, указали С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель [12]. В любых условиях эти формулы при одних и тех же значениях осадков и максимально возможного испарения дают лишь одно значение суммарного испарения. На самом деле в природе испарение еще зависит от условий формирования стока.

Эти недостатки присущи и уравнению связи М. И. Будыко (1948 г.), так как по структуре оно представляет собой среднее геометрическое из формул Штрайбера и Ольдекопа.

Наиболее распространенным методом определения величины испарения и влажности почвы за внутригодовые периоды является комплексный метод, предложенный М. И. Будыко [5, 6].

Не останавливаясь на анализе метода, так как довольно подробное рассмотрение его можно встретить в работах В. С. Мезенцева [13], В. Г. Андреянова [1], А. Р. Константинова [10], Г. В. Белоненко [2] отметим лишь главные, на наш взгляд, недостатки, ограничивающие применение метода.

Прежде всего, как указывалось, недостатком метода является использование жесткого (в отношении математической схемы) уравнения связи.

Принципиальным недостатком метода является использование приближенной эмпирической схемы изменения влажности почвы в процессе испарения, с введением в нее физически неопределенной величины критической влажности почвы (W_0). Совершенно неясно в диапазоне каких почвенно-гидрологических констант находится влажность W_0, почему она зависит не от механического состава почв, а от температуры воздуха.

От перечисленных недостатков свободен метод гидролого-климатических расчетов (ГКР), разработанный Мезенцевым [13, 14].

Расчеты суммарного испарения и влажности почвы по методу Мезенцева сводятся к решению системы уравнений:

а) водного баланса

$$KX + W_1 - W_2 = Z + Y, \tag{1}$$

б) уравнения связи

$$Z = Z_m\left[1 + \left(\frac{KX + W_1 - W_2}{Z_m}\right)^{-n}\right]^{-\frac{1}{n}}, \tag{2}$$

в) связи испарения с влажностью почвы

$$Z = Z_m(1 + V^{-nr})^{-\frac{1}{n}}, \tag{3}$$

г) уравнения зависимости средней влажности от начальной и конечной

$$V_{ср} = \frac{V_1 + V_2}{2}, \tag{4}$$

где KX — общее увлажнение — атмосферные осадки с поправками к осадкомерным приборам; $(W_1 - W_2)$ — изменение запасов влаги в почвенном покрове на начало и конец расчетного периода; Z — суммарное испарение; Y — суммарный сток; Z_m — максимально возможное суммарное испарение; $V = \frac{W}{W_{нв}}$ — относительная влажность почвы (в долях от наименьшей влагоемкости); $W_{нв}$ — наименьшая влагоемкость; n, r — параметры.

Проведенный анализ позволил сделать вывод, что для большей части Центрально-Казахстанского мелкосопочника параметр n равен 2,5. Исключение составляет лишь район гор Улутау, где величина параметра $n = 2$. Это связано, видимо, с лучшими условиями стекания влаги в этом регионе. В горных системах Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня параметр n принят тоже равным 2.

Параметр r характеризует свойства почв проводить влагу. Численные значения его колеблются в пределах: для легких почв от 1,10 до 1,50; для средних от 1,50 до 2,0; для тяжелых от 2,0 до 3,0 и более.

Решая совместно эти уравнения после некоторых преобразований можно получить

$$V_{ср}^{r} + \frac{2W_{НВ}}{Z_m} V_{ср} = \frac{KX}{Z_m} + \frac{2W_{НВ}}{Z_m}. \quad (5)$$

Решение системы (5) для среднего года при известных KX, Z_m, $W_{НВ}$ и r осуществляется методом последовательных приближений так, чтобы влажность в конце последнего расчетного интервала равнялась влажности почвы в начале первого интервала.

Все расчеты выполнены на ЭВМ «Минск-1».

Для расчета годовых величин испарения использовались значения KX и Z_m, полученные для 99 метеостанций исследуемой территории. Максимально возможное испарение за год рассчитывалось по формуле

$$Z_m = 0{,}17\,\Sigma t_{>10^\circ} + 465, \quad (6)$$

где $\Sigma t_{>10^\circ}$ — сумма температур воздуха выше 10°.

Распределение Z_m по месяцам производилось пропорционально дефициту влажности воздуха.

Необходимые при внутригодовом расчете испарения значения $W_{НВ}$ и r определялись по справочнику «Агрогидрологические свойства почв Казахской ССР» [7].

Результаты расчета годовых и месячных величин суммарного испарения для некоторых пунктов Центрального и Южного Казахстана приведены в табл. 1.

Таблица 1

Внутригодовое распределение суммарного испарения, мм

Пункт	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI—III	Год
Семипалатинск	36	69	72	60	45	27	15	25	349
Караганда	31	65	82	76	57	35	14	26	386
Джезказган	18	35	45	42	29	16	7	11	203
Балхаш	19	35	42	39	28	15	6	10	194
Бет-Пак-Дала	19	37	47	43	28	14	6	10	204
Талды-Курган	40	59	72	73	55	34	18	30	381
Баканас	22	37	48	46	30	16	8	14	221
Кзыл-Орда	18	31	33	27	17	10	5	10	151
Или	28	44	57	62	44	25	12	23	295
Чу	34	57	73	68	44	23	12	25	333
Алма-Ата	47	74	98	109	80	50	28	53	539

Сравнить полученные величины испарения с экспериментальными данными не представляется возможным из-за ограниченного

их количества. Поэтому для оценки полученных результатов необходимо сравнить их с величинами испарения, рассчитанными по другим методам.

Нами были рассчитаны годовые и месячные нормы испарения по методу Константинова [11]. Метод дает завышенные величины испарения в полупустынной и пустынной зонах, меньшие погрешности дает метод в степных и предгорных районах исследуемой территории(табл. 2).

Таблица 2

Годовые суммы испарения мм, рассчитанные методом Константинова и гидролого-климатического расчета (ГКР)

Пункт	Общее увлажнение за год, мм	Константинов (1968 г.)	ГКР
Семипалатинск	364	359	349
Караганда	409	352	386
Джезказган	208	323	203
Балхаш	195	357	194
Бет-Пак-Дала	206	320	204
Талды-Курган	412	437	381
Кзыл-Орда	151	415	151
Баканас	223	382	221
Или	306	424	295
Алма-Ата	629	455	539

Причина значительного завышения годовых норм испарения в аридных районах, рассчитанных по методу Константинова, как уже указывалось, происходит вследствие недоучета влияния на испарение увлажнения почвогрунтов.

Рассчитанные нами годовые и сезонные величины суммарного испарения зависят от рельефа местности, подчиняясь главным образом характеру распределения годовых норм общего увлажнения, так как теплоэнергетические ресурсы в избытке присущи всей изучаемой территории (рис. 1).

Степная зона и районы низкогорных массивов Центрально-Казахстанского мелкосопочника характеризуются величинами Z, равными 350—375 мм.

Наименьших значений (200 мм и менее) Z достигает в районах Прибалхашья, песков Муюнкум и восточной части Туранской низменности.

Суммарное испарение предгорных наклонных равнин характеризуется величинами, равными 250—300 мм, а на наиболее увлажненных — северных склонах Джунгарского и Заилийского Алатау величина Z увеличивается до 400 мм и более *.

* Анализ характера распределения Z с высотой в горных районах проведен до уровня, примерно равного 1000—1200 м.

Важной характеристикой, показывающей долю теплоэнергетических ресурсов климата, затрачиваемую на процесс испарения, является отношение фактического суммарного испарения к максимально возможному, т. е. величина $\beta_z = \frac{Z}{Z_m}$. Результаты расчетов показывают (рис. 2), что даже в наиболее увлажненных районах

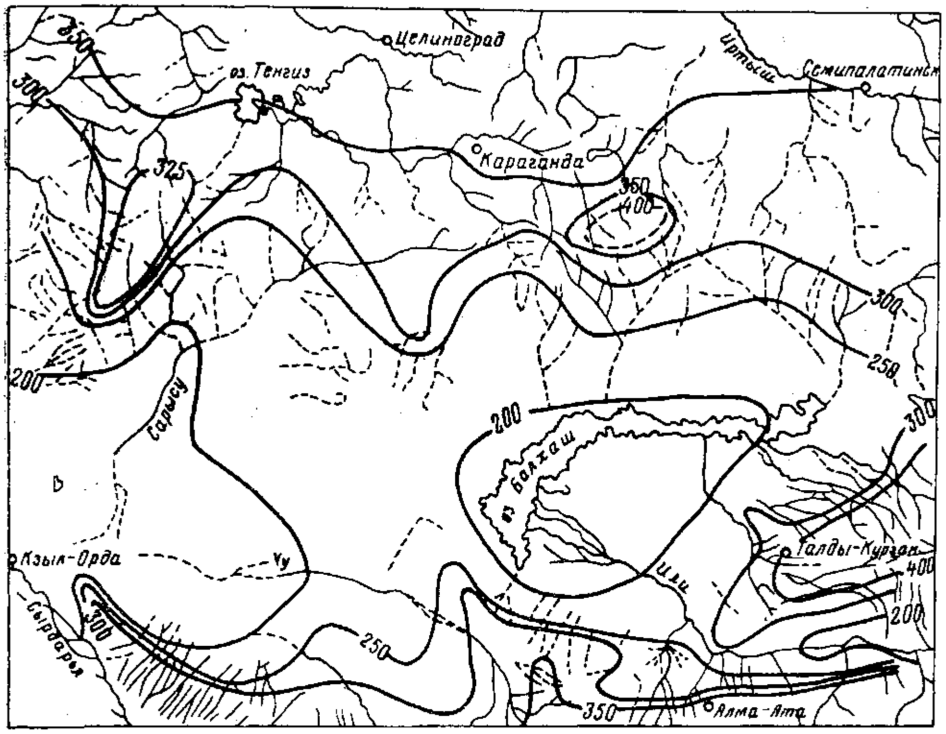


Рис. 1. Суммарное испарение Z мм/г

изучаемой территории (степная зона, предгорные районы) на процесс суммарного испарения затрачивается лишь до 40—45% теплоэнергетических ресурсов, а на суммарный теплообмен (турбулентный поток) — 55—60%. С увеличением засушливости территории, доля теплоэнергетических ресурсов, затрачиваемых на испарение, уменьшается, достигая 20% и менее в пустынях; расход же тепла на турбулентный теплообмен соответственно увеличивается до 80% и более.

Внутригодовое распределение суммарного испарения (табл. 1) характеризуется следующим образом. В теплое время года величина испарения определяется главным образом весенними влагозапасами в почве и количеством атмосферных осадков. Поэтому до 70% и более годовой суммы испарения формируется за вегетационный (май—август) период.

Максимальные значения испарения приходятся на июнь или июль (20—22% годовых норм), а минимум — на октябрь, когда вследствие уменьшения притока солнечной радиации суммарное испарение уменьшается и атмосферные осадки идут на накопление влаги в почве.

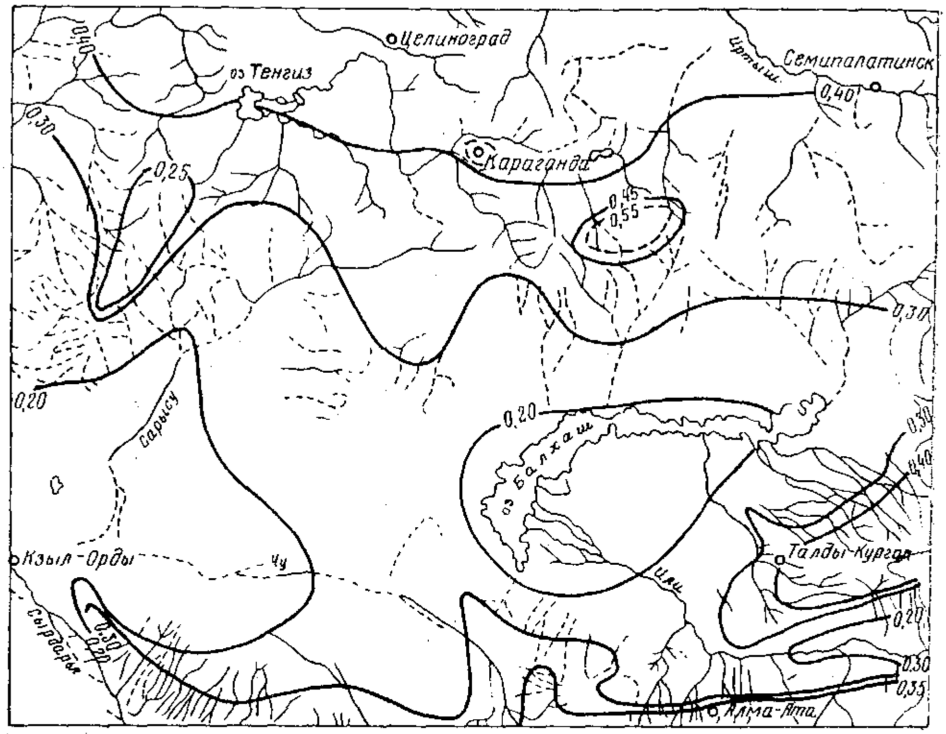


Рис. 2. Относительное суммарное испарение $\beta_z = \frac{Z}{Z_m}$

На зимний период (ноябрь—март) приходится 5—10% годовых величин суммарного испарения, что соизмеримо с величиной испарения за один весенний месяц (апрель).

Испарение за зимний период на исследуемой территории возможно несколько занижено в связи с недостаточно точным распределением внутри года теплоэнергетических ресурсов по дефициту влажности воздуха.

В заключение следует отметить, что настоящая работа представляет собой первую попытку расчета суммарного испарения на территории Центрального и Южного Казахстана с помощью метода гидролого-климатических расходов. Безусловно, дальнейшее исследование вопросов позволит уточнить полученные нами результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреянов В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. Л., Гидрометеоиздат, 1960.
2. Белоненко Г. В. Водный баланс и увлажненность Среднего Урала. Дисс. канд. техн. наук, Омск, 1969.
3. Берлянд Т. Г., Пивоварова З. И. Характеристика потоков тепла и влаги за короткие промежутки времени в районах недостаточного увлажнения. — Труды ГГО, 1967, вып. 209.
4. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеоиздат, 1948.
5. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
6. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., Гидрометеоиздат, 1971.
7. Карбышева А. Д. Агрогидрологические свойства почв Казахской ССР. Алма-Ата, 1964.
8. Келлер Р. Вода и водный баланс суши. М., «Прогресс», 1965.
9. Кирста Б. Т. Испарение с поверхности неорошаемых земель Туркмении.— Труды ГГИ, 1968, вып. 151.
10. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
11. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
12. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Расчеты речного стока. М.—Л., Госстройиздат, 1934.
13. Мезенцев В. С. Метод гидролого-климатических расчетов и опыт его применения для районирования Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности. — Труды ОмСХИ, 1957, т. 27.
14. Мезенцев В. С. Формы аналитической зависимости суммарного испарения от влажности почвы и теплоэнергетических ресурсов. — Труды ОмСХИ, 1960, т. 41.
15. Мезенцев В. С. Об уравнениях связи между элементами водного и теплового балансов участка суши. — Труды ОмСХИ, 1962, т. 56.
16. Мезенцев В. С., Карнацевич И. В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
17. Огнева Т. А. Расчет испарения за конкретные периоды времени методом теплового баланса. Материалы междуведомственного совещания по проблеме «Изучение и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши». Валдай, 1966.
18. Ольдекоп Э. М. Об испарении с поверхности речных бассейнов. — Труды Юрьевской обсерватории, 1911.
19. Пенман Х. Л. Растения и влага. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
20. Пушкарев В. Ф. Экспериментальные исследования испарения с полей, занятых картофелем. — Труды ГГИ, 1961, вып. 91.
21. Пушкарев В. Ф., Гридасова Т. В. Испарение с поверхности суши по данным гидрометеорологических станций, проводивших наблюдения по программе МГГ. — Труды ГГИ, 1964, вып. 92.
22. Тюрк Л. Баланс почвенной влаги. Л., Гидрометеоиздат, 1958.
23. Харченко К. И. Испарение с различных сельскохозяйственных культур в районе Сальских степей. — Труды ГГИ, 1969, вып. 158.
24. Харченко С. И., Харченко К. И. Суммарное испарение с почвы в условиях зоны недостаточного увлажнения и методика его расчета. — Труды ГГИ, 1965, вып. 125.

В. А. СЕМЕНОВ, Б. МЯГМАРЖАВ, Н. ДАШДЭЛЭГ

ОСНОВНЫЕ СТОКООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА НА ТЕРРИТОРИИ МНР

Народнохозяйственное использование ресурсов поверхностных вод Монгольской Народной Республики предъявляет все более широкие требования к познанию режима рек страны и процессов, происходящих на их водосборах.

Вместе с тем вопросы питания рек различных районов страны и другие специфические особенности формирования среднего годового, максимального и меженного стока воды рек в литературе очень мало освещены. В разное время вышло из печати несколько работ, посвященных распределению средних годовых атмосферных осадков по территории республики [1, 2]. В работах Э. М. Мурзаева [7], Н. Т. Кузнецова [13] приводятся общие соображения о влиянии природных факторов на поверхностный и грунтовый сток и сведения о составляющих годового стока некоторых рек Монголии.

Современная гидрометеорологическая изученность территории МНР позволяет дать более полную оценку стокообразующих факторов и выяснить их зависимость от природных условий, прежде всего от рельефа местности.

В данной работе дается характеристика составляющих годового стока воды рек на основании генетического расчленения гидрографов стока за многолетний период наблюдений, описываются закономерности распределения годовых, сезонных сумм и суточных максимумов осадков в зависимости от орографии и широты местности, приводятся сведения о запасах воды в снежном покрове и особенностях снеготаяния, о промерзании почвы и потерях поверхностного стока на аккумуляцию в почвогрунтах и на фильтрацию в руслах рек, а также приводятся результаты оценки расчетным путем коэффициентов годового и максимального паводочно-дождевого стока воды рек Монголии.

Краткая физико-географическая характеристика территории

Территория Монгольской Народной Республики расположена в Центральной части Азии. Со всех сторон она окружена обширны-

ми пространствами суши и высокими горами, препятствующими проникновению влажных воздушных течений с океанов.

Рельеф Монголии преимущественно горный. Средняя абсолютная высота ее поверхности 1580 м [7], а отдельные вершины гор достигают 4000—4500 м. Центральную и северную часть страны занимают горные системы Хангая, Прихубсугулья и Хэнтэя с высотами хребтов в среднем до 2500—3000 м. Между ними располагается приподнятая межгорная котловина р. Селенги с притоками, представляющая среднегорье. К югу и западу от наиболее мощной из названных систем — Хангая простираются обширные вытянутые депрессии, носящие название Долины озер и Котловины Больших Озер Монголии, за которыми протянулись горные системы Монгольского и Гобийского Алтая. Только на востоке и юге Монголии преобладает равнинный и холмистый мелкосопочный рельеф с рядом возвышенностей и отдельных горных массивов. На крайнем востоке в пределы республики заходят отроги хребтов системы Большого Хингана, а на юго-востоке протянулись вулканические массивы и горные кряжи пенепленов Дариганги и Югодзыра.

Большая удаленность от морских побережий, закрытость горами и горный рельеф самой Монголии обусловливают резко континентальный климат на ее территории. В гидрографическом отношении реки Монголии относятся к бассейнам Северного Ледовитого (р. Селенга с крупнейшим притоком р. Орхон) и Тихого океанов (притоки Амура, Онон, Керулен) и к бессточному бассейну Центральной Азии (реки Кобдо, Дзабхан и др.), занимающему около двух третей территории Республики.

На территории Монголии около 1050 постоянных водотоков. Средняя густота постоянной речной сети для всей территории Монголии составляет 0,041 км/км^2.

На территории Монголии, в горах Монгольского Алтая, находится 117 ледников с общей площадью оледенения 300 км^2.

Значительная часть территории МНР расположена в области распространения многолетне-мерзлых грунтов северного полушария. Вечная мерзлота Монголии относится к южной переходной зоне области многолетне-мерзлотных грунтов, что определяет ее основные особенности: островное распределение, сравнительно небольшая мощность многолетне-мерзлотного слоя, его не очень низкая температура [5].

На территории Монголии преимущественно распространены два типа подземных вод: грунтовые и артезианские [6]. В горноскладчатых областях преобладают трещинно-грунтовые и порово-грунтовые воды, имеют место трещинно-напорные и трещинно-жильные воды, а также отдельные карстовые и небольшие артезианские бассейны. В межгорных котловинах наряду с артезианскими водами имеют место грунтовые воды как четвертичных отложений, так и коренных пород, в частности трещинно-напорные и трещинно-жильные воды.

Основные факторы стока

В формировании поверхностного стока на территории Монголии принимают участие как дождевые так и талые снеговые и ледниковые воды, но их роль в различных районах не одинакова. Это особенно наглядно иллюстрируется различиями в составляющих годового стока, характеризующих питание рек (табл. 1). На ре-

Таблица 1

Составляющие годового стока рек МНР

Река — пункт	Площадь водосбора, км²	Средняя высота водосбора, м	Составляющие годового стока, %		
			грунтовая	талая	дождевая
Реки Монгольского Алтая					
Кобдо — г. Улгий	22 057	2820	32	63	5
Кобдо — с. Мингад	59 939	2300	40	57	3
Сагсай — с. Сагсай	4 665	2525	27	69	4
Буянт — г. Кобдо	7 230	2500	33	63	4
Реки Хангая					
Мурэн — г. Мурэн	16 300	2005	20	17	53
Идэр — с. Дзурик	19 800	2040	30	25	45
Эг — с. Хантай	41 500	1650	29	10	61
Орхон — с. Орхон	23 600	1640	39	11	50
Орхон — г. Сухе-Батор	132 000	—	36	18	46
Онги — с. Сайхан-Обо	6 894	1950	36	5	59
Шугустуй — г. Улясутай	1 050	2690	16	32	52
Богд — г. Улясутай	1 610	2560	15	36	49
Реки Хэнтэя					
Иро — гсх. Иро	8 975	1260	34	20	46
Хара — гсх. Хара	9 580	1325	43	15	42
Тола — г. Улан-Батор	6 300	1820	25	6	69
Керулен — мост Керулен	7 350	2200	28	8	64
Керулен — г. Ундурхан	39 400	1490	34	8	58
Керулен — г. Чойбалсан	71 500	1280	31	11	58

ках Монгольского Алтая преобладающую роль в формировании стока играют талые сезонно-снеговые и ледниковые воды, а на реках Хангая и Хэнтэя решающее значение имеет дождевая составляющая.

В целом для территории Монголии характерно увеличение с севера на юг и с запада на восток роли дождевой и уменьшение талой составляющих годового стока: если на реках Монгольского Алтая талая составляющая равна 55—70%, а дождевая 5—10%, то на Хэнтэе, наоборот, дождевая составляющая в пять-шесть раз больше, чем талая.

Грунтовая составляющая, характеризующая роль устойчивого (базисного) стока в годовом, во всех районах примерно одинакова (20—40%) и повсеместно уменьшается с увеличением средней высоты водосборов. Для талой составляющей, наоборот, характерно возрастание ее доли с увеличением средней высоты водосборов рек. Дождевая составляющая тоже имеет тенденцию к увеличению ее доли с увеличением средней высоты водосборов, но разница эта не превышает 5—10%.

Атмосферные осадки

Несмотря на большую удаленность от океанических побережий и закрытость Монголии горами, распределение годовых, сезонных и суточных (максимальных) осадков на ее территории подчинено закономерностям, свойственным периферийным горным районам северного полушария Азии — количество их зависит от высоты и орографического положения местности.

По основным орографическим особенностям и их влиянию на распределение годовых осадков на территории Монголии выделено тринадцать районов (рис. 1). Наибольшие годовые суммы и градиенты увеличения осадков с высотой в западной Монголии характерны для ориентированных на север и запад отрогов Монгольского Алтая, где при повышении местности на 100 м годовое количество осадков увеличивается в среднем на 25 мм. Несколько меньшие градиенты (20 мм на 100 м) характерны для западных склонов Хангая. Еще меньшее увеличение годовых сумм осадков с высотой местности характерно для западных склонов Хэнтэя (10—15 мм на 100 м). Особенно малы градиенты осадков в межгорных котловинах и на небольших высотах северо-восточных склонов Монгольского Алтая и Хангая 5—10 мм на 100 м), а на северо-восточных склонах Хэнтэя абсолютные величины годовых осадков с высотой увеличиваются примерно так же, как на северо-западных.

Для южных склонов Монгольского, Гоби Алтая и Хангая характерно очень малое увеличение годовых сумм осадков на небольших высотах и резкое увеличение градиентов с высот более 1500—2000 м. На южном склоне Хэнтэя, отличающегося меньшей мощностью и более северным положением, эта закономерность выражена в меньшей степени.

Большие градиенты годовых осадков (наибольшие для всей Монголии) характерны для северо-западных отрогов Хингана и возвышенностей Дариганга (100—125 мм на 100 м).

На рис. 2—3 приведены зависимости, характеризующие изменения в количестве годовых осадков с высотой местности в различных орографических районах, границы которых приведены на рис. 1. На том же рисунке приведена карта годовых сумм осадков, отличающаяся от ранее опубликованных большей детальностью.

Распределение осадков за теплый период года в основном аналогично распределению годовых сумм осадков, а поскольку преобладающая часть осадков (80—90%) на всей территории Монголии

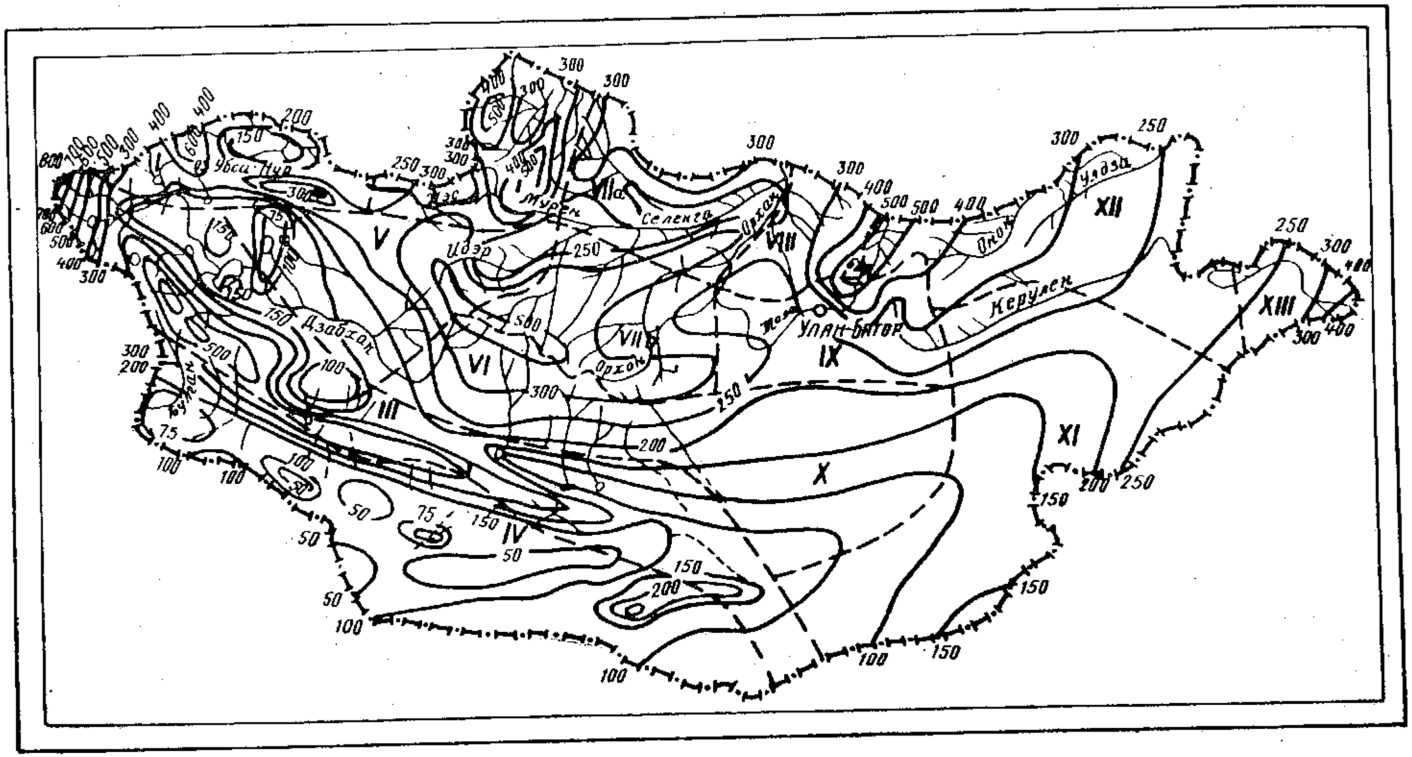


Рис. 1. Карта годовых сумм атмосферных осадков и границ районов (*I—XIII*) в зависимости их от высоты

выпадает в период апрель—октябрь, количество их за этот период года распределяется по высоте местности и под влиянием ориентации аналогично годовым суммам осадков.

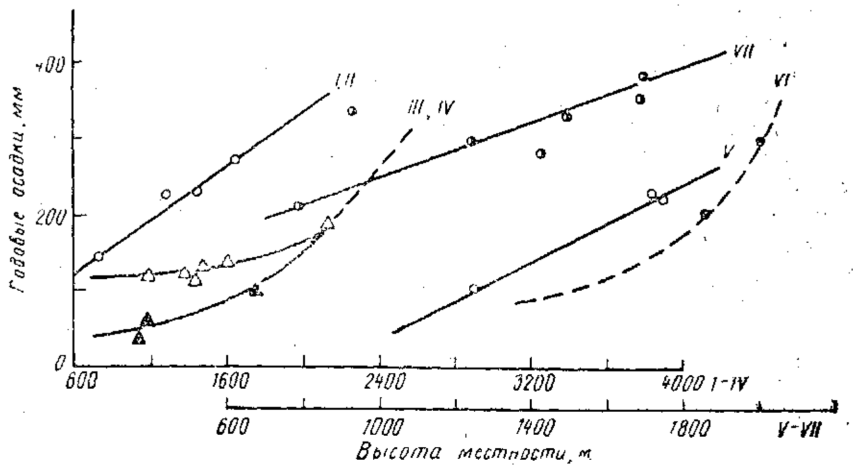


Рис. 2. График зависимости распределения годовых осадков от высоты местности для районов *I—VII*

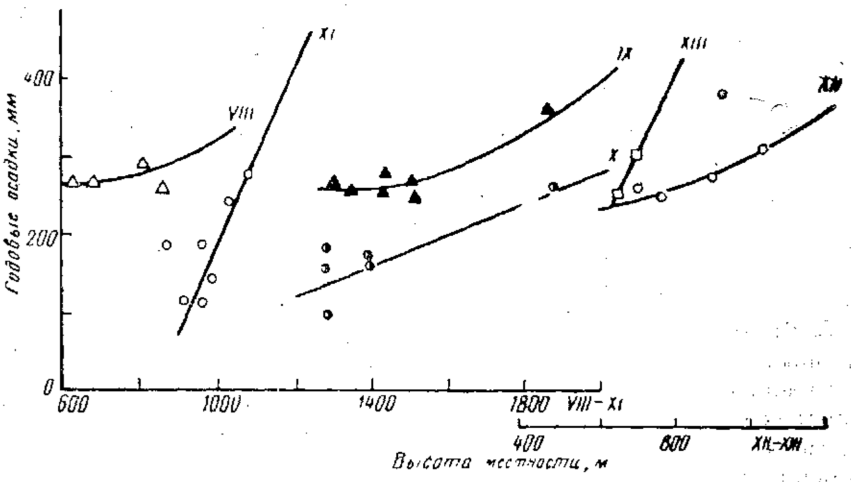


Рис. 3. График зависимости распределения годовых осадков от высоты местности для районов *VIII—XIII*

Многолетняя изменчивость годовых сумм и сумм осадков за теплый период года на территории Монголии сравнительно не велика. В западных районах C_v составляет в среднем 0,30, в северных, центральных и восточных 0,20—0,30 и только в южных засушливых районах достигает 0,40.

Наиболее интенсивные ливневые осадки на территории Монголии наблюдаются обычно в июле и августе. Наблюдения показы-

вают, что наибольшие суточные суммы осадков обычно характерны благоприятно ориентированным западным и северо-западным склонам гор Хангая и Хэнтэя (до 75—115 мм/сут, в бассейне р. Селенга и некоторых рек Бессточного бассейна Центральной Азии), а также для северо-восточных склонов Хэнтэя в бассейнах рек Тихого океана (60—70 мм/сут). Для Монгольского Алтая характерны небольшие величины суточных осадков (20—30 мм/сут), но на северных склонах отрогов гор и отдельных возвышенностей Котловины Больших озер количество их бывает более значительным. На станциях южной, гобийской части территории Монголии в большинстве случаев отмечено небольшое количество суточных сумм осадков, однако, во время ливня в августе 1956 г. на северном склоне Гобийского Алтая на ст. Даланзадгад зарегистрировано рекордное для территории МНР суточное количество осадков (137,8 мм), превышающее норму годовой суммы осадков в этом пункте (120 мм).

Таблица 2

Суточные осадки 1%-ной обеспеченности (мм) на различных высотах местности в западной части территории Монголии

Высота местности, м	Номера районов по схеме рис. 1						
	I	*II*	*III*	*IV*	*V*	*VI*	*VII*
600	50	50					
800	58	58					
1000	64	64					52
1200	70	70	40	20			51
1400	75	75	44	28			60
1600	84	84	58	38	35		64
1800			70	46	56	42	68
2000				52		60	72
2200				60		78	
2400							

В табл. 2 приведены координаты кривых зависимостей максимальных суточных осадков от высоты и орографии местности, построенные для западной части территории Монголии в пределах границ, показанных на рис. 1. Вследствие большой пятнистости ливневых осадков и большого влияния на их количество особенностей подстилающей поверхности районирование территории Монголии по зависимости максимальных суточных сумм осадков от высоты местности носит более условный характер, чем районирование по годовым осадкам, а в северо-восточных районах страны влияние орографии на распределение максимальных суточных сумм осадков выражено в меньшей степени, чем влияние широты места.

Запасы воды в снежном покрове и интенсивность снеготаяния.

Получаемые в настоящее время данные наблюдений позволяют оценивать запасы воды, накапливающиеся к началу снеготая-

ния только в нижних частях водосборов, где они вследствие защищенности местности на участках снегосъемок (обычно это дно речных долин) малы и не дают реального представления о величине снегозапасов в основной стокоформирующей части водосборов.

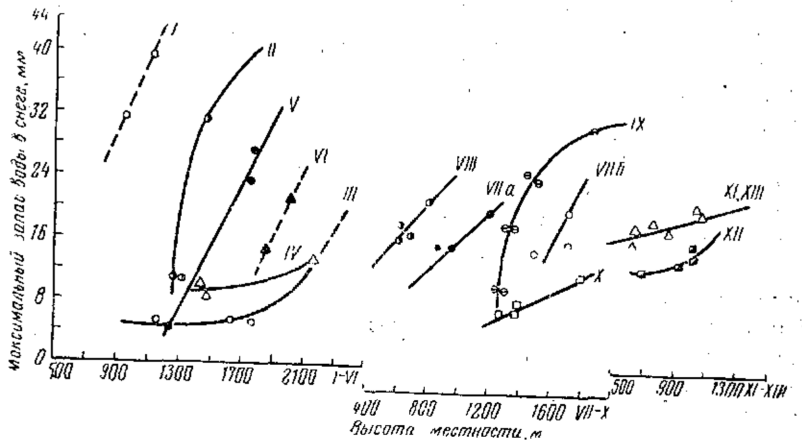


Рис. 4. Зависимость средних из наибольших запасов воды в снежном покрове от высоты местности для районов *I—VI*

Используя закономерности изменения снегозапасов с высотой местности, для территории Монголии получена система региональных зависимостей (рис. 4), интерполяция которых позволяет косвенно оценить величины средних из наибольших снегозапасов в среднегорных и высокогорных зонах водосборов. Судя по изменениям снегозапасов с высотой местности, наибольшие их величины на территории следует ожидать в высокогорных зонах северной части Монгольского Алтая и западного Прихубсугулья, где градиент составляет в среднем 5 мм на 100 м высоты при наибольших для Монголии величинах снегозапасов в низкогорных зонах (30—40 мм на высоте около 1000 м). Несколько меньшие градиенты и абсолютные величины снегозапасов характерны для юго-западных склонов Монгольского Алтая, еще меньшие для западных, северо-восточных и южных склонов Хангая. Эта тенденция к уменьшению градиентов и абсолютных величин снегозапасов сохраняется по мере продвижения с запада на восток и с севера на юг по всей территории Монголии.

Как фактические данные, так и рекомендуемые региональные зависимости, позволяют определить средний слой воды в снежном покрове на площади водосбора. В действительности же из-за большой пересеченности рельефа и сильно отличающихся условий сохранения снегозапасов на склонах разной экспозиции снежный покров на водосборах рек к началу снеготаяния распределяется очень неравномерно. В большинстве случаев снег сохраняется только на склонах северной и смежных с ней ориентаций, под пологом леса да в зарослях кустарников. Только в высокогорных

районах наиболее многоснежных частей территории Монголии возможно более или менее сплошное залегание снежного покрова, но неравномерность его распределения там усугубляется еще ветровым и лавинным переносом снега.

Сравнительно небольшая мощность снежного покрова, неравномерное его распределение и преобладание таяния вследствие радиационного теплоприхода обусловливают на территории Монголии небольшую интенсивность снеготаяния и водоотдачи.

Таяние снега весной, обусловливающее сход устойчивого снежного покрова, в южных районах начинается уже в феврале, в более северных и горных районах — в марте и только в наиболее многоснежных районах и на склонах северной экспозиции — в апреле. Таяние начинается преимущественно вследствие притока солнечной радиации и большую часть времени происходит при отрицательных температурах воздуха. Эти обстоятельства обусловливают большую продолжительность схода снега и малую интенсивность таяния. Сход снега в южных районах заканчивается обычно в конце марта, а в центральных и северных — в конце апреля — начале мая. В наиболее многоснежных районах снеготаяние продолжается до конца мая, а в высокогорье, вероятно, сход сезонного снежного покрова происходит только в июне.

По данным стационарных наблюдений (по рейкам) интенсивность снеготаяния в низкогорных районах и на дне долин рек в среднегорье обычно не превышает 1 мм/сут. Исключение представляют наиболее многоснежные горные районы, где даже средняя интенсивность водоотдачи снега составляет 3 мм/сут. Повышенные интенсивности снеготаяния, по-видимому, характерны повсеместно для склонов гор северной ориентации и залесенных районов, где из-за затененности снеготаяние начинается в более поздние сроки и обусловливается как приходом прямой солнечной радиации, так и адвекцией теплого воздуха с освободившихся от снега ранее и прогретых солнцем окружающих склонов южной и близких к ней ориентаций. Из сказанного следует, что талые воды сезонных снегов могут поступать в русловую сеть и, следовательно, участвовать в формировании поверхностного стока в низкогорных и среднегорных зонах бассейнов лишь с небольшой части водосборов.

Существенно большие площади водосборов участвуют в формировании талого стока в наиболее многоснежных районах, да в высокогорных зонах бассейнов рек.

Потери стока на водосборе

Потери стока воды на водосборах рек слагаются из потерь на испарение снега в зимний период, потерь на аккумуляцию талых и дождевых вод в почве и дальнейшее их расходование на испарение. Наиболее значительная доля потерь приходится на аккумуляцию воды в почвогрунтах и испарение в теплый период года.

Потери стока на инфильтрацию и аккумуляцию в почвогрунтах определяются механическим составом, предшествующей влажностью и гидротермическим состоянием почвогрунтов.

Из-за сравнительно небольшого количества осадков и значительного испарения осенью почвогрунты в зимний период и к началу весеннего снеготаяния находятся преимущественно в слабоувлажненном состоянии.

В то же время из-за низких зимних температур воздуха, слабого увлажнения почвы и малоснежья почвогрунты на территории Монголии в зимний период промерзают на значительную глубину. Данные наблюдений показывают, что отрицательные температуры проникают до 1,5 м на юге и до 5,5 м на северо-западе страны. В Прихубсухулье сезонное промерзание достигает 3—4,5 м; в Монгольском Алтае — 2,2—3,3 м; на северных склонах Хангая — 5,4 м, на южных — 2,2 м; на Хэнтэе глубина промерзания изменяется от 3,25 до 4,3 м, а на равнинах Восточной Монголии составляет 3,0—3,3 м. Хотя льдистость (степень цементации) почвогрунтов в зимний период обычно не велика, весной из-за чередования положительных и отрицательных температур воздуха при снеготаянии она увеличивается и может служить хорошим водоупором для формирования поверхностного стока, особенно в высокогорном поясе, где оттаивание почвы по времени отстает от снеготаяния, и значительная часть талых вод может достигать русла поверхностным путем или с небольшим по продолжительности подпочвенным пробегом.

Вследствие малоснежья, прерывистого снеготаяния и поверхностного стока в почвогрунтах в весенний период аккумулируются сравнительно небольшие запасы влаги, которые в течение мая в результате испарения обычно уменьшаются и нередко достигают минимальных годовых значений.

С июня по август режим увлажнения почвы целиком определяется количеством осадков и расходованием влаги на испарение (транспирацию). В июле, несмотря на большое количество осадков, влагозапасы в почве обычно не велики и только в августе из-за понижения температур воздуха и уменьшения расходования влаги на транспирацию влагозапасы возрастают и нередко достигают максимальной величины. В сентябре и октябре обычно происходит стабилизация или уменьшение влагозапасов.

Малая мощность почвенного покрова и большой процент включений крупнообломочного материала в горных районах Монголии не способствуют аккумуляции тало-дождевых вод, а благоприятствуют фильтрации их на глубину, превышающую мощность почвогрунтов.

Коэффициент фильтрации, определенный экспериментальным путем (методом Каминского), в зависимости от характера почвогрунтов меняется в довольно широких пределах (от 0,15 до 0,40 мм/мин). Наибольшей водопропускной способностью обладают супесчаные почвы, характерные для южной части Монголии,

где коэффициент фильтрации достигает 32—38 мм/мин. Наименьший коэффициент фильтрации (0,16—0,20 мм/мин) свойствен тяжелым суглинистым почвам и глинам, наличие которых обусловливает формирование внутрипочвенного стока.

Наилучшие условия для формирования дождевого стока имеют крутые горные склоны, занятые осыпями и подстилаемые вечной мерзлотой, где потери осадков на аккумуляцию влаги и испарение очень малы, а скорость добегания воды до русла велика. По мнению Кузнецова [4], чехол из четвертичных отложений в низкогорьях и среднегорьях, а также крупнообломочные моренные поля Монгольского Алтая играют решающую роль в формировании обильных грунтовых вод, питающих реки в зимнее время.

Наибольшие доли потерь осадков на аккумуляцию в почве и расходование их на испарение свойственны для равнинных районов Монголии.

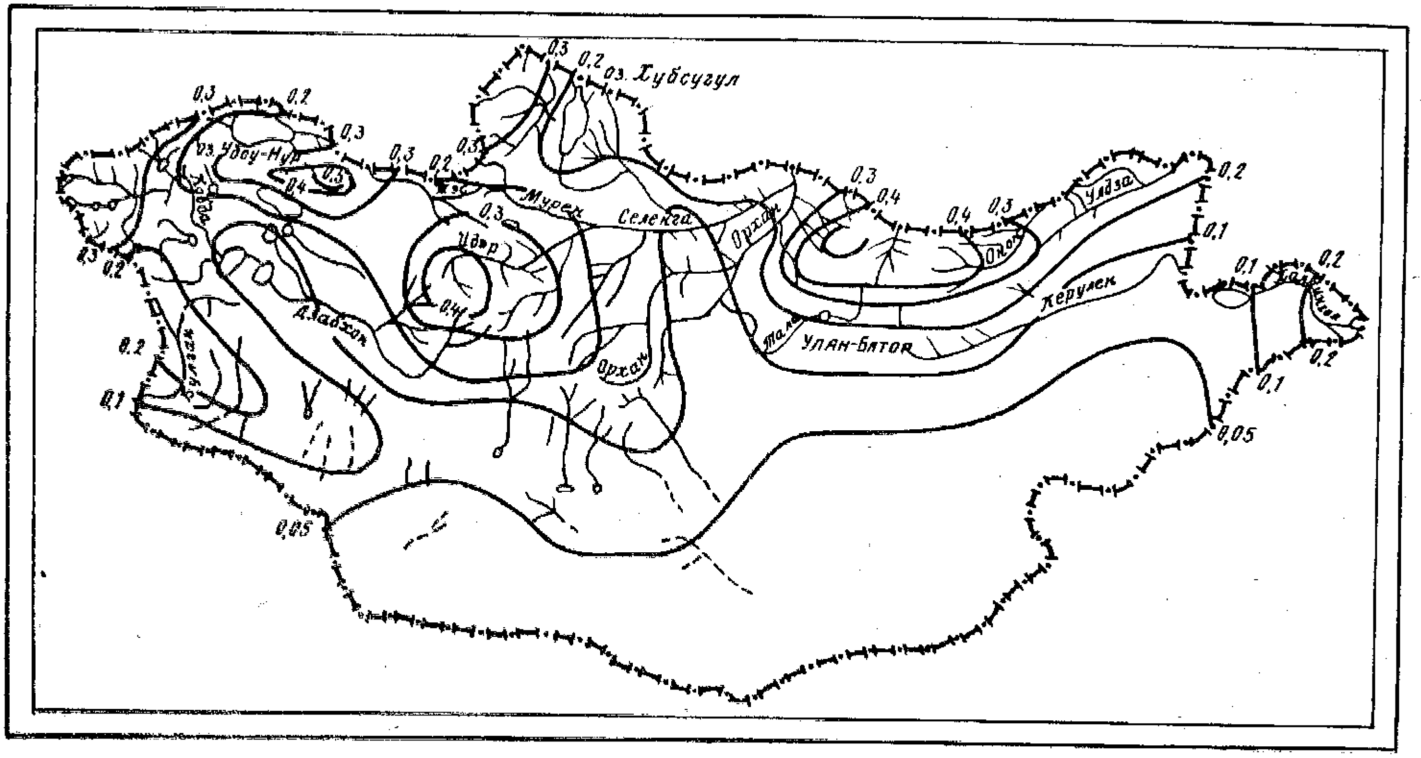
Потери стока на фильтрацию в русле

Русловые потери стока воды на инфильтрацию в аллювиальные отложения в той или иной степени свойственны всем рекам Монголии, русла которых пересекают межгорные котловины или выходят из гор на равнину. Русловые потери особенно характерны для рек южного склона Хангая и для притоков р. Кобдо в Монгольском Алтае, где по данным наблюдений М. В. Россомахина при незначительных расходах междупаводочного периода потери стока на участке пересечения руслами рек предгорного шлейфа оказались порядка 0,010—0,060 м³/с на 1 км длины реки. Несколько меньшие потери наблюдаются на реках Хэнтэя, в бассейнах рек Орхон и Керулен. Величина русловых фильтрационных потерь стока находится в прямой зависимости от мощности и механического состава аллювиальных отложений речных долин и конусов выносов водотоков. Поэтому ниже предгорного шлейфа с уменьшением мощности аллювиальных отложений русловые потери обычно уменьшаются. Общее представление о величинах русловых фультрационных потерь в отдельных районах Монголии дает табл. 3, данные которой получены на основании обобщения

Таблица 3

Средние величины изменения стока воды по длине рек в период паводков и летне-осенней межени

Река бассейна	Уменьшение стока (л/с) на 1 км длины реки	
	при пересечении конусов выноса и предгорного шлейфа	ниже предгорного шлейфа
Котловина Больших Озер .	45	35
Долина Озер	65	20


оз. Хубсугул
оз. Убсу-Нур
Мурен
Селенга
Орхон
Чяза
Керулек
Улан-Батор
Цаган
Толa
Орхон
Цаган
Хараа
Цаган
Цаган
Цаган

материалов наблюдений Управления водного хозяйства МСХ МНР. В некоторых районах на предгорных равнинах наблюдается выклинивание грунтовых вод и возобновление поверхностного стока (Западный Хангай в бассейне р. Дзабхан), но это явление не характерно для Монголии. В большинстве случаев предгорья, межгорные котловины и равнины Монголии полностью относятся к зонам рассеивания стока.

Коэффициенты годового и паводочного стока воды

Стокообразующая роль отдельных высотных зон горных систем в формировании годового стока воды наиболее наглядно иллюстрируется коэффициентами годового стока.

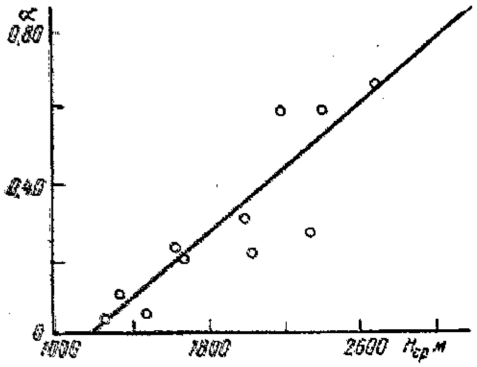


Рис. 6. Зависимость коэффициента дождевого паводочного стока (α) от средней высоты водосбора ($H_{ср}$)

Приведенные на рис. 5 значения коэффициентов годового стока показывают, что стокообразующая роль осадков находится в тесной связи с высотой местности и местным положением водосборов рек.

Наибольшие коэффициенты годового стока характерны для больших высот северных благоприятно ориентированных по отношению к влагоносным ветрам районов Монголии, где в поверхностном стоке воды участвует до 30—50% атмосферных осадков. Очень малые величины коэффициента годового стока характерны для засушливых равнинных южных и восточных районов и повсеместно для предгорий, где значения его не превышают 10—20% осадков.

Коэффициенты стока наибольших в году дождевых паводков, вычисленные на реках с площадью водосборов от 1000 до 10 000 км², свидетельствуют о том, что величина их в среднем изменяется от 0,10 до 0,65, увеличиваясь с высотой местности (рис. 6). Из изложенного следует, что в бассейнах большинства рек Монголии можно выделить зоны активного формирования стока и его рассеивания. Наиболее активной зоной формирования стока являются высокогорные части бассейнов, где наличие ледников и снежников обусловливает устойчивое поступление талых вод в русловую сеть. Среднегорья и низкогорья относятся к зоне неустойчивого формирования стока, зависящего от режима выпадения осадков. Предгорные районы являются зоной рассеивания поверхностного стока, где осуществляются основные русловые потери воды и уменьшение стока по длине рек. Расположенные ниже предгорного шлейфа равнинные территории в южных и за-

падных районах страны являются тоже районами русловых потерь стока, а в северных и восточных — участками транзита, где русловые потери на фильтрацию или малы, или частично компенсируются выклиниванием в руслах грунтовых вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадарч Н. Снеговой покров Монголии и его особенности. Вопросы географии Монголии, № 1 (физическая география). АН МНР, Улан-Батор, 1963 (на монгольском языке).
2. Жамбаажамц Б. Распределение температуры и осадков на территории МНР. АН МНР, Улан-Батор, 1963 (на монгольском языке).
3. Кузнецов Н. Т. Гидрография рек Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1959.
4. Кузнецов Н. Т. Воды Центральной Азии. М., Изд-во АН СССР, 1968.
5. Лонжид Н. К вопросу о мерзлотном районировании МНР. — Сб.: «Вопросы мерзлотоведения». Изд. МГУ, 1966.
6. Маринов Н. А., Попов В. Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М., Гостехиздат, 1963.
7. Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика. М., Географгиз, 1952.

В. А. ОДИНЕЦ

ИССЛЕДОВАНИЕ ТРАНСПИРАЦИИ И ВОЗМОЖНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ СУММАРНОГО ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ГОРНЫХ ВОДОСБОРОВ

Точность измерения и оценка суммарного испарения с водосборов играют важную роль в воднобалансовых исследованиях бассейнов горных рек.

Для измерения испарения с поверхности почвы чаще всего применяются почвенные испарители и лизиметры. Применение этих приборов позволяет получать как суммарные величины испарения, так и дифференцировать его на составляющие — физическое испарение и транспирацию. Последняя величина при наличии густого травостоя и значительной залесенности играет в суммарном испарении наиболее существенную роль.

Для выявления соотношения величины транспирации и физического испарения и возможности их оценки на горном водосборе экспедицией КазНИГМИ в 1971 г. были проведены экспериментальные измерения, результаты которых изложены в настоящей работе.

Экспериментальные работы проводились в бассейне р. Ремизовки, расположенном в среднегорном поясе (1600—2250 м) северных склонов Заилийского Алатау.

Для исследуемого высотного пояса характерны сильно пересеченный, крутосклоновый рельеф, значительная залесенность, густой и высокий травостой. Количество атмосферных осадков колеблется в пределах 800—1000 мм в год. Основная доля их выпадает весной. Летний период 1971 г. был крайне засушливым. Последнее обстоятельство существенно сказалось на внутрисезонном распределении суммарного испарения и на общей его величине.

Методика исследований

Суммарное испарение определялось испарителями ГГИ-500—50 и ГГИ-500—100, установленными на пяти воднобалансовых площадках, имеющих различную экспозицию. На площадках Горизонтальная (дно лога, высота 1600 м), Северная (лесная поляна, склон крутизной 25—35°, высота 2000 м) и Северо-западная (лесная поляна, склон крутизной 15—20°, высота 2000 м), кроме сум-

марного испарения, определялось и физическое испарение с поверхности почвы и затеняющей ее растительности. С этой целью при перезарядках испарителей с монолитов срезалась растительность, а на ее место ставилась такой же высоты и густоты сухая трава.

Максимально возможное суммарное испарение измерялось на горизонтальной площадке лизиметром с уровнем подпитываемой монолит воды 0,5 м. Понижение уровня в подпитываемом сосуде измерялось пять раз в сутки.

На всех площадках испарители взвешивались через пять дней, а также до и после выпадения обильных осадков. На горизонтальной площадке испарители ГГИ-500—50 с растительностью и без нее взвешивались ежедневно при восходе и заходе солнца.

Большое влияние на развитие растений в испарителях оказывала их перезарядка. Крупностебельчатые растения при зарядке испарителей вследствие обрезки корневой системы, расходящейся радиально до 0,5 м, погибали, а если приживались, то имеющегося запаса влаги в полуметровых монолитах им хватало на 1—1,5 месяца.

Уже в июне перезарядка испарителей оказалась невозможной. Бо́льший запас влаги в метровых монолитах не улучшал положения, так как обрезанная корневая система не снабжала влагой растение в жаркий летний период. В конце июня растения погибали, несмотря на то, что в метровых монолитах имелся достаточный запас влаги. Учитывая это обстоятельство в 1971 г, вскоре после схода снежного покрова большинство испарителей было заряжено монолитами с хорошо произраставшим в течение всего вегетационного периода пыреем (Agropyron repens), на долю которого вместе с другими злаковыми в исследуемом высотном поясе приходится около 50%.

Наличие одного и того же растения в испарителях, расположенных в разных условиях, дало возможность решить ряд методических вопросов, касающихся достоверности получаемых результатов с помощью почвенных испарителей и лизиметров. Поскольку одна из основных задач исследований заключалась в установлении зависимости испарения (транспирации) от количества растений (площади листьев), то наряду с учетом их в испарителях производилась оценка растительности в естественных условиях на экспериментальных площадках. Площадь листьев в зависимости от их строения определялась измерением их средней ширины и длины, трафаретами, планиметрированием. Последним способом измерялись некоторые виды листьев, срезанных с экспериментальных площадок. В расчет не принимались пожелтевшие листья или засыхающие.

Поверхность еловых или сосновых игл определялась из их средней длины и среднего, из многократного измерения, периметра. Установление зависимости между суммарной площадью игл в нескольких пробах и их весом позволило сократить трудоемкую работу при определении испаряющей поверхности игл в ветвях и

целом дереве. С экспонированных или срезанных в нескольких ярусах хвойного дерева ветвей иглы отделялись, взвешивались и далее с помощью установленной пропорции производился расчет испаряющей поверхности.

Испаряющая поверхность растительности в испарителях и в окружающих естественных условиях подсчитывалась ежемесячно, начиная с июня. Кроме площади листьев, на экспериментальных площадках определялись величины биомассы листьев и стеблей. Следует отметить, что общей зависимости всей биомассы от площади листьев нами не получено: вес стеблей в зависимости от вида трав колеблется от 30 до 70% от всей биомассы. Установление такой зависимости оказалось возможным лишь для отдельных видов растительности.

Для определения испаряющей способности отдельных видов растений в летний период 1971 г. была проведена серия измерений интенсивности транспирации доминирующих видов трав, кустарников и деревьев. Измерения проводились по методу Иванова Л. А. [1, 4, 5], именуемого иногда в литературе методом быстрого взвешивания.

Взвешивание растений производилось квадрантными весами с ценой деления шкал 0,02 и 0,05 г. Потеря веса экспонируемых растений составляла более двух-трех делений шкалы весов.

Виды доминирующей растительности на экспериментальном водосборе на основе собранного нами гербария определены сотрудниками института ботаники АН КазССР.

Транспирация и физическое испарение

В начале теплого периода, когда осадки выпадают часто, а травяной покров небольшой потери влаги на испарение происходят в основном с отмершей, прошлогодней растительности и почвы. Роль отмершей растительности, обладающей большой гигроскопичностью, велика. В ней после каждого дождя может аккумулироваться до 0,3—0,5 мм влаги и, кроме того, она плотным слоем прикрывает почву от иссушения. Далее по мере увеличения высоты травяного покрова, уменьшения количества осадков и увеличения температуры воздуха, верхние слои почвы иссушаются. В этот период транспирация существенно преобладает над физическим испарением. По ориентировочным данным транспирация на безлесных склонах преобладает над физическим испарением уже через 10—15 дней после начала вегетации растительности. Как видно из табл. 1, с июня и до конца августа на трех воднобалансовых площадках растительный покров в испарителях расходовал не менее 80% от всей испарившейся влаги.

При сопоставлении транспирации и физического испарения необходимо учитывать завышенное значение последней величины, поскольку дефицит влажности воздуха над затененными испарителями более высокий, чем над испарителями с развивающейся растительностью.

Таблица 1

Измерение величины физического и суммарного испарения, мм

Воднобалансовая площадка	Месяц	Испарение		Доля физического испарения в суммарном, %
		суммарное	физическое	
Горизонтальная	VI	158	24	15
	VII	98	20	20
	VIII	82	14	17
Северная	VI	82	—	—
	VII	90	12	13
	VIII	78	13	17
Северо-западная	VI	95	—	—
	VII	88	10	11
	VIII	70	11	16

Этот факт дает основание предполагать, что роль транспирации в суммарном испарении еще больше, чем свидетельствуют об этом показания испарителей. Предельная величина суммарного испарения на Горизонтальной площадке, полученная с помощью искусственно увлажненного лизиметра, в июле составила 248 мм, в августе 252 мм, а в сентябре 150 мм.

На основе многочисленных исследований [6] установлено, что основными факторами, определяющими транспирацию и физическое испарение, являются температура и дефицит влажности воздуха, степень увлажненности почвогрунтов и динамика развития растительности. В горах на указанные факторы большое влияние оказывают орографические условия, в зависимости от которых их эффект усиливается или ослабляется. На Северной площадке основными факторами, определившими обе составляющие суммарного испарения, являются температура и дефицит влажности воздуха, а также период вегетации растительности. На Горизонтальной площадке транспирация и физическое испарение в основном зависят от наличия влаги в почвогрунтах. Вполне понятно, что выделить влияние какого-либо фактора в «чистом» виде очень затруднительно, так как все они взаимосвязаны.

Основная часть физического испарения в естественных условиях происходит со смоченной дождями растущей и сухой травы. Большая величина физического испарения на Горизонтальной площадке в июле (табл. 1) объясняется частыми, но малыми по величине осадками. Так, дождей, не превысивших 5 мм, в июне отмечено 8 из 11 выпавших, в июле соответственно 14 из 18 и в августе 5 из 7. Малая величина физического испарения объясняется высокой влажностью воздуха в приземном слое. Средняя месячная величина относительной влажности воздуха, измеренная на Горизонтальной площадке в июле, составила в 2 см от поверхности почвы 92%, а в 200 см — 63%. Здесь следует учесть, что отмеченные осадки выпадали в основном ночью, а влажность

воздуха измерялась только в дневную часть суток. На Северной площадке влажность воздуха в приземном слое следует ожидать еще выше, чем на Горизонтальной.

Водопотребление отдельных видов растительности

При оценке суммарного испарения следует учитывать вид растительности, определяющий величину транспирации.

В одних и тех же условиях на Горизонтальной площадке в полуметровых испарителях произрастали герань и бузульник. В июне, например, герань испарила 164 мм, в то время как бузульник 194 мм. Следует отметить, что водопотребление таких растений, как герань, бузульник, борщевик рассеченный, крапива и т. п. очень трудно оценить с помощью почвенных испарителей. Угнетенные растения, с обрезанной корневой системой далеко не полно отражают истинную величину транспирации и по разному приспосабливаются в условиях испарителя.

На наш взгляд более объективна оценка транспирации отдельных видов растений методом Иванова [4].

Если этот метод дает погрешности, то, по-видимому, для всех видов растений равноценные.

В табл. 2 приведены относительные и абсолютные величины транспирации, определенные методом Иванова, за светлое время суток. Относительная оценка транспирации дана для выявления погрешностей в измерениях. За основу взят пырей, транспирирующая способность которого определялась на всех воднобалансовых площадках. Некоторое отклонение относительных величин может также объясняться влиянием разных природных условий на склонах на процесс вегетации видов растительности.

Абсолютные величины транспирации приведены к одной испаряющей поверхности (2000 $см^2$), соответствующей площади листьев растений, развившихся в июле на Горизонтальной площадке на поверхности почвы, равной 500 $см^2$.

Как видно из табл. 2 водопотребление различных видов растительности очень разнообразно. У трав максимальные величины транспирации относятся к видам, имеющим мощную корневую систему, крупные стебли и листья (бузульник, борщевик рассеченный, герань и т. п.). Подобные виды трав в среднегорном высотном поясе составляют около 30—40%, а на отдельных участках 50—70%.

Как отмечалось, выращивание крупностебельчатых трав в стандартных почвенных испарителях практически невозможно. Очевидно, при оценке испарения с экспериментальных водосборов необходимо производить ландшафтные съемки для количественного учета соотношения трав с разными транспирационными способностями.

Измерение транспирации на залесенных склонах

Суммарное испарение с залесенных площадей слагается из трех основных составляющих: транспирации древесной, кустарни-

Таблица 2

Водопотребление отдельных видов растительности с испаряющей поверхности 2000 см² за светлую часть суток (относительно пырея — числитель; знаменатель — миллиметры)

Растение	Водобалансовая площадка				
	Южная	Горизонтальная	Северная	Восточная	Северо-западная
	28 VII	10 VII	23 VII	27 VII	25 VII
Пырей (Agropyron repens)	1 / 2,6	1 / 4,7	1 / 3,6	1 / 5,4	1 / 3,9
Бузульник (Ligularia macrohylla)	3,0 / 7,9	2,7 / 12,8	—	—	2,8 / 11,1
Абрикос (Armeniaca vulgaris)	2,6 / 6,8	—	—	—	—
Шиповник (Rosa canina)	4,3 / 11,2	—	—	—	—
Герань (Geranium rectum)	3,4 / 8,9	3,5 / 16,5	—	—	3,5 / 13,5
Тальник (Salix viminalis)	—	2,1 / 9,8	—	—	—
Сосна (Pinus silvestris)	—	0,9 / 4,1	—	—	—
Боярышник (Crataegus almaatensis)	2,6 / 6,7	—	—	—	—
Рябина (Sorbus tianschanica)	—	—	1,1 / 4,1	1,1 / 5,8	—
Папоротник (Dryopteris) filix-max)	—	—	0,6 / 2,1	0,4 / 1,9	—
Жимолость (Lonicera tatarica)	—	—	1,3 / 4,8	1,3 / 6,9	1,2 / 4,7
Осина (Populus tremula)	—	—	—	1,1 / 5,7	1,3 / 4,9
Борщевик рассеченный (Heracleum dissectum)	—	—	—	2,0 / 10,8	—
Ель Шренка (Picea Schrenkiana)	—	0,6 / 2,7	0,4 / 1,3	0,1 / 0,7	0,3 / 1,1

ковой и травянистой растительности, физического испарения, осадков, задержанных растительностью и физического испарения с поверхности почвы. Транспирация древесной растительностью — наиболее сложный для определения вид потерь влаги с водосбора. В то же время они составляют существенно большую величину по сравнению с испарением с оголенной почвы. Даже учитывая значительный перехват осадков в лесу (по данным Л. Н. Филатовой для ельника средней полноты 100 мм), иссушение почвы на этих участках свидетельствует о том, что транспирация влаги древесной растительностью довольно велика.

По нашим измерениям на склонах северной, северо-западной и восточной экспозиций еловый лес повышенной густоты (до 400—500 взрослых деревьев на 1 га) за светлую часть солнечного дня испаряет от 2,2 до 2,6 мм.

Критическая оценка наших данных затруднительна, поскольку они отражают транспирацию еловым лесом лишь за несколько солнечных дней в июне, а измеренное испарение иглами елей относится к нижнему ярусу ветвей, где, как известно, прирост биомассы, а значит и активность биологических процессов, менее активны.

Повышенные дефициты влажности воздуха и турбулентное перемешивание его в верхней части деревьев так же способствуют более активной их транспирации в верхнем ярусе. Л. Н. Филатовой [13] предпринята попытка дифференцировать суммарное испарение с залесенных горных склонов на транспирацию древостоем (по данным Ф. Н. Степанова) испарение с лесных полян и потерь влаги задержанной кронами деревьев.

При оценке суммарного испарения с водосборов, расположенных в залесенной части гор, действительно необходим отдельный учет транспирации древостоем. Однако отсутствие данных об особенностях транспирации древесной и кустарниковой растительностью, расположенных на разных высотах и на склонах разных экспозиций, существенно затрудняет производство расчетов испарения с залесенных горных водосборов. Следует отметить, что полученные Степановым [11] данные о транспирации древесной растительностью в лесном поясе хребта Кунгей Алатау, являются единственными для горных районов. Отсутствие достаточного количества материалов о транспирации древесной и кустарниковой растительностью, а также травяной на лесных полянах настоятельно требует изучения этого вопроса.

Очевидно, суммарное испарение с лесных полян во многом зависит от их размеров и освещенности. Для выявления роли прямой солнечной радиации на величину транспирации методом Иванова проводились измерения потерь влаги растительностью в тени и на солнце.

В приведенных материалах (табл. 3) четко видна роль затенения листьев рядом стоящими деревьями. Освещенная растительность, по сравнению с затененной, увеличивает транспирацию на Северной площадке в 2,2 раза, на Восточной — в 2,8, а на Го-

Таблица 3

Транспирация отдельных видов растений, освещенных солнцем и в тени (в числителе — время измерения, ч, мин; в знаменателе — транспирация 1 см², г/мин 10^{-4})

Растение	Горизонтальная		Северная		Северо-западная		Восточная	
	освещенная	в тени	освещенная	в тени	освещенная	в тени	освещенная	в тени
Рябина	—	—	10 30 3,4	11 55 1,4	—	—	11 35 3,8	14 50 1,6
Пырей	8 25 3,0	10 50 0,5	11 45 1,7	14 10 1,2	—	—	11 00 5,3	14 20 1,1
Ель Шренка	16 30 1,0	12 40 0,19	14 20 0,65	17 15 0,07	14 25 0,60	11 00 0,21	11 25 0,50	14 40 0,20
Герань	—	—	11 50 5,5	14 30 1,4	—	—	—	—
Жимолость	—	—	10 45 4,2	12 10 2,1	—	—	11 50 4,9	15 10 1,5
Бузульник	17 30 3,0	17 35 1,3	—	—	—	—	—	—
Борщевик рассеченный	—	—	—	—	—	—	11 15 7,0	14 30 3,1
Папоротник	—	—	—	—	—	—	11 30 0,13	14 45 0,07

ризонтальной, получающей максимальное количество тепла — в 3,3 раза. Наиболее длительное затенение трав наблюдается на залесенных склонах северной и восточной экспозиций. Аналогичное влияние на величину транспирации растительностью в горах оказывает закрытость горизонта. В июле, например, поляны, расположенные на склонах восточных экспозиций, не освещаются солнцем с 15—17 ч.

Затененная лесом растительность представлена видами, транспирационные способности которых малы (папоротник). Величина испаряющей поверхности трав здесь не превышает 700—1000 см² на 500 см² поверхности почвы, т. е. в 1,5—2 раза меньше, чем на безлесных склонах. На больших полянах встречаются густые травы. Отсюда совершенно очевидно, насколько большое значение имеет местоположение почвенных испарителей, с помощью которых в настоящее время измеряется суммарное испарение с лесных полян.

Испаряющая поверхность растительности и испарение

При хорошем состоянии растительности на монолитах испарителей (или лизиметров), находящихся в одинаковых условиях и достаточном запасе влаги в почве, разность в их показаниях может достигать существенных значений. Основные причины, оказывающие влияние на показания испарителей, заключаются в разных запасах влаги в монолитах, виде и количестве раститель-

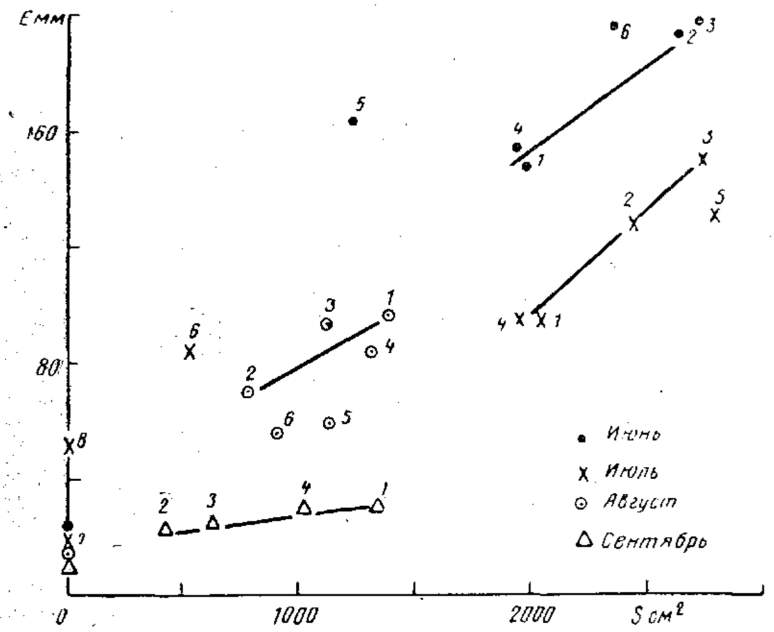


Рис. 1. Зависимость суммарного испарения (E *мм*) от площади листьев (S см²) на монолитах испарителей; горизонтальная площадка

ности на их поверхности. Первая причина особенно сказывается в районах с умеренным или недостаточным увлажнением, где почва насыщается влагой неравномерно распределенными по площади твердыми осадками. Влияние количества растений в испарителях на величину и режим суммарного испарения исследовалось на Горизонтальной, Северной и Северо-западной водобалансовых площадках.

На рис. 1 представлены зависимости между показаниями метровых (*1—4*) и полуметровых (*5—7*) испарителей и испаряющей поверхностью растительного покрова в пределах поверхности монолита.

На оси ординат нанесены значения физического испарения с испарителя без растительности, но с затененным монолитом.

Площадь листьев в мае, когда наблюдается активное развитие растительности, учесть практически невозможно, а если и возможно, то только за короткий период времени, не превышающий декаду.

К третьей декаде июня рост трав прекращается и площадь листьев достигает максимальной величины. Такая закономерность выявлена на всех экспозициях.

В период цветения растительности (июнь — июль) происходит частичное усыхание листьев нижнего яруса и отрастание их в верхнем ярусе. Общая же сумма площади листьев остается практически неизменной. Более активное отмирание листьев начинается в конце июля, а на северных экспозициях через месяц после указанного срока. В этот же период при наличии влаги в почве происходит отрастание молодых побегов, которые при благоприятных условиях развиваются до снежного покрова.

На Горизонтальной площадке (рис. 1) в испарителях *1, 2* и *3* произрастал пырей, в *4* — разнотравье с преимуществом пырея. Кроме упомянутых достоинств, пырей удобен еще и тем, что его стреловидные листья направлены веерообразно вверх и практически не затеняют друг друга. При затенении приземных листьев следовало бы ожидать зависимость $E=f(S)$ криволинейной с выпуклостью вверх [2].

На площадке Южная показания четырех метровых испарителей занижены из-за угнетенного состояния растительности. Перезарядка одного из испарителей в период активной вегетации растительности не привела к положительным результатам. Измеренное испарение лишь ориентировочно отражает действительную величину. Лизиметр площадью 2000 см^2 и высотой 1,0 м с естественным увлажнением монолита за период с 8 апреля по 8 октября показал величину 544 мм против 494 мм по испарителям. Растительность в лизиметре была достаточно репрезентативной окружающей местности. На Восточной воднобалансовой площадке по той же причине испарители несколько раз в сезон перезаряжались, но, несмотря на существенный запас влаги в почве, крупностебельчатые растения на монолитах оставались угнетенными.

Особо стоит отметить трудности, связанные с сохранением нужного количества растений на монолитах испарителей. Лишь при максимальном приближении состояния растительности на монолитах испарителей и вокруг них они давали сравнительно правильные показания. При близких величинах испаряющей поверхности растительности в естественных условиях и на монолитах испарителей показания последних принимались за истинные. При наличии разности в величинах испаряющей поверхности растительности в испарителях и естественных условиях производилась корректировка измеренного суммарного испарения. Достигалось это с помощью установленных на определенные периоды времени зависимостей $E=f(S)$ (рис. 1) и измеренной в эти же периоды времени испаряющей поверхности растительности в естественных

условиях. Предлагаемый метод оценки показаний почвенных испарителей дает возможность более уверенно интерполировать полученные величины суммарного испарения на идентичный воднобалансовой площадке склон.

Таблица 4

Суммарное испарение для участка или склона определенной экспозиции

Месяц	Средние величины испарения по показаниям испарителей, мм					Испаряющая поверхность растительности в естественных условиях, см²					Испарение, принятое в расчет, мм				
	Ю	Г	С	С—З	В	Ю	Г	С	С—З	В	Ю	Г	С	С—З	В
IV	72	65	0	—	—	—	—	0	—	—	72	65	0	—	—
V	102	125	39	66	72	—	—	—	—	—	(102)	(125)	39	66	—
VI	134	168	87	110	102	—	2100	1400	1750	—	(134)	158	82	95	—
VII	105	116	79	78	62	—	2000	1600	1700	—	(105)	98	90	88	—
VIII	61	84	78	70	44	—	1100	1400	1650	—	(61)	82	78	70	—
IX	27	26	42	32	16	—	—	—	—	—	(27)	26	42	32	—
Сумма	491	584	321	356	296	—	—	—	—	—	(491)	554	331	351	—

В табл. 4 приведены результаты рассчитанного испарения со склона, подобного воднобалансовой площадке.

Как видно из табл. 4, разница между рассчитанными величинами суммарного испарения на определенную испаряющую площадь растительности в естественных условиях и осредненными показаниями нескольких испарителей небольшая. Но это достигнуто только благодаря тому, что в испарителях стремились поддерживать столько растительности, сколько ее на такой же площади в естественных условиях.

Комбинированный способ измерения транспирации с залесенных бассейнов

Учитывая изложенные затруднения при измерении основной составляющей суммарного испарения — транспирации, была предпринята попытка сравнения двух методов измерения: почвенными испарителями и методом Иванова Л. А.

При положительной оценке метода Иванова открывается возможность измерения транспирации древесной и кустарниковой растительности, которая в рассматриваемом высотном поясе по занимаемой площади преобладает над травяной растительностью.

Для измерения транспирации тем и другим методом использовался один вид растительности — пырей, испаряющая поверхность которого во всех случаях принималась равной 2000 см² (табл. 5).

Согласно измерениям на Горизонтальной площадке ночное испарение составляет около 10% суточного. Транспирация, измеренная испарителями на приведенных площадках, рассчитывалась согласно соотношению физического испарения к суммарному (табл. 1).

Таблица 5

Транспирация, измеренная с помощью почвенных испарителей и методом Иванова

Метод измерения или расчета испарения	Горизонтальная	Северная	Северо-западная
Транспирация, измеренная методом Иванова за светлую часть суток (12 ч)	4,72	3,56	3,94
Суммарное испарение, определенное по испарителям (за сутки)	4,83	3,50	3,40
Суммарное испарение, измеренное испарителями за светлую часть суток	4,35	3,15	3,06
Транспирация, измеренная испарителями за светлую часть суток	3,48	2,54	2,74
Отношение величин транспирации за светлую часть суток, измеренных испарителями и методом Иванова	0,74	0,72	0,70

Если считать транспирацию, измеренную испарителями за истинную, то метод Иванова в солнечные дни завышает измеренные величины до 30%, а с учетом погрешностей в показаниях испарителей до 20%. Применяемые нами лизиметры с естественным увлажнением монолита за весь вегетационный период в большинстве случаев показали сезонную величину суммарного испарения на 8—10% больше, чем почвенные испарители. Увеличение площади монолита в лизиметре до 2000 см^2 могло только благоприятно сказаться на условиях развития растений.

К основным недостаткам метода Иванова относятся чрезмерная трудоемкость работ и ограниченность его применения в периоды малой транспирации растительностью. Но, поскольку для измерения транспирации древесной, кустарниковой растительностью и крупностебельчатыми травами, не приживающимися в почвенных испарителях, другого способа пока нет, а также с целью сохранения единой системы измерения суммарного испарения (почвенными испарителями или лизиметрами), транспирацию, определенную методом Иванова, видимо, целесообразно принимать в расчет с помощью коэффициента, выявляемого предложенным путем.

ВЫВОДЫ

1. В рассматриваемом высотном поясе (1500—2500 м) транспирация является основной составляющей в суммарном испарении. В период вегетации растительности она составляет около 80% суммарного испарения.

2. При измерении суммарного испарения необходимо учитывать доминирующие виды растительности и их транспирационные способности.

3. При оценке суммарного испарения с залесенных склонов следует отдельно учитывать транспирацию лесом и травяным покровом под пологом леса и на лесных полянах.

4. Показания почвенных испарителей или лизиметров зависят от испаряющей поверхности растительности на их монолитах. Учет ее на указанных установках и в естественных условиях дает основание интерполировать измеренные величины испарения на идентичные склоны.

5. Перезарядка почвенных испарителей или лизиметров в период вегетации растительности нежелательна.

6. Для выявления транспирации кустарником и лесом целесообразно пользоваться методом Иванова с учетом отклонений от показаний почвенных испарителей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бейдеман И. И., Наутова В. Н. Водный режим растений. М., «Наука», 1969.
2. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М., «Наука», 1964.
3. Будыко М. И., Тимофеева М. П. О методах определения испарения. — «Метеорология и гидрология», 1952, № 9.
4 Иванов Л. А. и др. О методе быстрого взвешивания для определения транспирации в естественных условиях. — Бот. журнал, 35, 1950, № 2.
5. Иванов Л. А. и др. Об определении транспирационного расхода древостоем. — Бот. журнал, 36, 1951, № 1.
6. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л, Гидрометеоиздат, 1968.
7. Литовченко А. Ф. Результаты исслсдований суммарного испарения транспирации и испаряемости на горных склонах в Заилийском Алатау. — Сб.: «Вопросы гидрологии горных районов». Алма-Ата, 1971.
8. Молчанов А. А. Гидрологическая роль леса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
9. Пенман Х. Л. Растения и влага. Перевод с английского Р. П. Струзера. Л., Гидрометеоиздат, 1968.
10. Руководство по производству наблюдений над испарением с почвы и снежного покрова. Л., Гидрометеоиздат, 1963.
11. Степанов Ф. В. Расход влаги еловым древостоем в средней части лесного пояса Кунгей Алатау. Научно-производственная конференция по вопросам интенсификации лесного хозяйства в Казахстане. Алма-Ата, 1965.
12. Соседов И. С., Филатова Л. Н. Летнее суммарное испарение в среднегорном поясе Заилийского Алатау и влияние на него экспозиции склонов.— Сб.: «Гидрофизические исследования в горных районах Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
13. Филатова Л. Н. Испарение под пологом леса тянь-шанской ели. Вестник АН КазССР № Н, Алма-Ата, 1971.

В. В. ГОЛУБЦОВ, А. Н. ЖИРКЕВИЧ

ВОДНЫЙ БАЛАНС ОЗ. БАЛХАШ И ДИНАМИКА ЕГО ЭЛЕМЕНТОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ПРИ ПРОВЕДЕНИИ В БАССЕЙНЕ ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕРОПРИЯТИЙ

Озеро Балхаш — одно из крупнейших в СССР. Среди озер азиатской части Союза оно занимает по величине третье место (после Аральского моря и Байкала). Площадь зеркала около 20 тыс. км^2, наибольшая глубина 26 м, длина озера 600 км, наибольшая ширина 71 км; объем воды, содержащийся в озере около 120 км^3.

Замкнутый Балхашский бассейн площадью 413 тыс. км^2 — обширная страна степей, песчаных полупустынь и пустынь, дельтовых болот и озер, окруженная по периферии высокими горными хребтами. Территорию бассейна дренируют реки Или, Каратал, Аксу, Лепса и Аягуз, питающие оз. Балхаш. Наиболее многоводной является река Или, сток которой составляет около 80% поверхностного притока в озеро и оказывает основное влияние на гидрологический и гидрохимический режим Балхаша. При впадении в озеро р. Или образует дельту (площадью около 8 тыс. км^2), развитие русловых процессов в которой также заметно сказывается на водном режиме этого бессточного водоема.

Балхашский бассейн располагает богатыми водными и земельными ресурсами. Суммарные ресурсы поверхностных вод бассейна равны 24,2 км^3, что составляет почти 35% всех водных ресурсов Казахстана. Реки, берущие начало с горных хребтов, в верхних зонах вследствие большого падения обладают значительной потенциальной энергией. В равнинной части бассейна наибольшими энергоресурсами располагает р. Или, которая протекая в засушливой зоне, может служить источником орошения земель. Основным потребителем водных ресурсов в бассейне оз. Балхаш является сельское хозяйство.

Земельный фонд Балхашского бассейна оценивается ориентировочно в 2 млн. га. Земель, пригодных для орошения, водообеспеченными числится около 1,4—1,5 млн. га.

Озеро Балхаш с прилегающей территорией дельты р. Или имеет большие возможности для развития рыбного хозяйства (в настоящее время дает около 124 тыс. ц рыбы в год), ондатровод-

ства (около 700 тыс. штук ондатровых шкурок в год); воды Западного Балхаша используются для водоснабжения промышленности. Территория дельты пригодна для размещения крупного товарного производства животноводческой продукции.

До последнего времени эффективность использования ресурсов бассейна была незначительна. Для орошения использовались в большей степени лишь притоки рек Или и Каратала. При этом общая площадь орошаемых земель в бассейне в настоящее время не превышает 500 тыс. га, т. е. около 25% пригодных к орошению земель.

Однако бурное развитие народного хозяйства Казахстана влечет за собой интенсивное хозяйственное освоение территории Балхашского бассейна и использование его водных и земельных ресурсов.

В 1971 г. на р. Или создан комплексный Капчагайский гидроузел с водохранилищем многолетнего регулирования емкостью 28 км^3, с гидроэлектростанцией, проектная мощность которой составляет 434 тыс. кВт.

Намечается широкая программа развития орошаемого земледелия в бассейнах р. Или и рек, впадающих в Восточный Балхаш. По предварительным данным Казгипроводхоза безвозвратные отъемы в бассейне озера к 1985 г. могут достигнуть 2 км^3 в год, что составляет около 12% среднего стока в Балхаш, а к 2000 г.— 7 км^3, т. е. около 50% среднего годового стока. Для обеспечения народного хозяйства водой в надлежащем количестве и качестве необходимо осуществление ряда гидротехнических мероприятий: создание водохранилищ, строительство каналов, водозаборных сооружений, трубопроводов. Эти мероприятия не могут осуществляться без долгосрочных планов комплексного использования и охраны водных ресурсов. При этом вторая часть проблемы — охрана ресурсов имеет исключительно важное значение, так как осуществление гидротехнических мероприятий в широком масштабе носит природопреобразующий характер. В связи с этим потребуется всесторонняя оценка всех последствий гидротехнического строительства. Актуальность этой стороны использования природных ресурсов подчеркнута в постановлении 4-й Сессии Верховного Совета СССР в сентябре 1972 г. «О мерах по дальнейшему улучшению охраны природных ресурсов».

Рост потребления воды, главным образом в сельском хозяйстве, осуществление водохозяйственных мероприятий в бассейне Балхаша неминуемо приведут к изменению сложившихся водобалансовых соотношений, изменению водного и солевого балансов и режима самого озера, являющегося ценным природным и важным народнохозяйственным объектом.

Предвидение всех изменений, которые произойдут в будущем в водном балансе озера имеет чрезвычайно важное значение для разработки плана рационального использования водных ресурсов, к составлению которого приступил Казахский филиал Гидропроекта в составе первого этапа «Схемы комплексного использования

и охраны водных и земельных ресурсов р. Или и оз. Балхаш».

Основой научного предвидения изменений водного и гидрохимического режима Балхаша является четкое представление о соотношениях отдельных компонентов водного баланса и закономерностях его формирования.

Водный баланс оз. Балхаш в естественных условиях

Гидрологический режим и водный баланс оз. Балхаш неоднократно описывался и оценивался различными научно-исследовательскими и проектными организациями. Подробный анализ исследований и расчетов современного водного баланса приведен в работах [8, 12, 20, 25 и др.]. В настоящей работе сделана попытка рассмотреть возможности составления водного баланса с использованием эмпирических приемов, основанных на положениях современной теории динамических систем управления [16].

Рассмотрим основные особенности режима и закономерности формирования водного и солевого баланса озера.

Озеро Балхаш является бессточным водоемом, гидрологический режим которого полностью зависит от многолетних и сезонных колебаний климатических и гидрологических величин в его бассейне. Наряду с долгопериодическими колебаниями климатических факторов и авторегулированием потерь на испарение с изменением уровня и площади водоема особое место в формировании водного баланса занимают потери в дельте р. Или.

Русловые процессы в дельте р. Или, обусловливающие изменчивость гидрографической сети и в большой степени определяющие величину потерь, могут привести к дополнительным существенным изменениям приходной части баланса озера.

Одной из отличительных особенностей озера является четкое разделение его на две части: Западную и Восточную, соединяющиеся проливом Узун-Арал. Это не только морфометрическая особенность Балхаша, но и особенность его гидрологического и гидрохимического режима. Большее поступление поверхностного притока к западной части, очевидно, обусловливает постоянный переток воды через пролив в Восточный Балхаш. Величина перетока оценивается воднобалансовыми расчетами в 1,5—2,0 км³ в год.

Эта особенность формирования водного баланса частей озера и опресняющее действие р. Или в Западном Балхаше создают неоднородность минерализации и химсостава воды по акватории. Вода в западной части пресная — от 1,1 до 2 г/л, а в восточной — соленая от 2 до 5 г/л при средней минерализации воды в озере 2,6 г/л.

Исключительно интересен, не нашедший еще до настоящего времени строго аргументированного объяснения, гидрохимический режим и солевой баланс водоема. Особенности формирования солевого баланса таковы, что запас растворенных солей в озере колеблется очень мало. За период наблюдений с 1929 г. накопления солей в озере практически не произошло, хотя по данным гидро-

химического института в озеро поступает 8—9 млн. т солей в год. Гидрохимическая съемка 1970 г. показала, что в озере содержится около 300 млн. т растворенных солей, т. е. такой объем, который при указанных поступлениях мог бы сформироваться всего лишь за 35—40 лет. В расходной части солевого баланса наиболее обоснованным является расход солей, связанный с разложением карбонатных соединений. По поводу других статей расхода практически ничего неизвестно (потеря стока на фильтрацию в берега и отшнуровывающиеся заливы). Эти статьи расхода изменяются в широких пределах в зависимости от принятой минерализации и объема подземного притока и не увязываются с водным балансом.

Современный водный баланс оз. Балхаш (средний за период 1911—1969 гг. до начала наполнения Капчагайского водохранилища) складывается из элементов, приведенных в табл. 1. Период

Таблица 1

Водный баланс оз. Балхаш за многолетний период 1911—1969 гг.

Составляющие водного баланса	Объем, км³	Слой воды, мм	% от общего объема прихода и расхода
Приход			
Поверхностный приток рек (без потерь в дельтах)	17,89	972	83
Подземный приток	0,80	43	3,7
Осадки	2,87	154	13,3
Сумма приходных компонентов	21,56	1169	100
Расход			
Испарение	17,83	964	80,7
Потери в дельте р. Или	4,24	230	19,3
Сумма расходных компонентов	22,07	1194	100
Изменение объема воды в озере	—0,50	—22,5	—
Невязка баланса	—0,01	—1,6	—
ВСЕГО	21,56	1169	

Примечание. Средняя площадь озера 18 515 км², средний уровень 342,10 м абс.

с 1911 по 1969 г. включает период спада и стабилизации уровня на низких отметках, а также период подъема и стабилизации уровня на высоких отметках (рис. 1).

Уравнение водного баланса оз. Балхаш для годовых отрезков времени имеет следующий вид:

$$W_{\text{пов.пр}} + W_{\text{подз}} + W_{\text{ос}} - W_{\text{ис}} - W_{\text{пот}} = \pm \Delta W. \quad (1)$$

или

$$W_{\text{пов.пр}} - W_{\text{к}} = \pm \Delta W, \quad (2)$$

где

$$W_{\text{к}} = W_{\text{ис}} + W_{\text{пот}} - W_{\text{ос}} - W_{\text{подз}}. \quad (3)$$

$W_{\text{пов-пр}}$ — суммарный поверхностный приток без учета потерь в дельте реки Или; $W_{\text{подз}}$ — подземный приток; $W_{\text{ос}}$ — атмосферные осадки, выпадающие на поверхность озера; $W_{\text{пот}}$ — потери в дельте р. Или.

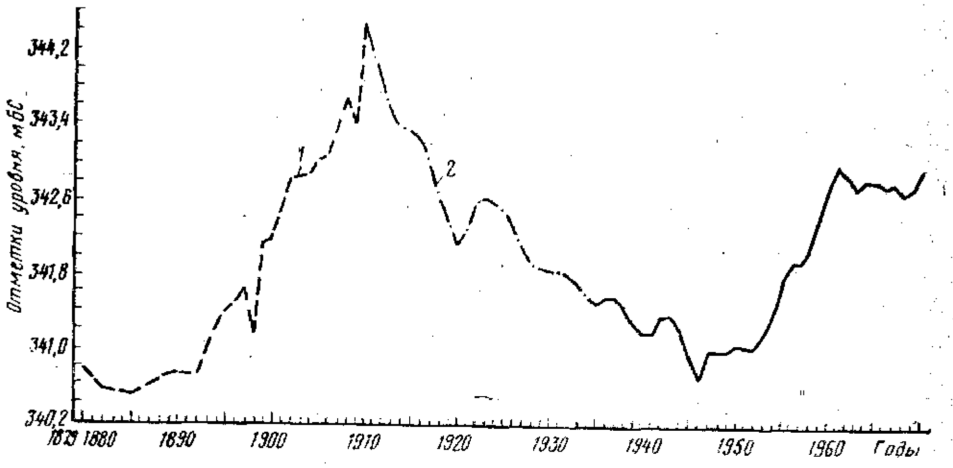


Рис. 1. График колебания уровня оз. Балхаш за 1879—1970 гг.:
1 — ориентировочные значения, *2* — восстановленные

При современном состоянии изученности отдельных элементов водного баланса можно считать, что в уравнении (1) надежно определяются лишь два компонента. Это поверхностный приток без потерь в дельте р. Или и изменение запасов воды в озере или приращение объема, характеристикой которого служит колебание уровня (при заданных морфометрических характеристиках зависимости объема воды в озере от его уровня, уточнение которых сделано в Казгидропроекте [8] на новом картографическом материале). Остальные элементы: испарение с поверхности озера, потери в дельте р. Или, подземный приток и осадки можно отнести к недостаточно изученным или недостаточно точно определяемым составляющим водного баланса.

В связи с этим при исследовании динамики и расчетах элементов водного баланса как для естественных условий, так и при проведении водохозяйственных мероприятий в бассейне, оказалось эффективным использовать методы современной теории динамических систем управления. Применение указанной теории к анализу гидрологических систем содержится в работах [7, 14] и одного из авторов (см. статью В. В. Голубцова в настоящем сборнике).

Проведенные исследования [7, 8] показали, что в уравнении водного баланса величина $W_{\text{к}}$, распределенная по поверхности озера (в миллиметрах), является довольно устойчивой и может быть использована при расчете (прогнозе) уровня бессточных водоемов с помощью выражения (2). Она может быть рассчитана по средним многолетним значениям элементов водного баланса

($W_{ис}$, $W_{ос}$, $W_{подз}$, $W_{пот}$), а также путем подбора исходя из условий наилучшего соответствия измеренных и рассчитанных уровней воды (рис. 2).

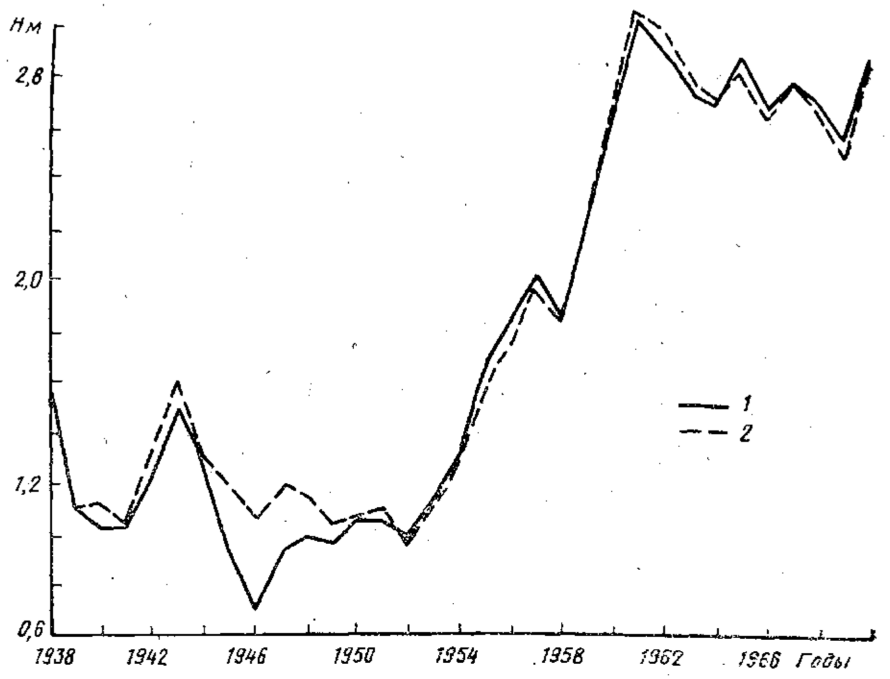


Рис. 2. Сопоставление измеренных (*1*) и рассчитанных (*2*) уровней оз. Балхаш за период с 1938 по 1970 г.

Устойчивость $W_к$ в отдельные годы обусловлена взаимной компенсацией величин элементов водного баланса. Так, в маловодные годы увеличивается испарение, уменьшаются осадки, выпадающие на поверхность озера, уменьшаются потери в дельте р. Или и, по-видимому, несколько уменьшается подземный приток. В многоводные годы наблюдаются обратные соотношения. Следует отметить, что величина $W_к$ может быть принята постоянной для длительного периода только в том случае, если колебания элементов водного баланса являются стационарными случайными процессами. Однако эти условия не всегда выполняются. Так, для водного баланса оз. Балхаш изменение потерь в дельте р. Или за период 1911—1970 гг., как показано в работах [8, 23], не является стационарным случайным процессом. Нестационарность этого процесса проявляется в различном характере зависимости и потерь в дельте р. Или от величины притока к ее вершине за различные периоды. Проведенные исследования показывают, что при отсутствии учета нестационарности потерь в дельте погрешности в определении уровня, в отдельных случаях могут достигать 50—60% амплитуды их колебаний.

Изменение уровня. При расчете водного баланса за период 1934—1966 гг. приняты начальные уровни (на 1 января), приведенные в работе Т. Искендирова [9]. За 1967—1970 гг. они подсчитаны авторами по методике, изложенной в указанной работе. При определении начальных уровней в основном использовались данные четырех водомерных постов: ст. Чиганак, г. Балхаш (ПБС), о. Алгазы и с. Карашиган. Начальные уровни за период 1911—1933 гг. восстановлены с помощью уравнения (2), т. е. по данным о величине поверхностного притока в озеро. При определении начальных уровней за указанный период была использована величина $W_к$=1045 мм, характеризующая соотношение (3) при повышенном значении потерь в дельте р. Или.

Восстановление уровней производилось методом последовательных приближений по программе, составленной для ЭЦВМ «Проминь-2». При расчете начальный уровень 1911 г. подбирался таким, чтобы рассчитанный и фактический уровень на 1 января 1934 г. практически совпали. В результате расчетов восстановленный начальный уровень 1911 г. принят равным 344,22 м. абс. В работе К. В. Курдюкова [13] отметка уровня 1909—1910 гг., восстановленная по геоморфологическим данным, принята равной 344,5 м абс. По мнению Курдина [11], отметку максимального среднегодового уровня оз. Балхаш за период 1908—1910 гг. следует принять равной 344,7 м абс. Учитывая, что после 1909—1910 гг. уровень озера понижался [24], можно полагать, что отметка восстановленного нами начального уровня 1911 г. (344,22 м абс) является достаточно обоснованной. Этот вывод можно отнести и к начальным уровням за период 1911—1933 гг. Начальные уровни за рассматриваемый период (1911—1970 гг.) приведены в графе 2 табл. 4. Кроме этого, в этой таблице (графа 1) приведены среднегодовые уровни озера у г. Балхаш (ПБС).

За период 1911—1933 гг. среднегодовые уровни восстановлены по связи среднегодовых уровней и средних из уровней в начале и конце года. Многолетний ход уровня оз. Балхаш показан на рис. 1. За период 1879—1910 гг. уровни приведены по данным работ [11, 18].

Поверхностный приток. Величина поверхностного притока в оз. Балхаш (без учета потерь в дельте р. Или и низовьях рек, впадающих в его восточную часть) определялась путем суммирования стока в створах р. Или — 37 км ниже раб. пос. Или, р. Каратал — с. Раздольное, р. Лепса — подхоз. Лепсы, р. Аксу — центр. база совх. Кызылтан и р. Аягуз — пос. Каратас. Сток р. Или принят по данным, приведенным в Справочнике «Ресурсы поверхностных вод СССР» [18] и гидрологических ежегодниках. Восстановление значений стока рек, впадающих в восточную часть озера, за годы с отсутствием наблюдений выполнены в отделе гидропрогнозов Казахского НИГМИ. Результаты расчетов приведены в табл. 2, 3.

Величина суммарного поверхностного притока в оз. Балхаш (без учета потерь в дельте р. Или) может быть определена по

Таблица 2

Среднегодовые расходы воды рек, впадающих в Восточный Балхаш, м³/сек

Год	Река — пункт				Суммарный
	Каратал— с. Раздольное	Лепса— подхоз Лепсы	Аксу— база совхоза Кызылтан	Аягуз— с. Каратас	
1937	(56,8)	17,4	(4,80)	(0,9)	80
1938	(40,0)	10,8	(1,82)	(0,0)	53
1939	(54,9)	13,9	(7,50)	(0,0)	76
1940	(54,0)	15,6	(6,46)	(0,0)	76
1941	(80,0)	25,6	(11,1)	(1,2)	118
1942	(82,6)	24,2	(11,8)	(0,1)	119
1943	(49,7)	11,0	(5,22)	(0,2)	66
1944	(42,0)	7,84	5,30	(2,21)	57
1945	(40,3)	6,32	3,02	(2,15)	52
1946	(73,0)	22,0	(7,72)	(2,72)	105
1947	(62,0)	(18,4)	(5,61)	(3,58)	90
1948	(58,0)	16,6	(6,80)	(1,10)	82
1949	(61,0)	20,9	8,92	(5,7)	96
1950	(57,0)	19,6	9,51	(0,61)	87
1951	(51,6)	14,9	7,61	(0,0)	74
1952	(97,0)	28,8	14,7	(1,42)	142
1953	(64,5)	23,5	11,7	(2,58)	102
1954	(65,2)	23,1	9,42	(5,9)	104
1955	(72,6)	26,9	10,1	(0,1)	110
1956	(68,5)	22,2	9,17	(0,8)	101
1957	(42,1)	13,1	4,07	(2,0)	61
1958	(96,3)	35,6	14,0	(13,4)	159
1959	(96,3)	43,1	17,4	(2,3)	159
1960	(100)	44,6	16,4	(8,46)	169
1961	(60,3)	25,5	5,42	7,11	98
1962	(53,0)	19,5	5,83	4,14	82
1963	59,9	21,7	3,34	0,46	85
1964	90,8	31,6	12,6	(4,8)	140
1965	37,0	14,4	0,34	0,051	52
1966	84,3	43,3	17,7	6,29	152
1967	54,4	28,4	6,01	(0,0)	89
1968	58,0	(16,0)	6,00	(0,0)	90

Примечание. В скобках значения восстановлены.

известному значению суммарного стока в створах р. Или — 37 км ниже раб. пос. Или, р. Каратал — с. Уш-Тобе, р. Лепса — подхоз. Лепсы и р. Аксу — с. Джансугурово с помощью следующей зависимости:

$$W_{\text{пов.пр}} = 0{,}96\,W_{\text{сум}} + 0{,}50, \qquad (4)$$

где $W_{\text{сум}}$ — суммарный сток в указанных выше створах, км³; $W_{\text{пов.пр}}$ — поверхностный приток к озеру без учета потерь в дельте р. Или, км³.

Атмосферные осадки. Средняя многолетняя величина атмосферных осадков, выпадающих на поверхность оз. Балхаш,

Таблица 3

Годовые объемы (км³) стока рек, впадающих в Восточный Балхаш, и р. Или без учета потерь в дельте за период 1911—1969 гг.

№ п/п	Год	Суммарный сток рек Каратал, Лепса, Аксу, Аягуз	Сток р. Или в вершине дельты	№ п/п	Год	Суммарный сток рек Каратал, Лепса, Аксу, Аягуз	Сток р. Или в вершине дельты
1	1911	2,70	14,0	31	1941	3,72	19,0
2	1912	2,30	13,1	32	1942	3,75	17,6
3	1913	2,70	14,4	33	1943	2,08	11,0
4	1914	3,70	16,5	34	1944	1,80	13,5
5	1915	4,40	18,2	35	1945	1,64	13,3
6	1916	2,56	14,8	36	1946	3,31	15,8
7	1917	1,80	11,9	37	1947	2,84	13,5
8	1918	1,19	10,8	38	1948	2,59	12,9
9	1919	2,75	14,2	39	1949	3,03	14,2
10	1920	2,29	13,1	40	1950	2,74	14,6
11	1921	6,60	23,2	41	1951	2,36	12,3
12	1922	4,30	17,8	42	1952	4,48	15,1
13	1923	3,15	15,3	43	1953	3,22	14,1
14	1924	3,10	17,3	44	1954	3,28	17,0
15	1925	2,80	14,5	45	1955	3,47	15,0
16	1926	2,06	12,0	46	1956	3,18	16,7
17	1927	1,95	12,2	47	1957	1,92	11,7
18	1928	3,50	16,1	48	1958	5,01	18,4
19	1929	3,40	13,5	49	1959	5,01	21,1
20	1930	3,90	14,0	50	1960	5,33	19,8
21	1931	3,90	17,6	51	1961	3,09	13,2
22	1932	2,20	13,2	52	1962	2,59	11,7
23	1933	2,10	12,3	53	1963	2,68	13,0
24	1934	3,45	16,2	54	1964	4,42	15,6
25	1935	2,70	14,6	55	1965	1,64	11,8
26	1936	2,50	16,7	56	1966	4,79	15,4
27	1937	2,53	16,4	57	1967	2,81	12,3
28	1938	1,67	11,5	58	1968	2,53	11,3
29	1939	2,40	15,0	59	1969	6,20	19,4
23	1940	2,40	13,4		Среднее	3,16	14,8

определенная по карте, приведенной в работе [15], составляет около 150 мм. Для определения количества осадков за отдельные годы использовались данные трех береговых (Чиганак, Куйган, Балхаш) и одной островной (Алгазы) гидрометеорологических станций, имеющих довольно продолжительные ряды наблюдений. За период 1946—1966 гг. данные наблюдений за осадками по этим станциям были исправлены в Алмаатинском ГМО в соответствии с рекомендациями ГГИ и ГГО. Исправленные значения средних осадков по четырем станциям за 1934—1945 гг. получены следующим образом. За период 1946—1966 гг. был построен график связи исправленных и неисправленных значений средних осадков по четырем станциям. Полученная зависимость оказалась достаточно тесной. Она была использована для определения исправленных значений годовых осадков за 1934—1945 и 1967—

1970 гг. Годовые суммы осадков, выпадающих на поверхность оз. Балхаш за 1911—1933 гг., были восстановлены путем использования приближенной зависимости исправленных осадков за 1946—1966 гг. и их неисправленных значений по метеорологической ст. Алма-Ата, имеющей продолжительный ряд наблюдений.

Следует отметить, что вопрос введения поправок на недоучет осадков осадкомерными приборами окончательно методически не разработан, поэтому использование полученных величин осадков в воднобалансовых расчетах может привести к некоторым погрешностям.

Подземный приток является одной из наиболее сложных и наименее обоснованных статей приходной части водного баланса. В расчетах водного баланса величина подземного притока принята по данным Института гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР в размере 0,8 км³ в год. В ранее выполненных этим институтом проработках величина подземного притока составляла 0,27 км³ [1].

Способы оценки подземного притока в оз. Балхаш, изложенные в работе [2], выполнены на основе использования недостаточно надежных исходных данных и, по-видимому, требуют дальнейшего уточнения. Выполненные нами расчеты с использованием гидрологического метода, описанного в [2], показали, что при уточненных морфометрических зависимостях и принятых исходных данных поверхностного притока (табл. 3) величина подземной составляющей может быть получена в виде оттока из озера в размере 0,24 км³ в год.

Таким образом, на современной стадии изученности гидрогеологических условий Прибалхашья величина подземного притока может оцениваться лишь весьма приближенно. В водном балансе озера доля подземного притока составляет всего лишь 3,7% приходной части баланса, однако исключительно важную роль подземный приток играет в формировании гидрохимического режима водоема. Поступление солей с подземным притоком почти полностью определяет запас солей в озере, находящихся в растворенном состоянии [20]. Это объясняется небольшой долей гидрокарбонатных соединений кальция и магния в подземных водах.

Уточнение величины подземного притока имеет важное значение для расчетов солевого баланса оз. Балхаш и для увязки водного и солевого баланса.

Испарение. За период наличия метеорологических наблюдений в районе озера (1937—1970 гг.) испарение рассчитано по методике, рекомендуемой «Указаниями по расчету испарения с водной поверхности» [21]. Расчеты испарения выполнены в отделе гидрологии Казахского филиала Гидропроекта на ЭЦВМ «Минск-22» [8]. Испарение за холодный период определялось по формуле, учитывающей дефицит влажности воздуха [19]. Значения испарения за 1911—1936 гг. восстановлены путем использования связи испарения с поверхности оз. Балхаш и температуры воздуха за

теплый период года по метеорологической ст. Алма-Ата для периода параллельных наблюдений 1937—1970 гг.

Средняя величина испарения за 1937—1969 гг., определенная по [21], оказалась равной 977 мм. В период стабилизации уровня при низких отметках (1939—1953 гг.) — 1009 мм, за период подъема и стабилизации уровня при высоких отметках (1958—1969 гг.) величина испарения составляет 933 мм. Исследования, выполненные А. П. Браславским [3], показывают, что эти величины, по-видимому, являются несколько заниженными. По расчетам А. П. Браславского и С. Н. Нургалиева [4, 17] средняя многолетняя величина испарения с поверхности оз. Балхаш может быть принята равной 1050 мм. Тогда значения испарения за 1939—1953 гг. и 1958—1969 гг. также увеличатся пропорционально средним многолетним значениям и соответственно составят 1085 и 1000 мм.

В связи с тем, что формула для расчета испарения с водной поверхности, полученная Браславским и Нургалиевым [4], еще не нашла широкого практического применения [10], при составлении водного баланса оз. Балхаш были использованы данные по испарению, полученные в работе [8].

Во многих работах, посвященных расчету водного баланса оз. Балхаш [9, 25], величина испарения с поверхности воды определялась как остаточный член в уравнении водного баланса. Следует согласиться с Курдиным и др. [12], что в связи с большой погрешностью определения подземного притока и потерь в дельте р. Или такой способ представляется для условий оз. Балхаш неприемлемым.

Выполненные нами исследования показали, что колебание величины испарения, вычисленной по уравнению водного баланса, не увязывается с изменением температуры воздуха и дефицита влажности в многолетнем разрезе. И наоборот, изменение величин испарения, рассчитанных по формуле, четко соответствует многолетнему ходу атмосферных засух, являющихся, по определению А. С. Утешева [22], абсолютным критерием засушливости климата. Построенные графики связи вычисленного испарения и числа дней с атмосферными засухами в районе оз. Балхаш имеют сравнительно высокий коэффициент корреляции 0,82—0,85.

Необходимо отметить, что различные приемы позволяют получить среднемноголетнюю величину испарения в достаточно широком диапазоне значений от 950 до 1050 мм.

Потери в дельте р. Или. В водном балансе оз. Балхаш потери в дельтах рек можно рассматривать условно, для удобства расчетов как расходный элемент баланса, принимая поверхностный приток в озеро по стоку к вершинам дельт рек Или, Каратал и Аксу. Потери стока в низовьях рек Каратал и Аксу по данным Ленинградского отделения Гидропроекта невелики и оцениваются соответственно в 57 и 63 млн. м^3. Эти величины соизмеримы с точностью определения потерь в дельте р. Или, и поэтому при составлении водного баланса озера не учитывалось. По раз-

личным оценкам [6, 12] средняя величина потерь стока в дельте р. Или колеблется от 3 до 6 км³.

В работе [8] потери в дельте р. Или рекомендуется определять по зависимости их величины от объема притока к вершине дельты (рис. 3, кривая *1*). Указанная зависимость получена за период имеющихся наблюдений в дельте с 1957 по 1960 и с 1968—1970 гг. При построении этой зависимости введены поправки на недоучет гидрометрическими створами стока, поступающего в озеро через тростник. Следует отметить, что величина этих поправок обоснована недостаточно.

В работе [8] показано, что в условиях исключительной изменчивости гидрографической сети дельты зависимость потерь от объема стока к вершине дельты не может быть однозначной, поэтому для периодов, неосвещенных гидрометрическими измерениями, такие зависимости (рис. 3, кривые *2, 3*) установлены приближенно на основании воднобалансовых расчетов. Принимая величину подземного притока постоянной и равной 0,8 км³ и располагая сведениями о величинах испарения и осадков, можно по уравнению (3) рассчитать среднюю величину потерь в дельте при низком стоянии уровней (1939—1953 гг.). Исходя из наилучшего соответствия фактических и рассчитанных уровней (рис. 2), для этого периода была получена величина $W_к$ = = 1045 мм. Подставив в уравнение (3) средние значения элементов водного баланса за этот период ($W_{ис.}$ = = 1033 мм; $W_{ос.}$ = = 148 мм и $W_{под.пр}$ = = 50 мм), получим $W_{пот}$ = 234 мм или в объеме 3,9 км³ (при средней площади озера, равной 16 660 км²). Потери, определенные по зависимости (рис. 3, кривая *1*) составляют 3,0 км³. Таким образом, при том же притоке к вершине дельты зависимость для определения потерь для периода 1933—1953 гг. должна проходить в среднем на 0,9 км³ выше зависимости *1* (рис. 3). Исходя из этого условия, было установлено положение зависимости для определения потерь в период низкого стояния уровней озера (рис. 3, кривая *2*). При увязке баланса установлено, что при том же притоке к вершине дельты потери в 1911—1933 гг. были в среднем примерно на

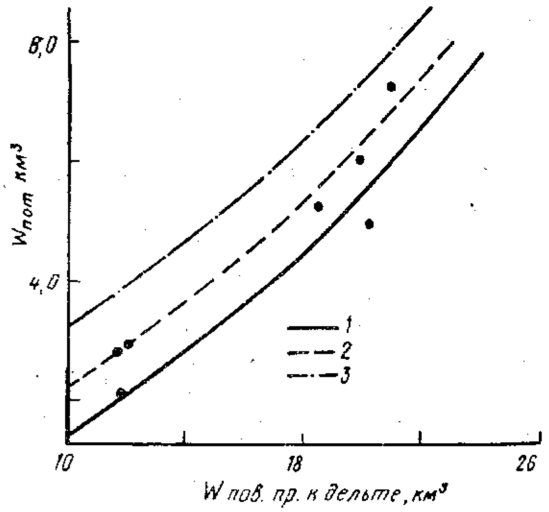


Рис. 3. Графики связи потерь стока в дельте р. Или и стока в вершине дельты за периоды:
1 — 1954—1969 гг.; *2* — 1934—1953 гг.; *3* — 1911—1933 гг.

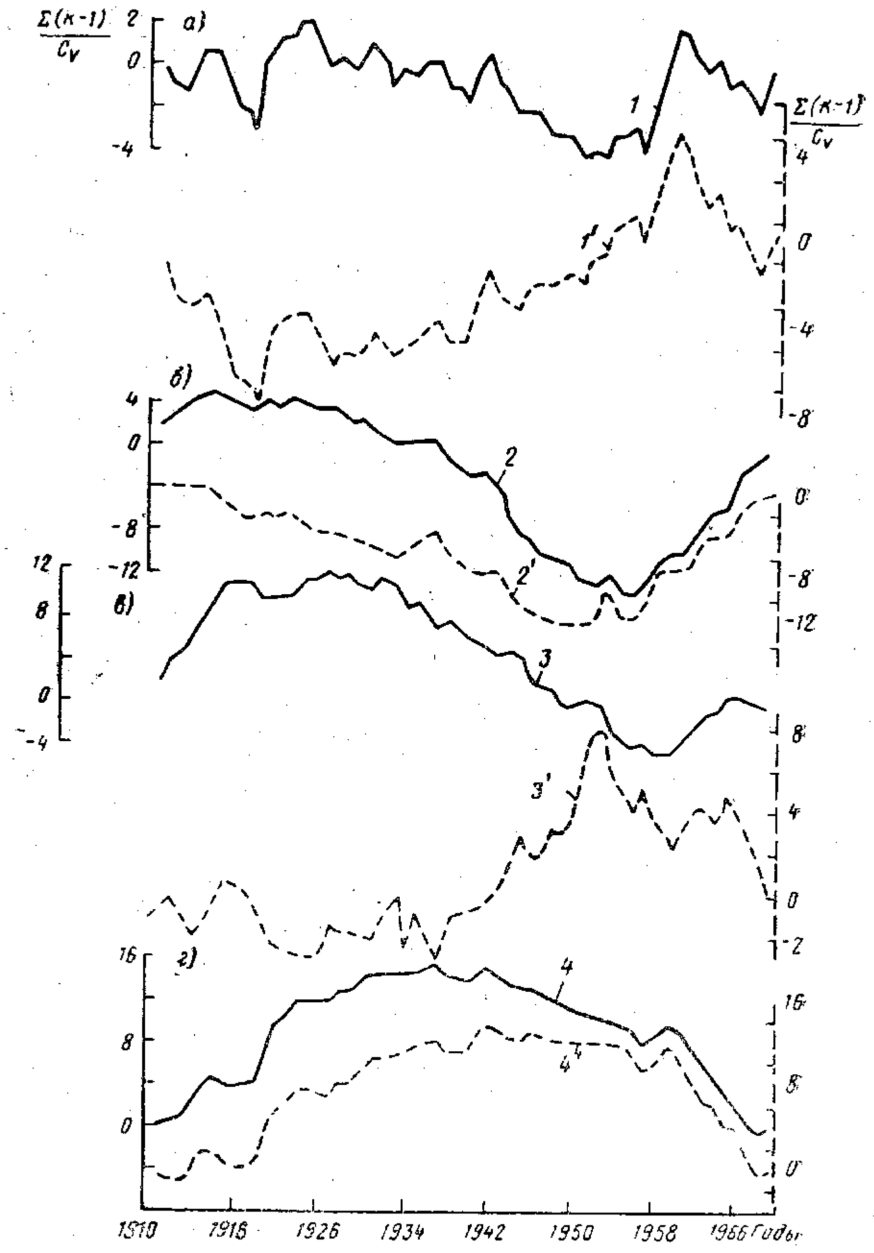


Рис. 4. Интегральные кривые $\frac{\Sigma (K-1)}{C_v}$ элементов водного баланса оз. Балхаш:

а — приток воды в оз. Балхаш (без потерь в дельте р. Или), *б* — осадки на поверхность озера, *в* — испарение с поверхности озера, *г* — потери в дельте р. Или; *1—4* — в кубических километрах, *1'—4'* — в миллиметрах

Год	Среднегодовой уровень, см	Уровень, (см) на 1/I	Площадь, км²	Сток р. Или — 37 км ниже раб. пос. Или	Приход							
					суммарный сток рек в озеро (без потерь в дельте р. Или)		осадки на поверхность озера		подземный приток		всего	
					км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм
1911	(413)	(422)	22616	14,0	16,70	738	3,73	(165)	0,8	35	21,23	938
1912	(381)	(392)	21957	13,1	15,40	701	3,40	(155)	0,8	36	19,60	892
1913	(352)	(358)	21356	14,4	17,10	801	3,29	(154)	0,8	38	21,19	992
1914	(336)	(334)	21025	16,5	20,20	961	3,26	(155)	0,8	38	24,26	1154
1915	(334)	(326)	20984	18,2	22,60	1077	3,15	(150)	0,8	38	26,55	1265
1916	(325)	(330)	20798	14,8	17,36	835	3,06	(147)	0,8	38	21,22	1020
1917	(297)	(309)	20218	11,9	13,70	678	2,59	(128)	0,8	40	17,09	846
1918	(258)	(273)	19411	10,8	11,99	618	2,72	(140)	0,8	41	15,51	799
1919	(230)	(231)	18531	14,2	16,95	901	2,40	(127)	0,8	42	20,15	1070
1920	(213)	(217)	18479	13,1	15,39	833	3,16	(171)	0,8	43	19,35	1047
1921	(230)	(197)	18831	23,2	29,80	1583	2,92	(155)	0,8	42	33,52	1780
1922	(262)	(252)	19493	17,8	22,10	1134	2,71	(139)	0,8	41	25,61	1314
1923	(232)	(261)	19493	15,3	18,45	947	3,33	(171)	0,8	41	22,58	1159
1924	(259)	(252)	19431	17,3	20,40	1051	2,80	(144)	0,8	41	24,00	1236
1925	(252)	(254)	19286	14,5	17,30	897	2,51	(130)	0,8	41	20,61	1068
1926	(230)	(239)	18831	12,0	14,06	747	2,73	(145)	0,8	42	17,59	934
1927	(203)	(210)	18272	12,2	14,15	775	2,81	(154)	0,8	44	17,76	973
1928	(192)	(184)	18080	16,1	19,60	1084	2,86	(158)	0,8	44	23,26	1286
1929	(190)	(189)	18048	13,5	16,90	937	2,60	(144)	0,8	44	20,30	1125
1930	(184)	(179)	17951	14,0	17,90	997	2,94	(164)	0,8	45	21,64	1206
1931	(190)	(176)	18048	17,6	21,50	1192	2,27	(126)	0,8	44	24,57	1362
1932	(185)	(192)	18032	13,2	15,40	855	2,63	(146)	0,8	44	18,83	1045
1933	(169)	(174)	17708	12,3	14,40	813	2,32	(131)	0,8	45	17,52	989
1934	158	152	17530	16,2	19,65	1121	3,16	180	0,8	46	23,61	1347
1935	151	163	17416	14,6	17,30	994	2,93	168	0,8	46	21,03	1208
1936	160	148	17562	16,7	19,20	1093	2,92	166	0,8	46	22,90	1304
1937	161	158	17578	16,4	18,93	1076	2,71	154	0,8	46	22,44	1276
1938	150	158	17400	11,5	13,20	759	2,30	132	0,8	46	16,30	937
1939	127	110	16963	14,9	17,32	1021	2,00	118	0,8	47	20,12	1186
1940	118	104	16792	13,4	15,78	940	2,40	143	0,8	48	18,98	1131
1941	119	105	16811	19,0	22,68	1348	2,59	154	0,8	48	26,07	1550
1942	140	125	17210	17,6	21,36	1241	2,81	163	0,8	46	24,97	1450
1943	141	150	17229	11,0	13,04	755	2,40	140	0,8	46	16,24	942
1944	127	131	16963	13,5	15,31	903	1,73	102	0,8	47	17,84	1052
1945	97	98	16378	13,3	14,93	912	2,00	122	0,8	49	17,73	1083
1946	70	73	15730	15,8	19,09	1214	2,58	164	0,8	51	22,47	1429
1947	103	94	16507	13,5	16,32	988	2,23	135	0,8	48	19,35	1171
1948	104	99	16526	12,9	15,50	938	2,48	160	0,8	48	18,78	1136
1949	102	97	16488	14,2	17,23	1045	2,75	167	0,8	48	20,78	1260
1950	107	106	16583	14,6	17,36	1047	2,22	134	0,8	48	20,38	1228
1951	106	106	16564	12,3	14,58	880	2,65	160	0,8	48	18,03	1088
1952	104	100	16526	15,1	19,53	1181	2,58	156	0,8	48	22,91	1385
1953	118	115	16792	14,1	17,32	1031	3,48	207	0,8	48	21,60	1286
1954	142	131	17248	17,0	20,25	1173	2,88	167	0,8	46	23,93	1386
1955	178	168	17854	14,9	18,40	1030	2,04	114	0,8	44	21,21	1189
1956	195	185	18129	16,7	19,84	1094	2,54	140	0,8	44	23,18	1278
1957	196	202	18145	11,7	13,58	749	3,52	194	0,8	44	17,90	987
1958	211	184	18438	18,3	23,31	1265	4,13	224	0,8	43	28,24	1532

за отдельные годы

Таблица 4

Расход						Приращение объема		Расход с учетом приращения объема		Невязка баланса	
испарение с поверхности озера		потери в дельте р. Или		всего							
км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм
20,81	920	4,72	207	25,53	1128	—6,9	—305	18,63	823	2,60	115
21,74	990	4,35	198	26,09	1188	—7,2	—328	18,89	860	0,71	32
18,69	875	4,88	229	23,57	1104	—5,1	—239	18,47	865	2,72	127
19,87	945	5,77	274	25,64	1219	—1,7	—81	23,94	1138	0,32	16
20,77	990	6,54	312	27,31	1302	0,8	38	28,11	1340	—1,56	—7,5
21,75	1046	5,03	243	26,78	1289	—4,5	—217	22,28	1072	—1,05	—52
20,82	1030	3,90	193	24,72	1223	—7,1	—351	17,62	872	—0,53	—26
18,34	945	3,50	180	21,84	1125	—8,0	—412	13,84	713	1,66	86
18,17	965	4,80	255	22,97	1220	—2,8	—149	20,17	1071	—0,02	—1
16,54	895	4,35	235	20,89	1130	—3,7	—200	17,19	930	2,16	117
15,63	830	9,05	481	24,68	1311	10,5	558	35,18	1869	—1,66	—89
18,62	955	6,35	326	24,97	1281	1,7	87	26,67	1368	—1,06	—54
18,32	940	5,25	270	23,57	1210	—1,7	—87	21,87	1123	0,71	36
18,27	940	6,15	317	24,42	1257	0,4	21	24,82	1278	—0,82	—42
19,29	1000	4,92	255	24,21	1255	—2,9	—152	21,31	1103	—0,70	—35
17,70	940	3,92	208	21,62	1148	—5,6	—298	16,02	850	1,57	84
19,73	1080	4,00	219	23,73	1299	—4,7	—257	19,03	1042	—1,27	—69
16,81	930	5,60	310	22,41	1240	0,9	50	23,31	1290	—0,05	—4
17,87	990	4,50	250	22,37	1240	—1,7	—94	20,67	1146	—0,37	—21
16,87	940	4,70	262	21,57	1202	—0,6	—33	20,97	1169	0,67	37
17,06	945	6,27	348	23,33	1293	2,8	155	26,13	1448	—1,56	—86
18,86	1046	4,40	244	23,26	1290	—3,1	—172	20,16	1118	—1,33	—73
17,97	1015	4,04	228	22,01	1243	—3,9	—220	18,11	1023	—0,59	—34
14,20	810	4,65	265	18,85	1075	2,0	114	20,85	1189	2,76	158
18,86	1083	3,96	227	22,82	1310	—2,6	—149	20,22	1161	0,81	47
15,37	875	4,85	275	20,22	1150	1,7	97	21,92	1247	0,98	57
15,84	901	4,73	269	20,57	1170	00	00	20,57	1170	1,87	106
19,21	1104	2,75	158	21,96	1262	—8,3	—477	13,66	785	2,64	152
16,13	951	4,10	242	20,23	1193	—1,0	—59	19,23	1134	0,89	52
16,44	979	3,48	207	19,92	1186	0,2	12	20,12	1198	—1,14	—67
16,61	988	5,90	351	22,51	1339	3,5	208	26,01	1547	0,06	3
16,90	982	5,25	305	22,15	1287	4,2	244	26,35	1531	—1,38	—81
17,37	1008	2,58	149	19,95	1157	—3,2	—186	16,75	971	—0,51	—29
18,54	1094	3,52	207	22,06	1301	—5,7	—336	16,36	965	1,48	87
16,80	1026	3,45	211	20,25	1237	—3,8	—232	16,45	1005	1,28	78
14,09	896	4,47	284	18,56	1180	3,2	204	21,76	1384	0,71	45
16,13	977	3,52	213	19,65	1190	0,8	48	20,45	1238	—1,10	—67
17,57	1063	3,28	199	20,85	1262	—0,3	—18	20,55	1244	—1,77	—108
15,38	933	3,80	231	19,18	1164	1,4	85	20,58	1249	0,20	11
16,86	1017	3,98	240	20,84	1257	0,0	00	20,84	1257	—0,46	—29
18,44	1113	3,03	183	21,47	1296	—1,0	—60	20,47	1236	—2,44	—148
18,53	1121	4,20	254	22,73	1375	2,6	157	25,33	1532	—2,42	—147
16,67	993	3,78	225	20,45	1218	2,8	167	23,25	1385	—1,65	—99
14,23	825	4,08	236	18,31	1061	6,4	371	24,71	1432	—0,78	—46
15,62	875	3,20	179	18,82	1054	2,9	162	21,72	1216	—0,48	—27
16,32	900	3,95	218	20,27	1118	3,0	165	23,27	1283	—0,09	—5
18,56	1023	1,95	108	20,51	1131	—3,2	—176	17,31	955	0,59	32
16,10	873	4,65	252	20,75	1125	8,6	467	29,35	1592	—1,11	—6,0

Год	Среднегодовой уровень, см	Уровень (см), на 1/1	Площадь, км²	Сток р. Или—37 км ниже раб. пос. Или	Приход							
					суммарный сток рек в озеро (без потерь в дельте р. Или)		осадки на поверхность озера		подземный приток		всего	
					км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм
1959	249	230	19224	21,1	26,08	1356	2,77	144	0,8	42	29,65	1542
1960	278	266	19825	19,8	25,07	1265	3,41	172	0,8	40	29,28	1477
1961	299	301	20259	13,2	16,29	804	2,69	133	0,8	40	19,78	977
1962	288	289	20032	11,7	14,27	713	4,33	216	0,8	40	19,40	969
1963	274	274	19742	13,0	15,66	794	3,45	175	0,8	40	19,91	1009
1964	283	267	19928	15,6	20,00	1004	3,03	152	0,8	40	23,83	1195
1965	283	285	19928	11,8	13,42	674	3,07	154	0,8	40	17,29	868
1966	275	264	19762	15,4	20,13	1018	4,41	223	0,8	40	25,34	1281
1967	279	274	19845	12,3	15,09	761	3,37	170	0,8	40	19,26	971
1968	266	267	19576	11,3	13,80	705	3,46	177	0,8	41	18,06	923
1969	273	251	19721	19,1	25,30	1283	3,16	160	0,8	41	29,26	1484
Среднее	210	206	18515	14,8	17,89	972	2,87	154	0,8	43	21,56	1170
C_v	0,38	0,40	0,08	0,18	0,20	0,21	0,19	0,16	0,0	0,08	0,17	0,18
σ	80	82	1552	2,6	3,58	200	0,54	24	0,0	4	3,69	205

1 км³ больше, чем в последующий период 1934—1954 гг. Положение зависимости для определения потерь в 1911—1933 гг. было установлено исходя из условия, указанного в рис. 3, кривая *3*. Естественно положение этой зависимости определено приближенно в связи с тем, что уровни за 1911—1933 гг. были нами восстановлены. Однако следует отметить, что если бы при расчетах годовых балансов были использованы уровни, определенные Г. Р. Юнусовым [25], то эту зависимость пришлось бы провести еще выше.

Таким образом, в многолетнем изменении потерь в дельте р. Или за 1911—1969 гг. имеется довольно четкая тенденция уменьшения их к концу периода. Этот вывод хорошо согласуется с исследованиями Р. М. Хайдарова [23].

Динамика элементов водного баланса. По результатам расчета отдельных элементов составлены годовые водные балансы оз. Балхаш за период 1911—1969 гг. (табл. 4). Графики колебания основных элементов баланса в виде разностных интегральных кривых показаны на рис. 4.

В табл. 4 приведены значения коэффициентов вариации и среднеквадратических отклонений отдельных элементов водного баланса. Как видно из этих данных, наибольшей изменчивостью (C_v=0,30—0,31) обладают величины потерь в дельте р. Или. Величина среднеквадратического отклонения потерь в дельте составляет 70 мм, что сопоставимо с аналогичной величиной значений испарения (76 мм) при средних значениях этих элементов соответственно 230 и 964 мм. Очевидно, что большая изменчивость потерь в дельте, выдвигает этот элемент в ряд важнейших в вод-

Продолжение табл. 4

Расход						Приращение объема		Расход с учетом приращения объема		Невязка баланса	
испарение с поверхности озера		потери в дельте р. Или		всего							
км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм
17,84	928	6,00	313	23,84	1241	6,9	359	30,74	1600	—1,09	—58
17,80	898	5,35	270	23,15	1168	6,7	338	29,85	1506	—0,57	—29
20,87	1030	2,50	123	23,37	1153	—2,3	—114	21,07	1039	—1,29	—62
20,45	1021	1,95	97	22,40	1118	—2,9	—145	19,50	973	—0,10	—4
19,35	980	2,42	123	21,77	1103	—1,3	—66	20,47	1037	—0,56	—28
18,25	916	3,48	175	21,73	1091	3,5	176	25,23	1267	—1,40	—71
20,71	1039	1,98	99	22,69	1138	—4,1	—2,06	18,59	932	—1,30	—64
18,64	943	3,40	172	22,04	1115	1,9	96	23,94	1211	1,40	70
17,03	858	2,17	109	19,20	967	—1,3	—66	17,90	901	1,36	70
17,29	883	1,80	91	19,09	974	—3,1	—158	15,99	816	2,07	107
16,27	825	5,00	254	21,27	1079	6,6	335	27,87	1414	1,39	70
17,83	964	4,24	230	22,07	1194	—0,50	—22	21,57	1171	—0,010	—1,61
0,10	0,08	0,31	0,30	0,09	0,07			0,20	0,20		
1,81	76	1,32	70	2,07	88			4,21	236		

ном балансе водоема и требует учета его колебаний при анализе уровенного режима Балхаша.

Анализ динамики элементов водного баланса оз. Балхаш и изменения его уровня за период имеющихся систематических наблюдений 1937—1969 гг. показал, что фазе подъема уровней и стабилизации его на высоких отметках соответствует период с пониженными величинами испарения и потерь в дельте р. Или. Этим же объясняется высокое стояние уровня озера в маловодный (по р. Или) период 1961—1968 гг.

Водный баланс оз. Балхаш при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий на перспективу до 2000 г.

Планируемое развитие отраслей народного хозяйства и прежде всего сельского хозяйства в бассейне оз. Балхаш вызовет значительный рост безвозвратных отъемов. Темпы развития орошаемого земледелия и рост водопотребления в бассейне (без учета развития ирригации на территории КНР) приведены в табл. 5 по данным Казгипроводхоза. Прирост безвозвратных отъемов на территории Китая условно принимается 0,75 км³ на уровне 1985 г. и 2 км³ на уровне 2000 г.

Первоначальное наполнение Капчагайского водохранилища на р. Или до отметки 480 м абс. (емкость около 20 км³) ведет к единовременному изъятию части поверхностного притока к озеру. Величина этого изъятия зависит от продолжительности наполнения, что связано с потерями воды на испарение с водной поверх-

Перспективы развития орошаемого земледелия и рост безвозвратных

Бассейн	Существующее состояние			1971—1975 гг.		
	площадь, тыс. га	водопотребление, млн. м³	безвозвратные отъемы на орошение, км³	площадь, тыс. га	водопотребление, млн. м³	безвозвратные отъемы на орошение, км³
р. Или	297,8	2864,2	1,71	319,8	3163	1,9
1. Выше створа Капчагайской ГЭС . .	253,2	2349,2	1,40	265,8	2388	1,43
2. Ниже створа Капчагайской ГЭС: . .	44,6	515,0	0,31	54,0	775	0,47
а) в том числе низовья р. Или . .	8,3	248,0	0,15	16,0	448	0,27
рек Каратал, Лепсы, Аксу, Аягуз . . .	175,0	1933,6	1,16	182,5	2198	1,32
рек Северного Прибалхашья	1,5	1,4	0,001	1,5	12	0,007
Всего	474,3	4799,2	2,87	503,8	5373	3,23

ности и на фильтрацию в берега и дно водохранилища.

Естественно, что осуществление указанных крупных водохозяйственных мероприятий в Балхашском бассейне, приведет к изменению элементов водного баланса озера и соотношений между ними. В результате таких преобразований изменится уровенный и гидрохимический режим Балхаша.

Следует отметить, что проблема использования водных ресурсов Балхашского бассейна является исключительно сложной комплексной проблемой, затрагивающей интересы почти всех отраслей народного хозяйства. Необходимо составление таких планов развития орошаемого земледелия в бассейне, которые бы предусматривали возможности развития отраслей, связанных с режимом оз. Балхаш (рыбное хозяйство, ондатровый промысел, промышленность), для получения наибольшего народнохозяйственного эффекта.

Исходные данные и методика расчета водного баланса и уровенного режима оз. Балхаш на перспективу до 2000 г. В расчеты перспективного водного баланса озера положены реальные (фактически наблюденные) сочетания группировок лет различной водности р. Или и рек, впадающих в Восточный Балхаш, с учетом отъемов на орошение в их бассейнах. Варианты развития орошения и определение безвозвратных отъемов приняты по рекомендациям Казгипроводхоза. Рассмотрены четыре различных группировки по 29 лет (с 1972 по 2000 г.). Выбранные сочетания группировок лет водности по р. Или и ре-

Таблица 5

отъемов в бассейне оз. Балхаш (по данным Казгипроводхоза)

1976—1980 гг			1981—1985 гг.			1986—2000 гг.		
площадь, тыс. га	водопотребление, млн. м³	безвозвратные отъемы на орошение, км³	площадь, тыс. га	водопотребление, млн. м³	безвозвратные отъемы на орошение, км³	площадь, тыс. га	водопотребление, млн. м³	безвозвратные отъемы на орошение, км³
378,8	3734,0	2,24	502,5	4450	2,67	1004	10120	6,05
308,4	2726,0	1,63	411,3	3070	1,83	832	6741	4,04
70,4	1008,0	0,61	91,2	1380	0,84	172	3379	2,01
31,4	683,0	0,40	52,2	1110	0,67	134	3079	1,85
192,4	2209,0	1,32	224,0	2101	1,26	281	2914	1,75
3,1	25,0	0,015	5,1	39	0,023	5,1	39	0,023
574,3	5968,0	3,58	731,6	6590	3,95	1290,1	13073	7,82

кам Восточного Балхаша характеризуются следующими особенностями:

В первом варианте за аналог ряда поверхностного притока принят период с 1930 по 1958 г. Сток по р. Или за этот период близок к среднемноголетней величине, а суммарный сток по рекам Каратал, Лепса, Аксу, Аягуз в среднем несколько ниже нормы. Начальный 8—10-летний период этого ряда характеризуется повышенным стоком по р. Или и пониженной водностью на реках, впадающих в Восточный Балхаш.

Во втором варианте за аналог ряда поверхностного притока принят период 1938—1966 гг. За этот период сток р. Или был близок к норме и наблюдалась несколько повышенная водность рек, впадающих в восточную часть Балхаша.

В третьем варианте за аналог ряда поверхностного притока принят период 1961—1971, 1911—1928 гг. Эта составная *n*-летка характеризуется близким к норме значениям стока р. Или, но исключительным маловодьем в начале периода (8 лет).

В четвертом варианте за аналог ряда поверхностного притока принят период 1925—1953 гг. со стоком по р. Или и рекам, впадающим в Восточный Балхаш, несколько ниже нормы.

Характеристика выбранных реальных группировок по повторяемости лет различной водности внутри периодов приведена для р. Или в табл. 6.

Таблица 6

Повторяемость (%) лет с различной водностью для принятых вариантов группировок

Периоды (№ варианта)	Средний многолетний сток, км³	Годовой объем стока р. Или, км³		
		14 и более	от 11 до 13,9	менее 11,0
Многолетний период 1911-69	14,8	57	41	2
1930-58 I	14,7	62	38	0
1938-66 II	14,7	55	45	0
1961-71, 1911-28 III	14,8	59	37,9	3,1
1925-53 IV	14,4	55	45	0

Хотя каждая выбранная *n*-летка является единственно возможной реализацией вероятностного стокового процесса и не повторится в будущем, фактические данные отражают возможные сочетания притока по р. Или и рекам Восточного Балхаша. В связи с этим представляется условным замена наблюденных сочетаний какой-либо расчетной моделью, позволяющей получить искусственный ряд величин поверхностного притока в озеро.

При определении величины поверхностного притока к дельте р. Или учитывался режим регулирования стока Капчагайским водохранилищем. Режим наполнения водохранилища и попусков воды из него был подчинен главной задаче максимального удовлетворения требований всех отраслей народного хозяйства, попадающих в зону влияния водохранилища. Для отраслей, связанных с режимом оз. Балхаш, кроме поддержания достаточно высоких уровней, немаловажным условием является сохранение проточности Западного Балхаша, обеспечивающей определенную минерализацию воды. Исходя из этого условия годовая величина объема попуска из Капчагайского водохранилища (с учетом отъемов на орошение ниже створа ГЭС и потерь в дельте р. Или) должна обеспечивать избыток результирующей водного баланса Западного Балхаша по сравнению с Восточным и поддерживать постоянный переток в минимальных размерах.

Величина перетока в естественных условиях, как уже было показано, оценивается в 1,5—2,0 км³. В условиях лимитированного стока при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий предельное значение величины перетока из западной части в восточную было принято в размере 0,8—1,0 км³ при любых колебаниях притока к озеру по рекам Каратал, Аксу, Лепсы и Аягуз.

Следует отметить, что в формировании гидрохимического режима частей озера важную роль играют сгонно-нагонные явления, которые вызывают значительные, с расходами до 8000 м³/с

перемещения воды (а следовательно, и солей) через пролив Узун-Арал. При преобладающем направлении ветров с востока на запад течения способствуют перемещению более минерализованных вод Восточного Балхаша в Западный. В этих условиях величина балансового перетока должна обеспечить вынос солей, поступивших в западную часть озера. Анализ изменения минерализации воды Западного Балхаша в естественных условиях в годы с небольшим перетоком (1,0—1,5 км^3) показал, что резкого увеличения минерализации в эти годы не происходит. Следовательно, даже при таких значениях перетока роль ветровых переносов в формировании гидрохимического режима западной части, по-видимому, не будет существенна.

Величина объема годового попуска в дельту р. Или, обеспечивающего минимальный переток с запада на восток, определяется по номограммам [8], связывающим приток по рекам Восточного Балхаша, переток из западной части озера в восточную, приток к вершине дельты р. Или. При построении номограмм учитывались потери в дельте р. Или и изменение уровня воды в озере.

В годы с низким стоком по рекам Каратал, Лепсы, Аксу и Аягуз величина годового попуска в дельту р. Или принималась не менее 10,5 км^3, что обеспечивает переток из Западного Балхаша в Восточный в пределах 1,0—1,5 км^3.

Таким образом определена главная составляющего перспективного водного баланса озера — поверхностный приток. Определение других элементов водного баланса ($W_{\text{пот}}$, $W_{\text{пода}}$) с учетом их динамики на перспективу, по-видимому, невозможно, так как даже для естественных условий эти элементы оцениваются недостаточно надежно. В связи с этим расчет (прогноз) изменений уровня и динамики воды в озере рекомендуется производить по упрощенному уравнению водного баланса (2) при подобранном для предшествующего периода значении величины $W_{\text{к}}$. При этом величина $W_{\text{к}}$ должна уточняться в соответствии с намечаемыми нарушениями естественного водного баланса.

Как уже было показано, величина $W_{\text{к}}$ не может быть постоянной при различном характере зависимости потерь в дельте реки Или от величины притока к ее вершине. Следовательно, уточненная величина $W^*_{\text{к}}$ на последующий период будет равна

$$W^*_{\text{к}} = W_{\text{к}} \pm \Delta W_{\text{пот}}, \qquad (5)$$

где $\Delta W_{\text{пот}}$ — изменение средней величины потерь (мм) в дельте р. Или, обусловленное изменением характера зависимости $W_{\text{пов}}$ от величины притока к ее вершине. При уменьшении потерь в дельте $W^*_{\text{к}} < W_{\text{к}}$.

Величина потерь в дельте р. Или в условиях регулирования стока может быть выше по сравнению с естественными условиями, что объясняется внутригодовым распределением попуска и проведением в дельте мелиоративных мероприятий [8].

С другой стороны, образование новых зависимостей морфометрических и морфологических характеристик русла от расхода воды в протоках дельты, увеличение уклона и пропускной способности русел проток в нижней части дельты при понижении уровня оз. Балхаш и уменьшение подпора приведет к уменьшению потерь. В этих условиях при ограниченных мелиоративных мероприятиях в дельте можно ориентировочно принять потери в дельте, установленные для естественных условий, и определять их значения по кривой $W_{пот}=f W_{пов.пр}$ (рис. 3,.1).

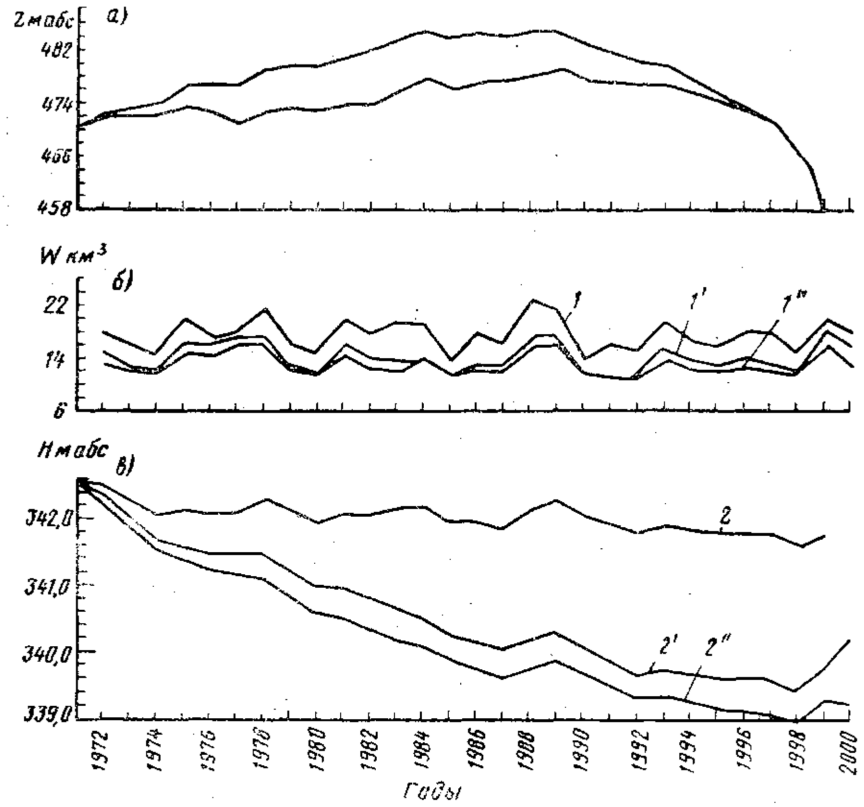


Рис. 5. Изменение уровня оз. Балхаш с 1972 до 2000 г.:
а — ход уровня Капчагайского водохранилища; *б* — суммарный приток к озеру (без учета потерь в дельте р. Или): без проведения в бассейне водохозяйственных мероприятий (1); при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий, $W_к$=950 км (1'), $W_к$=1000 мм (1''); *в* — прогнозированный уровень оз. Балхаш: без проведения в бассейне водохозяйственных мероприятий (2); при проведении водохозяйственных мероприятий, $W_к$ = 950 мм (2'), $W_к$ = 1000 мм (2'')

При расчете уровней оз. Балхаш на перспективу до 2000 г. величина $W_к$ в зависимости от предполагаемого изменения потерь в дельте р. Или принималась равной 950—1000 мм.

Расчет уровней, приуроченных к началу каждого года, производится по известным значениям поверхностного притока $W_{пов.пр}$

и величине $W_к$. Методика расчета уровней описана в работе [7], вычисления осуществлялись на ЭЦВМ «Проминь-2» по программе, составленной в отделе гидрологических прогнозов Казахского НИГМИ.

Следует отметить, что в условиях регулирования стока р. Или, изложенный прием может быть использован для восстановления естественных уровней оз. Балхаш. Например, с его помощью удалось восстановить естественные начальные уровни озера за 1971 и 1972 гг., которые оказались соответственно равными 293 и 303 см над нулем графика. Фактически уровни оз. Балхаш в указанные годы были соответственно равны 267 и 257 см. Таким образом, в настоящее время отметки уровня озера оказались на 40—50 см ниже, чем при отсутствии регулирования стока р. Или. Кроме этого, можно сделать вывод о том, что при отсутствии регулирования стока уровня в 1971 г. были бы несколько выше, чем в 1961 г. Это могло бы привести к подтоплению железной дороги, населенных пунктов, нарушению нормальной работы водозаборных сооружений.

Результаты расчета изменений уровня для различных вариантов приточности на перспективу до 2000 г. позволяют оценить будущий уровенный режим оз. Балхаш и возможные изменения минерализации воды.

На рис. 5 для примера показан прогнозный ход уровня до 2000 г. при одном варианте развития орошения в бассейне для одной из n-леток.

Анализ результатов расчета показывает, что только за счет отъемов воды на наполнение Капчагайского водохранилища (до отметки 480 м) уровень Балхаша понижается по сравнению с современным на 1,5 м и достигает отметки 341 м. абс., на который может быть стабилизирован.

Только за счет роста отъемов на орошение уровень воды в озере понижается при различных вариантах притока к 1975 г. до 342,1 м. абс., к 1980 г. до 341,6 м. абс., к 1985 г. до 341,1 м. абс., к 2000 г. до 339,0 м. абс.

Таблица 7

Уровни оз. Балхаш на перспективу до 2000 г при различных вариантах приточности к озеру

№ варианта по фактическим n — леткам	1975 г.	1980 г.	1985 г.	2000 г.
I 1930-58	341,94	341,10	340,82	340,2
II 1938-66	341,75	340,96	340,6	340,3
III 1961-71, 1911-28	342,09	342,02	341,37	340,4
IV 1925-53	341,72	341,26	340,65	340,3

Суммарные отъемы на орошение земель в бассейне и наполнение водохранилища приведут к существенному снижению уровня озера. В табл. 7 показаны уровни воды на различных расчетных этапах для четырех вариантов приточности. Более высокие уровни (чем в случае только отъемов на орошение) к концу расчетного периода объясняются регулирующей способностью водохранилища и полной его сработкой к 2000 г.

Проведенные расчеты показывают, что увеличение почвенного увлажнения почвы в бассейне, необходимое для производства сельскохозяйственной продукции в размерах, позволяющих обеспечить потребность населения, приведет к заметному уменьшению притока к озеру и снижению уровня Балхаша (без учета климатической составляющей) примерно на 2,5 м к 2000 г. Это в свою очередь может привести к необратимым изменениям гидрохимического состояния озера и неблагоприятно отразиться на его природных условиях.

Понижение уровня озера ниже 341 м. абс. и увеличение минерализации воды в Западном Балхаше будет оказывать отрицательное влияние на развитие рыбного хозяйства, ондатроводства и водоснабжение промышленности.

Определение научно-обоснованных путей развития отраслей народного хозяйства в Балхашском бассейне при сохранении и возможном увеличении природных богатств озера в условиях строго лимитированного зарегулированного стока является одной из основных задач «Схемы комплексного использования и охраны водных и земельных ресурсов р. Или и оз. Балхаш», разрабатываемой Казгидропроектом вместе с другими научно-исследовательскими и проектными организациями. Отсутствие достаточной изученности закономерностей формирования водного и солевого балансов озера затрудняет разработку мероприятий, способствующих рациональному использованию водных и земельных ресурсов Балхашского бассейна. В связи с этим дальнейшие исследования водного баланса оз. Балхаш должны вестись на основе комплекса изыскательских и научно-исследовательских работ по следующим направлениям:

— усовершенствование схемы расчета изменений уровенного и солевого режима оз. Балхаш на перспективу на основании уточнений элементов водного и солевого балансов (поверхностный приток, потери в дельте р. Или, испарение с поверхности озера, подземный приток и минерализация подземных вод, водо- и солеобмен между частями озера);

— разработка методики моделирования процессов водного и солевого режима озера с учетом гидротехнических мероприятий (перемычка в проливе Узун-Арал, переброска стока р. Каратал в Западный Балхаш, дополнительная подача воды в озеро за счет нового источника и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмедсафин У. М. О подземном питании озера Балхаш. Вестник АН Каз. ССР, № 10, 1955.

2. Ахмедсафин У. М., Шапиро С. М. Подземный сток в озеро Балхаш. Вестник № 5 (301). Алма-Ата, «Наука», 1970.
3. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ (доклад, представленный на соискание ученой степени доктора технических наук по совокупности опубликованных работ). Изд. УГМС, Каз. ССР, Алма-Ата, 1966.
4. Браславский А. П., Нургалиев С. Н. Новая формула для расчета испарения с учетом разности температур вода — воздух. Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, Алма-Ата, «Наука», 1966, вып. 4.
5. Браславский А. П., Нургалиев С. Н. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л., Гидрометеоиздат, 1967.
6. Гельбух Т. М. Элементы водного баланса дельты р. Или. — Труды ГГИ, 1960, вып. 79.
7. Голубцов В. В., Морозова О. А. Прогноз изменения уровня Аральского моря на ближайшие десятилетия. — Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 44.
8. Жиркевич А. Н. Водный баланс озера Балхаш и перспективы его изменений в связи с использованием водных ресурсов Или-Балхашского бассейна. — Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 44.
9. Искендиров Т. Водный баланс озера Балхаш. — «Метеорология и гидрология», 1968, № 2.
10. Кузнецов В. И., Федорова Т. Г. Сравнительная оценка методов расчета испарения с водоемов. — Труды ГГИ, 1968, вып. 152.
11. Курдин Р. Д. О вековых колебаниях уровня озера Балхаш. Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4.
12. Курдин Р. Д., Мельничукова Е. Г., Мирошниченко С. Н. О водном балансе озера Балхаш. Сб. работ Алма-атинской ГМО, 1969, вып. 4.
13. Курдюков К. В. Современные колебания оз. Балхаш, по геоморфологическим и историческим данным. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1958, № 4.
14. Кучмент Л. С. Математическое моделирование процессов речного стока. Л., Гидрометеоиздат, 1972.
15. Лаврентьев П. Ф., Голубцов В. В., Пакалн Э. В. Распределение годовых осадков в бассейнах озер Балхаш-Алакольской впадины. — Труды КазНИГМИ, 1962, вып. 17.
16. Лернер А. Начала кибернетики. М., «Наука», 1967.
17. Нургалиев С. Н. Исследование и расчет испарения с водной поверхности водохранилищ Казахстана. Автореферат диссертации на соискание канд. техн. наук.
18. Нургалиев С. Н. Ресурсы поверхностных вод СССР, т. 13. Центральный и Южный Казахстан, вып. 2. Бассейн оз. Балхаш. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
19. Семенов В. А. Испарение и конденсация снега в условиях Центрального Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1963, вып. 18.
20. Тарасов М. Н. Гидрохимия озера Балхаш. М., Изд-во АН СССР, 1961.
21. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
22. Утешев А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. Алма-Ата, «Наука», 1972.
23. Хайдаров Р. М. Динамика дельты р. Или. — Труды ГГИ, 1968, вып. 160.
24. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Записки географического общества. Союза ССР, том 16, (новая серия). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
25. Юнусов Г. Р. Водный баланс озера Балхаш. Сб.: «Проблема водохозяйственного использования реки Или», АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1950.

СОДЕРЖАНИЕ

И. С. Соседов Исследование гидрологических особенностей осыпей . 3
В. А. Семенов. Особенности методики и возможности расчета водного баланса бассейнов горных рек засушливой зоны 20
В. Н. Островский, Э. В. Пакалн, Н. П. Павленко, О. В. Подольный, Ф. Г. Балабаев. О водном и солевом балансе Аксусского массива орошения на предгорной равнине Джунгарского Алатау 49
В. В. Голубцов, В. И. Ли. Схема расчета динамики баланса влаги зоны активного влагообмена горных бассейнов 58
С. П. Рылов. Водный баланс речных водосборов равнинного Казахстана 73
А. А. Григорьев. К вопросу подсчета осадков на горных водосборах 100
М. П. Рыбкина, И. И. Скоцеляс, В. А. Одинец. Расчет суммарного испарения с луговых поверхностей горных водосборов Юго-Восточного Казахстана 107
Ю. В. Стефаненко. Суммарное испарение на территории Центрального и Южного Казахстана 118
В. А. Семенов, Б. Мягмаржав, Н. Дашдэлэг. Основные стокообразующие факторы и некоторые особенности формирования поверхностного стока на территории МНР 126
В. А. Одинец. Исследование транспирации и возможности измерения суммарного испарения с поверхности горных водосборов 140
В. В. Голубцов, А. Н. Жиркевич. Водный баланс оз. Балхаш и динамика его элементов в естественных условиях и при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий 153

Труды КазНИГМИ, вып. 50
Воднобалансовые исследования на территории Казахстана

Редактор *И. Н. Наседкина*
Техн. ред. *В. Н. Силкина*
Корректоры *Л. Б. Афанасьева и Р. З. Землянская*

Московское отделение Гидрометеоиздата.
Москва, Б-61, Бужениновская ул., 42/1.

Т—16819 Сдано в набор 12/VII—1973 г.
Подписано к печати 5/XI 1973 г. Изд. № 135
Индекс М-М-135 Формат 60—90 1/16
Бумага тип. № 2. Печ. л. 11,5 Уч.-изд. л. 12,6
Зак. 1277 Тираж 650 экз. Цена 84 коп.

Типография № 32 «Союзполиграфпрома» при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, Цветной бульвар, 26.

УДК 556.3.13.332.6+551.491.7

Исследование гидрологических особенностей осыпей. Соседов И. С. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 3—19

В статье обобщены материалы обследований и экспериментальных наблюдений на осыпях северного склона Заилийского Алатау. Рассматриваются вопросы генезиса, распространения и морфологии осыпей, особенностей теплового режима, аккумуляции и движения влаги. Приводится методика расчета водоудерживающей способности осыпей с количественными показателями возможного и фактического влагозадержания в зависимости от крупности камней и климатических условий. Оцениваются месячные и сезонные величины испарения с осыпей и возможности их расчета по материалам стандартных метеорологических наблюдений.

В гидрологическом отношении осыпи являются одним из наиболее благоприятных типов деятельной поверхности.

Илл. 3. Библ. 5.

УДК 556.512-12.133.134

Особенности методики и возможности расчета водного баланса бассейнов горных рек засушливой зоны. Семенов В. А. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 20—48

Приводится обоснование методики расчета водного баланса речных бассейнов горных районов засушливой зоны с учетом природных особенностей и водохозяйственных мероприятий на их водосборе. Рекомендуется уравнение водного баланса и способы оценки его составляющих, основанные на учете состояния гидрометеорологической изученности и возможностях пространственной интерполяции гидрометеорологических элементов в горных районах. Для приближенной оценки величин погрешностей при измерении атмосферных осадков осадкомерами Третьякова и суммарными осадкомерными предлагаются обобщенные поправочные коэффициенты, полученные на основании данных экспериментальных наблюдений. Приводятся также сведения о величинах задержания атмосферных осадков древесно-кустарниковой растительностью, характерной для горных районов Юго-Восточного Казахстана, и предлагается методика приближенной оценки испарения древесной растительностью и под пологом леса, а также эмпирическая формула для расчета испарения со снега и оголенных участков луговых поверхностей в зимний период. При расчетах водного баланса бассейнов рек с учетом их частей, расположенных в зоне естественных фильтрационных потерь воды в русле и вследствие орошения на водосборе, предлагается учитывать зональность во взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. 45.

УДК 512. 51. 13. 143 : 626.8

О водном и солевом балансе Аксуского массива орошения на предгорной равнине Джунгарского Алатау. Островский В. Н., Пакали Э В., Павленко Н. П., Подольный О. В., Балабаев Ф. Г. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 49—57

Дана количественная оценка водного и солевого баланса Аксуского массива орошения, типичного для предгорных равнин Юго-Восточного Казахстана. Выявлено влияние на водносолевой баланс мелиоративных мероприятий и ландшафтно-гидрогеологической зональности. Приводятся соображения о направленности изменений стока р. Аксу под воздействием орошения.

Табл. 3. Илл. 4. Библ. 4.

УДК 556.133

Схема расчета динамики баланса влаги зоны активного влагообмена горных бассейнов. Голубцов В. В., Ли В. И. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 58—72

В основу предлагаемой схемы расчета положен метод водного баланса. Определение влагозапасов и дефицита почвенной влаги предлагается производить последовательно от предыдущих к последующим суткам в зависимости от осадков и максимально возможного испарения (испаряемости).

Испаряемость предлагается определять в зависимости от температуры и влажности воздуха, скорости ветра и высоты местности.

Поступление влаги за пределы слоя активного влагообмена определяется по разности осадков, поверхностного стока и дефицита влажности почвы.

Расчет рекомендуется начинать с даты окончания снеготаяния.

Проверка схемы и расчет характеристик осуществлялся на ЭЦВМ «Проминь-2» и «Мир-1».

Табл. 3. Илл. 4. Библ. 57.

УДК 556. 12. 133. 134. 142. 512

Водный баланс речных водосборов равнинного Казахстана. Рылов С. П. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 73—99

Рассматриваются элементы водного баланса (осадки, снегозапасы, влагозапасы, испарение с почвы и снега), производится оценка точности и рекомендуются способы расчета их величин. Для уточнения измеренных величин осадков осадкомерами предлагается вводить осредненные поправочные коэффициенты для зимних и летних периодов. Для получения величин снегозапасов на больших водосборах рекомендуются связи их с высотой местности, а для малых — способ учета густоты гидрографической сети и вида с/х угодий. Испарение с почвы рекомендуется определять по связям его с осадками и температурой воздуха для паровой поверхности с введением районированных поправочных коэффициентов, учитывающих виды угодий, а величины испарения снега — получать по формуле, основанной на связи его с дефицитом влажности воздуха. Влагозапасы в почве за весенний и осенний периоды предлагается рассчитывать по уравнению водного баланса. Приводятся карты суммарного испарения и испарения снега. В заключение приводятся водные балансы речных водосборов и природных зон за многолетние периоды и конкретные годы.

Табл. 12. Илл. 7. Библ. 41.

УДК 556.51.12

К вопросу подсчета осадков на горных водосборах. Григорьев А. А. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 100—106

Оценивается репрезентативность долинных осадкомерных пунктов в связи с интерполяцией осадков по территории водосборов горных рек. На основании материалов наблюдений густой и достаточно равномерно размещенной сети осадкомерных наблюдений на водосборах рек Алаарча, Чон-Кызылсу и Малая Алмаатинка производится оценка существующих способов расчета среднего для бассейна слоя осадков. Рекомендуется наиболее приемлемый для бассейнов горных рек способ интерполяции осадков по высоте и оценки их среднего слоя для водосборов по сглаженной кривой зависимости сумм осадков от высоты пунктов наблюдений.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 6.

УДК 556.133

Расчет суммарного испарения с луговых поверхностей горных водосборов Юго-Восточного Казахстана. Рыбкина М. П., Скоцеляс И. И., Одинец В. А. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 107—117

Приводятся результаты оценки применимости существующих расчетных способов и рекомендации авторов по определению месячных и сезонных величин суммарного испарения с луговых горных склонов Юго-Восточного Казахстана, основанные на материалах экспедиционных исследований.

Для низкогорно-предгорного и среднегорного поясов, а также межгорных котловин предлагаются эмпирические уравнения, по которым суммарное испарение рассчитывается в зависимости от суммы положительных температур воздуха (за расчетный месяц) и осадков (за расчетный месяц и предшествующую декаду).

В условиях высокогорья месячное испарение в теплый период года практически не зависит от осадков и может быть оценено по зависимости от средней месячной температуры воздуха.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 14.

УДК 556.133

Суммарное испарение на территории Центрального и Южного Казахстана. Стефаненко Ю. В. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 118—125

Кратко излагаются результаты расчета суммарного испарения за годовой и внутригодовой периоды среднего года методом гидролого-климатического расчета, предложенным В. С. Мезенцевым. Приводятся карты суммарного испарения за год и отношение суммарного испарения к максимально возможному.

Рассчитанные годовые и сезонные величины суммарного испарения зависят от рельефа местности, подчиняясь главным образом характеру распределения годовых норм общего увлажнения.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 24.

УДК 556. 164. 12. 124. 3. 14. 166

Основные стокообразующие факторы и некоторые особенности формирования поверхностного стока на территории МНР. Семенов В. А., Мягмаржав Б., Дашдэлэг Н. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 126—139

Приводится характеристика составляющих годового стока воды рек на основании генетического расчленения гидрографов стока за многолетний период наблюдений. Описываются закономерности пространственно-временного распределения годовых, сезонных сумм и суточных максимумов атмосферных осадков и даются рекомендации по оценке их для речных бассейнов. Приводятся сведения о запасах воды в снежном покрове и особенностях снеготаяния, а также о глубине промерзания почвы и потерях снеговых и дождевых вод на аккумуляцию в почвогрунтах. Дается характеристика потерь стока на фильтрацию в руслах рек. Для оценки коэффициента годового стока рекомендуется карта, а коэффициента максимального паводочно-дождевого стока — зависимость от средней высоты водосборов.

Табл. 3. Илл. 6. Библ. 8.

УДК 556. 136. 08

Исследование транспирации и возможности измерения суммарного испарения с поверхности горных водосборов. Одинец В. А. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 140—152

В работе детально описывается методика экспериментов, проведенных для оценки роли транспирации в суммарном испарении на залесенном горном водосборе. На основе измерений почвенными испарителями установлена преобладающая роль транспирации в суммарном испарении. В вегетационный период транспирация травяной растительностью составила около 80% суммарного испарения. Обращается внимание на ограниченные возможности применения стандартных испарителей на склонах с луговой растительностью, в составе которой имеются крупностебельчатые травы с мощной корневой системой. Одновременные измерения взвешиваемыми испарителями и методом Л. А. Иванова величин транспирации определенного количества (площади листьев) одного и того же растения — пырея позволили оценить метод Иванова. Если считать транспирацию измеренную испарителями за истинную, то метод Иванова в солнечные дни завышает измеренные величины до 30%.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 13.

УДК 556.552÷556.555

Водный баланс оз. Балхаш и динамика его элементов в естественных условиях и при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий. Голубцов В. В., Жиркевич А. Н. Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, стр. 153—177

Предвидение изменений, которые произойдут в водном балансе оз. Балхаш при проведении водохозяйственных мероприятий в ближайшие десятилетия, имеет чрезвычайно важное значение для разработки планов рационального использования водных и земельных ресурсов Балхашского бассейна. Основой научного предвидения изменений водного и гидрохимического режима озера является достаточно четкое представление о закономерностях формирования водного баланса и знание соотношений отдельных его элементов.

В статье изложены результаты исследований, выполненных в Казахском НИГМИ и Казахском филиале Гидропроекта, по составлению водного баланса оз. Балхаш в естественных условиях и при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий. При современном состоянии изученности элементов водного баланса оценка изменений уровенного режима озера на перспективу может быть выполнена путем использования приемов и методов теории динамических систем управления.

В статье описана модель расчета (прогноза) колебаний уровня озера, учитывающая перспективу регулирования стока в бассейне оз. Балхаш и рост безвозвратных отъемов на орошение, а также ожидаемые при этом изменения потерь в дельте р. Или; приведены результаты расчета для различных условий использования водных ресурсов в бассейне.

Табл. 6. Илл. 5. Библ. 25.