

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

551

С-75

ТРУДЫ

50157

ВЫПУСК 62(77)

ВОДНЫЙ БАЛАНС ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1972

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

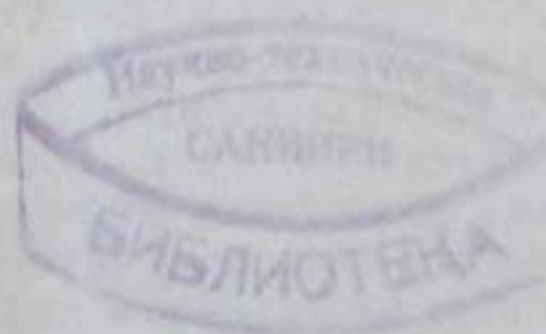
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 62(77)

ВОДНЫЙ БАЛАНС
ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Под редакцией
канд. геогр. наук Ю. Н. ИВАНОВА



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1972

Рассматриваются отдельные элементы водного баланса территории Средней Азии. В частности, рассмотрено влияние горного рельефа на распределение осадков, предлагается метод подсчета сумм жидких и твердых осадков по данным суммарных осадкомеров, а также способ учета задержания осадков растительным покровом. Проводится обзор изучения испарения с водной поверхности в Средней Азии, выводится региональная формула для расчета испарения с водной поверхности. Предлагается метод расчета испарения с поверхности оголенной почвы. Сравниваются водные балансы двух крупных районов орошения: Ферганской долины и Голодной степи.

Сборник рассчитан на специалистов гидрологов и мелиораторов.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ПУТИ РАЗВИТИЯ СПОСОБОВ РАСЧЕТА СТОКА В УСЛОВИЯХ ГОРНЫХ СТРАН

По подсчетам некоторых специалистов, более половины стока рек СССР формируется в пределах гор. Это означает, что в среднем каждый год 2200—2500 км³ воды образуется в горных районах СССР. Несмотря на огромную роль стока, образованного в горах, вопросам гидрологических расчетов и прогнозов в условиях горных территорий уделяется мало внимания. Достаточно напомнить, что первое пособие по долгосрочным прогнозам стока горных рек было издано в 1952 г. На III Всесоюзном гидрологическом съезде (1957 г.) из 433 докладов менее 10 касались вопросов горной гидрологии. В настоящее время положение несколько изменилось. Однако и теперь в учебниках, учебных пособиях и справочниках вопросы горной гидрологии если и затрагиваются, то в чрезвычайно сжатом и не всегда удовлетворительном виде. В связи с этим ниже рассматриваются вопросы расчетов стока в неизученных створах горных рек.

Расчетные приемы для определения характеристик стока горных рек при отсутствии данных начали разрабатываться как у нас, так и за границей немногим более 35 лет тому назад. За это время достигнуты определенные успехи в этой области. Так, были разработаны приемы, позволяющие приближенно оценивать характеристики жидкого стока в неизученных пунктах. В СССР разработка таких приемов длительное время ограничивалась Кавказом и Средней Азией, поскольку именно в этих районах развитие водохозяйственных мероприятий шло наиболее быстрыми темпами, а значение их было чрезвычайно велико. В силу ряда причин (см. ниже) в течение длительного времени разработка расчетных приемов основывалась на установлении зависимостей между характеристиками стока и элементами рельефа.

Даже поверхностный анализ процессов стока на территории горных стран позволяет установить наличие чрезвычайно глубокого и многогранного воздействия на них рельефа в широком понимании этого слова (абсолютной высоты, ориентации склонов, уклонов водосбора, степени доступности его влажным воздушным массам). Это воздействие, как известно, может быть как

непосредственным, так и косвенным. Непосредственное влияние рельефа сравнительно невелико и заключается главным образом в увеличении или уменьшении скорости стекания со всеми вытекающими отсюда последствиями. Зато огромное влияние рельеф оказывает на отдельные элементы водного баланса речных бассейнов: на осадки и испарение, а также изменение запасов влаги в бассейнах рек.

Влияние рельефа весьма значительно даже на равнинных и холмистых территориях, в горных районах для сравнительно крупных водосборов (с площадью более 100 км^2) оно приобретает главенствующую роль, особенно велико это влияние в горных странах засушливых областей. Достаточно указать, что, например, в Средней Азии на абсолютных высотах менее 500 м средняя годовая температура воздуха составляет $12-17^\circ$, на высоте 2000 м — $3-9^\circ$, на высоте 4000 м изменяется от -3 до -8° , а уже на высоте порядка 4800 м средняя суточная температура воздуха никогда не поднимается выше 0° . В горах Средней Азии годовая сумма осадков изменяется от 100 мм и менее (в закрытых от влажных воздушных масс районах) до 2000 мм и более (на периферийных хребтах, благоприятно ориентированных по отношению к влажным воздушным массам). Отсюда ясно, что на фоне воздействия гор на климат влияние региональных различий в большинстве случаев отступает на второй план.

Влияние рельефа проявляется не только в изменении температуры и влажности воздуха, количества осадков и других метеорологических элементов, но и в изменении их режима — времени наступления положительных температур воздуха весной, отрицательных — осенью, а следовательно, и продолжительности аккумуляции снега, неодновременности начала и конца снеготаяния и т. п. Все это приводит к тому, что в каждый данный момент времени таяние происходит лишь на некоторой части водосбора, которую можно назвать площадью возможного одновременного снеготаяния. Эта площадь изменяется с течением времени по величине и перемещается в пространстве, постепенно поднимаясь все выше, тем самым значительно увеличивая продолжительность снеготаяния и, следовательно, половодья.

Все сказанное обуславливает своеобразные особенности питания и режима горных рек.

Многообразие форм воздействия рельефа на гидрологические процессы ставит гидрологов перед необходимостью введения понятия «горная гидрология».

Благодаря огромному влиянию рельефа на питание и режим горных рек, а также плохой метеорологической изученности многих горных стран разработка методов гидрологических расчетов сразу пошла по пути установления связей между многими характеристиками стока и элементами рельефа. В этом направлении проделана большая работа, и сейчас, пожалуй, в пределах СССР нет ни одной горной страны, для которой не были бы выведены свои расчетные формулы, составлены карты и т. п. Разработаны

способы расчета всех или почти всех характеристик жидкого стока: среднего многолетнего стока, изменчивости годового стока, внутригодового его распределения, элементов половодья и межени. Известны, правда пока неудачные (см. ниже), попытки разработки способов определения некоторых элементов твердого стока. Очень мало сделано в отношении термики и химизма водотоков.

Так как решающее значение в различии питания и режима горных рек играет распределение высотных зон на водосборе, способы определения характеристик стока в неизученных пунктах разрабатывались исходя из связей с высотной характеристикой водосборов, которая для удобства получения количественных связей заменялась в подавляющем большинстве случаев средней взвешенной высотой водосбора ($H_{ср}$). Такая замена снижала тесноту связей, поэтому пытались также учесть диапазон высот водосбора при помощи средних взвешенных уклонов водосборов, среднего квадратичного отклонения высотных зон от средней взвешенной высоты водосбора, вертикальной протяженности водосбора и т. п. В некоторых случаях средний взвешенный уклон водосбора или высота истоков реки принимались в качестве основных аргументов зависимостей вместо средней взвешенной высоты водосбора. Делались также попытки учесть ориентацию склонов хребтов, слагающих водосбор реки. Нужно, однако, прямо сказать, что попытки учесть, помимо средней взвешенной высоты водосбора, диапазон высот и экспозицию склонов далеко не всегда приводили к положительным результатам и основным аргументом зависимостей оставалась средняя взвешенная высота водосбора. Неудача учета диапазона высот и экспозиции склонов объясняется в основном тем, что показатели этих элементов рельефа, а также $H_{ср}$ вводились отдельно, тогда как необходимо учитывать их комплексно.

В целом использование показателей рельефа привело к разработке отсутствовавших ранее расчетных приемов определения характеристик жидкого стока при отсутствии данных, которые в настоящее время широко используются. Более того, эти приемы стали применяться в условиях равнинных и холмистых территорий, способствуя повышению точности расчетов.

Несмотря на известную примитивность таких методов они, безусловно, еще долго будут использоваться в практике, так как пока неясно, когда появится возможность определять с необходимой точностью количество осадков и величину суммарного испарения в бассейнах горных рек, а также рассчитывать трансформацию осадков в различные категории стока. По этой причине, несомненно, рационально продолжать их совершенствование.

Следует со всей определенностью подчеркнуть, что даже весьма приближенное установление характеристик стока для водосборов с малыми площадями (для Средней Азии $F < 100 \text{ км}^2$), за редкими, возможно, случаями (сравнительно однообразные физико-географические условия), исходя только из показателей

рельефа большей частью невозможно. На малых водосборах часто большую роль начинают играть аномалии климатических условий и в особенности неклиматические факторы стока (геологическое строение, почвы, растительность, наличие или отсутствие озер, ледников и т. п.). Это приводит к тому, что режим водотоков становится весьма индивидуальным. Достаточно посмотреть, например, на гидрографы притоков Малой Алмаатинки, Алаарчи, небольших притоков Варзоба и т. п., чтобы влияние других, помимо рельефа, факторов стало очевидным, а различия в режиме весьма ощутимыми.

Другими словами, высотная поясность физико-географических условий при малых площадях водосборов может существенно нарушаться местными особенностями. Происходит явление, аналогичное наблюдаемому на равнинных территориях, где при малых площадях влияние широтной зональности затушевывается влиянием местных (азональных) факторов. Нужно, конечно, помнить, что величина площади водосбора, при которой местные факторы перестают существенно влиять на зональные закономерности, в условиях равнин гораздо больше, чем в горах. По мнению некоторых гидрологов, в условиях равнинных территорий предельное значение площади водосбора составляет тысячи и даже десятки тысяч квадратных километров, в то время как в горных районах такая площадь равна одной или нескольким сотням квадратных километров¹. Объяснение этого явления чрезвычайно простое: вертикальные градиенты факторов стока во много раз больше широтных.

Наконец, следует иметь в виду, что при малых площадях водосборов в наибольшей степени могут сказываться такие факторы, как несовпадение поверхностного и подземного водосборов, а также неполное дренирование подземных вод.

Остановимся на некоторых вопросах разработки расчетных приемов определения характеристик стока горных рек, которые наметились за последнее время. В основном будем касаться ошибочных, с нашей точки зрения, положений, развиваемых специалистами по горной гидрологии. Часто при установлении зависимостей производится дробление горной территории на чрезмерно большое число районов. Результатом этого является недостаточное число данных с точки зрения требований математической статистики для доказательства реальности существования искомых зависимостей, создается ложное представление о точности расчетов по ним. В некоторых случаях зависимости проводятся по двум-трем точкам (иногда по одной), часто число точек не превышает десяти и очень редко бывает более десяти.

Иногда дробление горной страны на мелкие районы в какой-то степени оправдывается или обусловлено необходимостью, так как другое решение при современной изученности не может быть дано.

¹ В особых случаях, как указывалось, предельная площадь водосбора может быть равна даже десяткам квадратных километров.

Сказанное в первую очередь относится к среднему многолетнему стоку (y_0, M_0), величина которого чрезвычайно чутко реагирует на изменения условий увлажнения водосбора атмосферной влагой. Именно поэтому число районов при разыскании связей среднего многолетнего модуля стока с H_{cp} водосбора очень велико и беспрерывно увеличивается по мере накопления материалов. Достаточно сказать, что на Кавказе таких районов выделено 79, а в Средней Азии — пока 32.

Несмотря на то что общий вид зависимостей $M_0 = f(H_{cp})$ теоретически известен, все равно остается чувство неудовлетворенности при выделении районов и установлении этих зависимостей. Что же говорить о тех случаях, когда общий вид зависимости неизвестен и автор видит зависимости там, где их нет и быть не может. Случается даже, что одни и те же связи в одних районах бывают прямыми, в других — обратными. Короче говоря, малое количество точек для каждого района открывает путь для фантазий и чисто формальных решений. Этого можно избежать, если искать более общие зависимости, когда точек несколько десятков и даже сотен. Тогда существование зависимости не может быть подвергнуто сомнению и нет необходимости объяснять, почему один малый район отличается от другого (эти объяснения часто выглядят малообоснованными).

Приведем хотя бы один пример, когда дробления на мелкие районы легко избежать. В последние годы некоторые специалисты стали устанавливать зависимости между модулями максимального стока M_{max} и H_{cp} водосбора. Мотивировка таких решений всегда одна: с увеличением средней высоты водосбора увеличивается запас воды в снежном покрове. Но, как хорошо известно, запас воды в снежном покрове в не меньшей, если не в большей, степени определяется условиями доступности водосбора влажным воздушным массам. Можно привести множество примеров, когда высокие водосборы отличаются малой мощностью снежного покрова, а значительно более низкие — большой. В результате для получения связей $M_{max} = f_2(H_{cp})$ приходится искать районы с более или менее одинаковыми условиями увлажнения атмосферными осадками, т. е. приходить в большинстве случаев к тем же районам, которые были найдены при разыскании связей $M_0 = f(H_{cp})$.

Между тем, мощность снежного покрова вполне удовлетворительно характеризуется величиной M_0 или слоем стока, и поэтому, устанавливая зависимость M_{max} от M_0 , легко избавиться от необходимости дробления горной территории на множество районов. Единственным недостатком такой зависимости является то, что для неизученных створов величину M_0 приходится определять с ошибкой по одному из известных способов расчета. Выгод же гораздо больше (надежное установление зависимости, отсутствие условностей при определении границ районов и т. п.).

Кстати, и при определении M_0 можно избежать дробного районирования, если будет найден показатель, характеризующий

степень доступности водосбора влажным воздушным массам. Тогда вместо связи $M_0 = f(H_{\text{ср}})$ будет получена зависимость $M_0 = \varphi(H_{\text{ср}}, \lambda)$, где λ — показатель доступности водосбора влажным воздушным массам.

В последнее время делались попытки до какой-то степени учесть доступность водосборов влажным воздушным массам. Среди них можно назвать опыт введения в зависимости коэффициента годового увлажнения, представляющего собой отношение осадков к испаряемости. Однако величина осадков из-за отсутствия необходимых данных вычислялась по градиентам, установленным по нескольким профилям, а испаряемость — по формуле Н. Н. Иванова. Отсюда становится ясным, что принципиально правильное стремление получить одну общую зависимость для определения среднего многолетнего стока вряд ли приведет к уточнению расчетов. Попытка учесть доступность при помощи азимута направления долин может быть оправдана только для коротких рек (и то вряд ли), так как изменение направления долины даже на небольшом протяжении резко изменяет условия увлажнения (например, реки Чаткал и Пскем).

Вернемся еще раз ввиду его большого принципиального значения к вопросу о том, что малое число данных при чрезмерном дроблении территории или плохая изученность территории часто приводит к чисто формальным и тем самым ошибочным решениям. Для большей наглядности приведем два примера из практики установления расчетных приемов для территории Памира.

Как известно, на Памире по мере удаления на восток условия увлажнения атмосферными осадками ухудшаются, и поэтому средний многолетний сток в том же направлении уменьшается. Данные наблюдений на сравнительно небольших притоках рек Гунт, Бартанг, Язгулем и Ванч до недавнего времени отсутствовали (их совершенно недостаточно и сейчас). Данные же наблюдений по длине основных рек создавали впечатление, что с уменьшением площади водосбора уменьшается и средний многолетний сток. По фактическим данным была получена зависимость $y_0 = \psi_2(F)$. Совершенно очевидно, что такая зависимость существовать не может и должна приводить к ошибкам при расчетах, поскольку сравнительно небольшие водосборы на северо-западе Памира (притоки главных рек) отличаются большой удельной водоносностью, а из зависимости $y_0 = \psi_2(F)$ следует, что они будут обладать ничтожной водоносностью.

Одним из авторов была установлена зависимость между максимальным стоком с элементарной площадки (A_p) (в формуле Д. Л. Соколовского) и $H_{\text{ср}}$ водосбора по тем же створам на основных реках Памира. Зависимость эта получилась обратной, т. е. с увеличением $H_{\text{ср}}$ уменьшалась величина A_p , тогда как для других районов Таджикистана с ростом $H_{\text{ср}}$ величина A_p увеличивалась. Не требуется доказательств, что в силу малого числа точек, расположения створов только на основных реках, а также ухудшения условий увлажнения при продвижении на восток ав-

тор получил не зависимость $A_p = \psi(H_{cp})$, а в основном зависимость A_p от условий увлажнения атмосферными осадками. Зависимость же $A_p = \psi(H_{cp})$ получилась потому, что к востоку увеличиваются высоты водосборов. Ясно, что применение связи $A_p = \psi(H_{cp})$ к притокам основных рек, да и к створам на основных реках ничего, кроме ошибок, дать не может.

Вывод из всего сказанного ясен: в тех случаях, когда можно получить более общие зависимости, следует идти по этому пути, избегая чрезмерного дробления горной страны на ряд районов.

В последние годы наметилась тенденция к отказу в условиях горных территорий от применения метода изолиний. Обычно мотив для такого отказа один: распределение климатических и гидрологических характеристик в горах настолько пестрое, что изобразить его закономерности на карте невозможно. Автору представляется, что подобное утверждение основывается на недоразумении. Во-первых, каким бы ни было пестрым распределение характеристик по горной территории, его всегда можно изобразить при помощи изолиний. Для этой цели нужно только выбрать соответствующий масштаб карты и иметь соответствующее число наблюдательных пунктов. Во-вторых, нет нужды вырисовывать изолинии той или иной характеристики стока во всех деталях. Достаточно провести их с той степенью детальности, которая требуется для определенного размера площади. Понятно, что чем больше площадь, тем с меньшей степенью детальности могут быть проведены изолинии и тем меньшее число наблюдательных пунктов нужно иметь. Это правило давно известно в геодезии. Отсюда только следует вывод, что метод изолиний в горах (также, впрочем, как и на равнинах) не может быть использован для определения характеристик водосборов любых размеров. В нашем представлении таким пределом, например, для Средней Азии является площадь водосбора 100 км².

Если некоторые специалисты склонны отрицать возможность применения метода изолиний, то другие, наоборот, применяют его в случаях, когда это делать недопустимо. Тем самым вольно или невольно порочится прекрасный расчетный метод. Вряд ли нужно напоминать, что метод изолиний применим лишь в тех случаях, когда данная гидрологическая характеристика является в основном функцией географических координат, т. е. когда проявляется в довольно яркой форме зональность или поясность этих характеристик. Именно по этой причине даже средний многолетний сток может определяться по карте изолиний лишь для бассейнов полностью дренирующих подземные воды, у которых совпадают поверхностный и подземный водоразделы. В тех случаях, когда подземный отток или приток играет существенную роль, не может быть и речи об использовании карт изолиний, составленных по данным о стоке с «замкнутых» водосборов.

По той же причине изолинии испарения с водной поверхности могут быть даны либо для малых водоемов (не создающих микроклимат), либо водоемов, для которых микроклимат создается

с одинаковой интенсивностью (с приблизительно одинаковым временем пребывания воздушной массы над водоемом). Точно также изолинии вскрытия или замерзания рек могут быть даны лишь для водотоков, у которых водная масса более или менее одинаковая и разность в датах вскрытия и замерзания лежит в пределах допустимой точности расчетов.

По той же причине нельзя выражать в изолиниях мутность воды. Не спасает положение и применение зон мутности, которые лишь в самом общем виде отражают зональность мутности воды на равнинных территориях и совершенно бессмысленны в условиях горных стран. В последних может намечаться только высотная поясность, да и то она настолько разная на разных водотоках, что пояса мутности будут чрезвычайно мозаичными и могут быть отображены только на карте крупного масштаба; для составления такой карты пока нет достаточного количества данных.

Как правило, совершенно не оправдано проведение изолиний модулей максимального стока, коэффициентов их вариации, минимальных модулей стока и т. п. Оговоримся, что изолинии минимального стока так же, как и карты зон мутности могут отражать на равнинных территориях лишь самую общую закономерность распределения характеристики стока в пространстве и не могут рассматриваться как расчетный прием для водотоков со сравнительно небольшими площадями. Как раз это практически наиболее важно, так как реки, площади бассейнов которых более 10 000 км², в значительной мере теперь изучены. Для горных же стран проведение изолиний $M_{\min}$ весьма затруднительно, кроме, быть может, каких-нибудь чрезвычайных условий, когда гидрогеологические условия сравнительно однообразны на больших площадях.

Конечный вывод: метод изолиний может и должен применяться во всех случаях, когда имеет место соблюдение всех требуемых условий. Не существует более простого и наглядного метода расчетов стока при отсутствии данных. Применение его сразу выявляет закономерности пространственного распределения той или иной характеристики стока. По этой причине не может быть и речи об отказе от этого метода, и он должен быть всячески рекомендован во всех случаях, когда может быть применен, хотя непосредственные расчеты, как правило, точнее производить по зависимостям, послужившим для составления карт изолиний.

Метод аналогии сейчас является весьма модным. Однако следует иметь в виду, что подбор аналога — дело весьма деликатное, в особенности для горных стран. Как правило, не может быть универсального аналога для всех характеристик стока. Кроме того, аналог часто может находиться не вблизи реки, для которой производятся расчеты характеристик стока, а на значительном удалении от нее. Так, например, по внутригодовому распределению р. Каратаг у с. Каратаг (бассейн Сурхандарьи), р. Карадарья (составляющая Сырдарьи) у с. Кампыррават и

р. Чаткал (составляющая Чирчика) могут считаться аналогами. Между тем по удельной водоносности они значительно различаются: средние многолетние модули стока у них колеблются с округлением в пределах 9—33 л/сек. км². Река Шахдара (приток р. Гунта) и р. Зарафшан у Дупулей по внутригодовому распределению стока также являются аналогами, но их удельные водоносности различаются почти в два раза. То же можно сказать и об изменчивости годового стока и других его характеристиках. Напомним, что приведенные аналоги по внутригодовому распределению стока отнюдь не находятся близко друг к другу и не относятся к одному гидрологическому району.

Наконец, выбор аналога без соответствующих числовых показателей (например, для внутригодового распределения стока таковыми являются δ и W_{VII-IX}) — дело чрезвычайно трудное. Оно зависит больше от опытности расчетчика, чем от объективных реальных условий, т. е. в большинстве случаев этот способ не является пока научным.

Остановимся на более мелких недостатках развития методов расчета характеристик речного стока.

1. Стремление заменить среднюю взвешенную высоту водосбора средней высотой гребней гор, высотой створа и т. п. Казалось бы очевидно, что средняя высота гребней гор значительно хуже отражает высотную характеристику водосбора, чем его $H_{ср}$, а высота створа не отражает ее вовсе. Тем не менее некоторые специалисты стремятся ввести эти показатели рельефа в гидрологические расчеты. Полученные ими зависимости отнюдь не свидетельствуют о возможности применения высоты створа для разработки расчетных приемов. Действительно, связи между средним многолетним стоком и высотой створа могут получаться лишь в частных случаях: при расположении станций в устьях притоков главной реки, при расположении створов на одной реке и т. п., т. е. тогда, когда с увеличением высоты створов увеличивается и $H_{ср}$ водосбора. Нет нужды доказывать, что такие связи, если они и устанавливаются, нельзя использовать для расчетов среднего многолетнего стока, внутригодового его распределения и т. д.

Нет смысла использовать высоту створа и для определения дат начала и конца половодья, так как совершенно очевидно, что как бы высоко мы ни взяли створ, например на р. Ахангаран, все равно на более низком створе р. Зарафшан половодье начнется и закончится позже, чем на р. Ахангаран. Средняя высота гребней гор так же, как и высоты разной обеспеченности в отдельных случаях могут быть использованы, но они хуже, чем $H_{ср}$, освещают распределение высот выше того или иного створа и не являются подобно $H_{ср}$ универсальными показателями. Таким образом, использование рассматриваемых показателей по сравнению с предложенными раньше на 30—35 лет часто является шагом назад, а не вперед при разработке расчетных приемов.

Что касается высоты створа, то она может служить для установления связей для температур воды, но непременно при условии, чтобы время добегания воды до створа и расходы ее не слишком отличались.

2. Установление среднего многолетнего стока не при помощи зависимостей $y_0 = f(H_{\text{ср}})$, а непосредственно по величинам осадков (x) и коэффициентов стока (η). С расчетной точки зрения такое определение среднего стока не выдерживает критики.

Дело в том, что в большинстве горных стран сколько-нибудь точно определить количество осадков, выпадающих в водосборах рек, не представляется возможным как из-за малого количества метеорологических пунктов, особенно в высокогорном поясе, так и потому, что метеорологические наблюдения обычно проводятся в долинах и плохо отражают величину осадков на различно ориентированных склонах гор и, следовательно, на водосборе в целом. Если к этому добавить, что современные приборы весьма плохо фиксируют истинное количество твердых осадков в районах со значительными скоростями ветра, то станет ясно, почему в горных странах нередко $\eta \geq 1,0$. Все ошибки в определении осадков неизбежно переходят на значения коэффициентов стока, которые тем самым не отражают истинной картины стока.

Если для расчетных целей определение y_0 по x и η является неприемлемым, то для суждений по некоторым гидрологическим вопросам такой прием при густом и правильном расположении метеорологических пунктов может найти себе оправдание. В частности, карты изогнет, построенные по зависимостям осадков от высоты местности в некоторых (к сожалению, пока весьма редких) случаях могут быть полезны как самая приближенная схема распределения осадков в горах, а коэффициенты стока совместно с картами осадков, разделенных на твердые и жидкие, могут быть использованы для предварительных суждений о роли различных источников питания в общем стоке данной реки.

Вряд ли улучшают точность расчета среднего многолетнего стока и приемы, основанные на определении фронта и тыла снеготаяния с последующим установлением площади возможного одновременного снеготаяния (заметим, что способ определения площади возможного одновременного снеготаяния был предложен автором в 1946 г.), а также дифференциальные модули стока, получаемые по интегральным значениям стока. Эти приемы вносят дополнительные ошибки. Поэтому при диапазоне высот водосбора не менее 1500 м и F более 100 км² с практической точки зрения наиболее надежным до сих пор является способ получения M_0 по зависимостям их от $H_{\text{ср}}$.

3. Рассмотрение характеристик стока, в общем заведомо не зависящих от высоты, как функций средней взвешенной высоты водосбора. Сюда относятся, например, модули максимального и минимального стока, мутность воды и т. п. Подобные связи, очевидно, могут быть получены лишь для очень малых районов, как об этом говорилось выше, и, следовательно, нет гарантии от боль-

ших ошибок и чисто формальных решений. Иначе говоря, такие определения характеристик стока в неизученных пунктах не имеют общего значения. Примером такого формального решения может явиться установление прямолинейных зависимостей $M_{\min}$ от $H_{\text{ср}}$ для бассейна р. Сырдарьи. Достаточно сказать, что угловые коэффициенты подобных зависимостей изменяются от 0,80 до 17,9, а свободный член — от +2,66 до —19,8. Даже при малом числе точек значения коэффициента корреляции бывают менее 0,6—0,7, а средние ошибки определения $M_{\min}$ могут достигать 30%. Нет нужды указывать, что расчеты по таким зависимостям не сулят ничего хорошего.

4. Не имеют общего значения и приемы расчетов, основанные на учете площадей оледенения. Так, например, связи среднего многолетнего стока с площадью оледенения могут иметь место только в небольших по площади районах с близкими высотами концов ледников и фирновой линии. В общем то же можно сказать и о зависимостях коэффициентов вариации годового стока от площади оледенения. Однако при наличии достаточного количества точек и убедительного разделения территории горной страны на районы такие узко региональные решения могут давать в отдельных случаях хорошие результаты.

Примерно аналогичное можно сказать и о так называемой активной площади. Не говоря уже о полной неопределенности этого понятия, так как удельная водоносность с высотой изменяется плавно, а на водосборах, где высота не превышает 3500 м, может отсутствовать площадь, лежащая выше фирновой линии, при высокой их удельной водоносности, этот показатель непригоден для рек бассейна Амударьи, т. е. не является универсальным. Более того, при использовании активной площади общие зависимости разделяются на более дробные, что создает часто ложное представление об улучшении точности расчетов.

До сих пор речь шла только об эмпирических приемах определения характеристик стока в неизученных пунктах горных рек. Это было вполне оправдано, так как в практике гидрологических расчетов, по существу, пока применяются лишь эмпирические способы, развитие и усовершенствование которых следует признать вполне рациональным.

В целом же совершенствование методов расчетов стока должно идти по следующим направлениям:

- а) путем развития эмпирических приемов расчета характеристик стока;
- б) путем изучения деталей процессов стока и закономерностей распределения характеристик стока в пространстве и времени;
- в) путем развития теоретических приемов расчета.

Первый путь в первую очередь должен включать учет других, помимо $H_{\text{ср}}$, показателей рельефа, в частности экспозиции и уклонов склонов, слагающих водосбор. При этом учет этих элементов в основном должен быть комплексным. Только тогда введение упомянутых элементов рельефа даст весьма положительный эффект.

Это не исключает в отдельных случаях использования показателей элементов рельефа отдельно, например среднего квадратического отклонения высотных поясов от $H_{\text{ср}}$, среднего взвешенного уклона водосбора, обеспеченных высот, расчетной амплитуды высот и т. д.

Необходим также учет других неклиматических факторов (геологического строения, почв, растительности и т. п.), а также хозяйственной деятельности человека на характеристики стока. Поскольку учет неклиматических факторов затруднителен, желательно объединить их в один или минимальное число показателей, например, при помощи показателей зарегулированности стока, хотя такой опыт пока и не дал существенных результатов. Можно только сделать весьма важный вывод: подземное питание почти не обладает многолетним регулированием. Другими словами, обмен между поверхностным и подземным стоком в горных районах осуществляется быстро (в основном на протяжении года). Крайне необходимо также изучать влияние хозяйственной деятельности человека на сток, хотя в горах она пока еще не отличается значительными масштабами. Параллельно нужно разрабатывать способы борьбы с лавинами, селевыми потоками, завалами, оползнями и т. п.

Второй путь, который собственно является ступенью для перехода к третьему пути и совершенствованию эмпирических приемов, в настоящее время наиболее необходим. Всем понятно, что прошли времена, когда гидрологические расчеты (да и прогнозы) строились исходя из информации, получаемой со стандартной гидрометеорологической сети. Сейчас совершенно необходимо изучение деталей формирования и процессов стока. Заранее нужно иметь в виду, что такое изучение потребует много средств и времени. Не следует, однако, жалеть ни средств, ни времени, так как только этот путь может поднять гидрологические расчеты и прогнозы на новую ступень.

Достаточно напомнить, что расчеты гидрографов дождевых паводков (в частности, их максимальных ординат), в том числе селей, ведутся уже много десятилетий, но они не дали хороших результатов, поскольку это изучение в основном ограничивается определением гидравлическим способом максимальных расходов после прохождения дождевых паводков. Необходимо же изучение закономерностей распределения дождей (в частности, ливней) во времени и пространстве, закономерностей стекания жидких осадков по склонам водосбора, по русловой сети и т. п. Все это требует организации густой сети плювиографов, сооружений, необходимых для точного определения расходов воды и твердого стока. Сейчас в Средней Азии, по существу, нет ни одного достоверно установленного максимального расхода, а тем более гидрографа при прохождении катастрофических дождевых паводков на малых водосборах (площадью в несколько единиц или десятков квадратных километров). Следовательно, применимость всех имеющихся расчетных приемов даже не может быть проверена.

Чрезвычайно важно изучить стекание дождевых и талых вод по склонам водосбора. В настоящее время уже почти общепринято считать, что вода, поступившая на поверхность водосбора, стекает по его склонам поверхностным стоком лишь в локальных местах (по скальным обнажениям, по почво-грунтам, потерявшим структуру и задернованность вследствие выпаса скота, вырубки леса, пахоты, по мерзлым грунтам и т. п.). Большая часть стока осуществляется под поверхностью водосбора, нередко в грубообломочном материале со скоростями, сравнительно мало отличающимися от скоростей поверхностного стекания. Вследствие перестройки почво-грунтов подземный сток имеет место на разных горизонтах, беспрерывно переходя из одного в другой, выходя местами на поверхность. Разобраться в закономерностях стекания воды на водосборе — одна из главных задач горной гидрологии.

Не меньшую роль играют закономерности формирования снежного покрова, его таяния и потерь, поскольку основным источником питания рек Средней Азии, да и большинства горных стран СССР является сезонный снег. В том числе необходимо детальное изучение снежников, роль которых в некоторых районах превышает роль ледников. Необходимое внимание должно быть уделено изучению деталей вещественного и теплового балансов ледников. В общем число вопросов, подлежащих изучению, настолько велико, что дальнейшее перечисление их вряд ли целесообразно. Нужно только подчеркнуть, что изучение этих вопросов должно проводиться в основном стационарным путем, что опять-таки требует много средств и времени.

Изучение деталей формирования и процессов стока позволит постепенно перейти к теоретическим способам расчета характеристик стока или гидрографа в целом. Такие попытки уже начали предприниматься с шестидесятых годов. В настоящее время теоретические способы расчета не могут получить широкого практического применения из-за недостаточного объема информации. Надо всегда помнить, что значительно более трудоемкие способы расчетов никогда не принимались на вооружение практиками, если нет гарантии, что они существенно точнее более простых приемов расчета. Сейчас такая гарантия не может быть дана, поэтому теоретические методы мало применяются в гидрологических расчетах и прогнозах.

Означает ли это, что ими не нужно заниматься сейчас, когда объем информации совершенно недостаточен? Конечно, нет. Именно теоретические методы должны направлять изучение деталей процессов стока. Без них такое изучение может пойти самотеком, без определенного плана.

В заключение хотелось бы весьма кратко остановиться на применении теории вероятности и математической статистики в гидрологических расчетах.

В гидрологии почти полностью игнорируется закон больших чисел, членами одного статистического коллектива нередко считаются генетически разнородные явления и т. п. В этих условиях

не мудрено, что статистические методы не дают нужных результатов. Эта беда не математической статистики, а гидрологов, которые либо требуют от нее больше, чем она может дать, либо применяют ее в случаях, когда этого нельзя делать. Следует всегда помнить, что при неправильных предпосылках детерминированный подход также принесет не пользу, а только вред. Следовательно, при изучении как достоверных, так и случайных явлений природы необходимо исходить из правильных представлений об этих явлениях.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ГОРНЫХ ОЗЕР СРЕДНЕЙ АЗИИ

До настоящего времени ни в одном из исследований, посвященных озерам Средней Азии, в том числе в известной монографии Л. А. Молчанова [2], в силу недостаточной изученности озер не ставилась задача определения запасов воды в них. В настоящее время такая возможность представляется.

На территории Средней Азии, рассматриваемой в пределах Советского Союза, насчитывается 7172 озера с общей площадью 10 250 км². На долю оз. Иссык-Куль приходится 60% суммарной площади всех озер Средней Азии, исключая Аральское море. Следовательно, на долю всех остальных озер остается немногим более 4000 км². В настоящей работе оз. Иссык-Куль не рассматривается.

Подавляющее большинство озер Средней Азии имеет площадь зеркала менее 1 км². На их долю падает около 18% площади всех озер и 96% общего числа малых озер Средней Азии [5].

В табл. 1 приведены сведения о количестве озер и их площадях по градациям площадей озер и высотным зонам для территории Средней Азии. По сравнению с работами [4] и [5] сведения, приведенные в табл. 1, уточнены.

Самыми крупными водоемами после Аральского моря, Балхаша и Иссык-Куля являются озера Каракуль, Сонкуль, Чатыркуль, Сарезское, Судочье, Камышлыбаш, Денгизкуль, Бийликоль. Однако площади озер Судочье, Денгизкуль и Камышлыбаш из-за все возрастающего развития орошения за последнее время резко сократились. Площади зеркал и объемы воды некоторых озер увеличились. К таким озерам относятся, например, Арнасайские озера, площадь которых в 1969 г. за счет сброса вод Чардарьинского водохранилища увеличилась со 120 до 1500 км².

Распределение озер по высотным зонам показывает, что наибольшее количество озер расположено в области равновесия стока. В этой зоне (0—500 м) находится 57,8% озер, площадь которых составляет 69,3% площади всех озер Средней Азии. Наиболее бедна озерами область «рассеивания стока», где в интервале высот от 500 до 1500 м находится всего 71 озеро общей площадью 4,3 км². В зоне формирования стока расположено более 41% озер

Количество озер Средней Азии и распределение их по речным бассейнам, грациям озерных площадей и высотным зонам

Площадь водной поверхности (км²) и высотные зоны (м)	Количество озер в бассейнах рек							Площадь озер в бассейнах рек							
	Амударья¹	Сырдарья	бессточные реки и области Туркмении	Чу, Талас и оз. Иссык- Куль²	оз. Иссык- Куль	всего		Аму- дарья	Сыр- дарья	бессточные реки и области Туркмении	Чу, Талас и оз. Иссык- Куль	оз. Иссык- Куль	суммарная площадь	всего, %	
						коли- чество	%							с учетом оз. Иссык- Куль	без учета оз. Иссык- Куль
Распределение по грациям площадей															
Менее 1,0	2498	2574	179	1531		6782	94,56	293,03	245,35	42,20	138,47		719,05	7,02	17,78
1,01—10,0	160	108	28	52		348	4,85	424,38	289,57	88,5	154,91		957,33	9,34	23,67
10,1—50,0	9	11	4	8		32	0,45	163,80	236,50	93,1	190,3		689,70	6,73	17,05
50,1—100,0	3			1		4	0,06	252,1			86,9		339,0	3,31	8,33
Более 100,0	2	2		1	1	6	0,08	717,0	447,0		175,0	6206	7545,0	73,60	33,12
Всего	2672	2695	211	1593	1	7172	100,00	1855,31	1218,42	223,8	745,58	6206	10250,11	100,00	100,00
Распределение по высотным зонам															
0— 500	872	2142	211	920	1	4145	57,79	1158,18	888,51	223,8	531,63		2802,17	27,34	69,30
501—1000	13	10		17		40	0,56	1,30	1,13		1,02		3,45	0,03	0,03
1001—1500	14	17				31	0,43	0,23	0,62				0,85	0,01	0,02
1501—2000	15	36		34	1	86	1,20	1,46	8,32		2,78	6206	6218,56	60,67	0,31
2001—2500	31	38		29		98	1,37	7,48	2,41		1,11		11,0	0,11	0,27
2501—3000	47	49		72		168	2,34	1,46	9,51		5,71		16,68	0,16	0,41
3001—3500	558	164		214		936	13,05	100,18	232,92		11,54		394,64	3,85	9,76
3501—4000	383	226		304		913	12,73	467,85	24,34		191,63		683,85	6,67	16,91
4001—4500	485	13		3		501	6,99	97,59	0,63		0,03		98,33	0,96	2,43
4501—5000	246					246	3,43	20,48					20,48	0,20	0,51
5001—5500	8					8	0,11	0,10					0,10	0,00	0,00
Всего	2672	2695	211	1593	1	7172	100,00	1855,31	1218,42	223,8	745,58	6206	10250,11	100,00	100,00

¹ В бассейн р. Амударья включены бассейны озер Ранкуль, Каракуль, Курункуль, р. Маркансу.

² В бассейн рек Чу, Талас и оз. Иссык-Куль включены бассейны рек Кызылеу, Кокшаал, Чонузенгикуш, Сарыджас и оз. Чатыркуль.

общей площадью около 1200 км² [5]. Коэффициент озерности для горной территории Средней Азии составляет 1,55% без учета оз. Иссык-Куль.

В бассейне р. Амударьи основное количество озер сосредоточено на территории горной системы Памиро-Алая; здесь находится 1773 озера общей площадью 697 км², что составляет 66% количества озер бассейна и 35% площади всех озер.

Озера горной территории расположены в основном в бассейнах рек Вахш и Пяндж и составляют 92% всех горных озер бассейна р. Амударьи. В количественном отношении они распределяются примерно поровну, но в бассейне р. Пяндж сосредоточено примерно 37% площади всех горных озер Памиро-Алая.

Горные водоемы в большинстве своем имеют площадь зеркала менее 0,1 км².

В бассейне р. Сырдарьи количество горных озер меньше, чем в бассейне Амударьи, и составляет всего 20% общего количества озер в бассейне. Площадь этих озер равна примерно 30% площади озер всего бассейна.

Наибольшее количество горных озер расположено в бассейне р. Нарын, где они составляют 14% общего количества и занимают 26% площади всех озер бассейна р. Сырдарьи. Здесь расположены такие относительно крупные озера, как Сонкуль, Сарычелек, Карасу левое.

В бассейнах рек Чу, Талас и оз. Иссык-Куль (исключая само озеро) насчитывается 920 равнинных водоемов с общей площадью 532 км², что составляет 80% общего количества и 98% площади водной поверхности всех озер бассейнов этих рек. Горные озера этой территории приурочены к области высокогорья Восточного и Центрального Тянь-Шаня. Площадь горных озер незначительна (213 км² при общем количестве 657 озер).

Исследования среднеазиатских озер начались еще в XIX веке, но чаще всего они носили описательный характер. Только во второй половине XIX века были проведены первые инструментальные съемки. Большая заслуга в изучении среднеазиатских озер принадлежит таким видным исследователям Средней Азии, как Н. А. Северцев, А. П. Федченко, Л. С. Берг, Н. Л. Корженевский, Д. Н. Кашкаров, С. Д. Муравейский, Л. А. Молчанов, Н. Г. Маллицкий, В. Ф. Гурвич.

До последнего времени исследования озер Средней Азии имели совершенно случайный характер. Исключение составляли четыре крупных озера. Первый озерный гидрометрический пост был открыт 14 октября 1903 г. на оз. Иссык-Куль в с. Рыбачьем. В 1929 г. на оз. Искандеркуль была открыта озерная станция. Подобные станции были открыты в 1937 г. на Сарезском озере, в 1938 г. на оз. Яшилкуль. Однако дальнейшего развития озерная сеть на горных водоемах Средней Азии не получила. Лишь после организации в системе УГМС Узбекской ССР отдела озер и водохранилищ озерам Средней Азии стало уделяться больше внимания.

С 1966 г. исследования озер проводятся также УГМС Киргизской ССР и с 1969 г. — УГМС Таджикской ССР.

Озера Средней Азии разнообразны по размерам. Например, объемы обследованных горных озер колеблются от 0,01 до 26 000 млн. м³, глубины — от 0,5 до 500 м. Чаши озер, конфигурация водной поверхности, степень изрезанности береговой линии и другие характеристики — самые разнообразные. Это вполне понятно, так как морфология озер, эволюция их котловин, режим питания и т. д. в основном зависят от происхождения озерных ванн. Таким образом, необходима классификация водоемов, составленная с учетом их происхождения.

Такая классификация впервые была разработана Л. А. Молчановым и включала в себя семь типов озер: тектонические, озера плоскогорий, моренные, завальные, старицы, дельтовые, степные. Эта классификация была дополнена В. Л. Шульцем [6] типом озер, питающихся сбросными водами.

В 1968 г. В. Н. Рейзвихом и А. М. Никитиным была разработана новая классификация озер Средней Азии. Они выделяют следующие типы озер: 1) тектонические, 2) карстовые, 3) термокарстовые, 4) завальные, 5) ледниковые, 6) каровые, 7) зандровые, 8) моренные, 9) старицы, 10) пойменные, 11) дельтовые, 12) конечные, 13) дефляционные, 14) ирригационно-сбросовые, 15) лиманные [4].

Морфология завальных озер значительно отличается от морфологии гляциальных тектонических и других озер. Поэтому и морфометрические характеристики различных типов озер сильно различаются. Например, максимальные глубины завальных озер значительно больше, чем гляциальных. А объемы воды и площади зеркал тектонических озер в большинстве случаев значительно больше, чем объемы и площади гляциальных и завальных озер.

Соотношения между морфометрическими характеристиками озер различного происхождения также различны. Например, отношение длины озера к его максимальной глубине (как характеристика уклонов дна) для тектонических озер в большинстве случаев на 1—2 порядка выше, чем это отношение для завальных озер. У таких завальных озер, как Кугала, Айкуль, Каратоко, Карасубашикуль, это отношение находится в пределах 20—50, а у оз. Сонкуль — представителя тектонических озер — оно равно 1870. Встречаются, однако, озера различного происхождения, у которых эти отношения не столь различны. Например, у Сарезского озера оно равно 166, а у такого крупного тектонического озера, как Иссык-Куль, — 240. Однако в подавляющем большинстве случаев отношения длины озера к его максимальной глубине для озер различного происхождения заметно разнятся.

Если искать связи между какими-либо морфометрическими характеристиками озер, не делая различия последних по происхождению, то трудно выявить даже тенденцию к возникновению такой связи. Поэтому отыскание зависимостей между различными

морфометрическими величинами необходимо вести отдельно для каждого типа озер.

Построение таких зависимостей необходимо для оценки запасов воды в озерах, для которых нет данных об их объеме. Отсюда следует, что связь необходимо искать между объемом воды в озере или средней глубиной и какой-либо характеристикой, которую можно определить по карте (площадь зеркала, длина, ширина). Так, для гляциальных озер была получена связь между объемом воды в озере и площадью его зеркала (рис. 1 а). В среднем отклонения

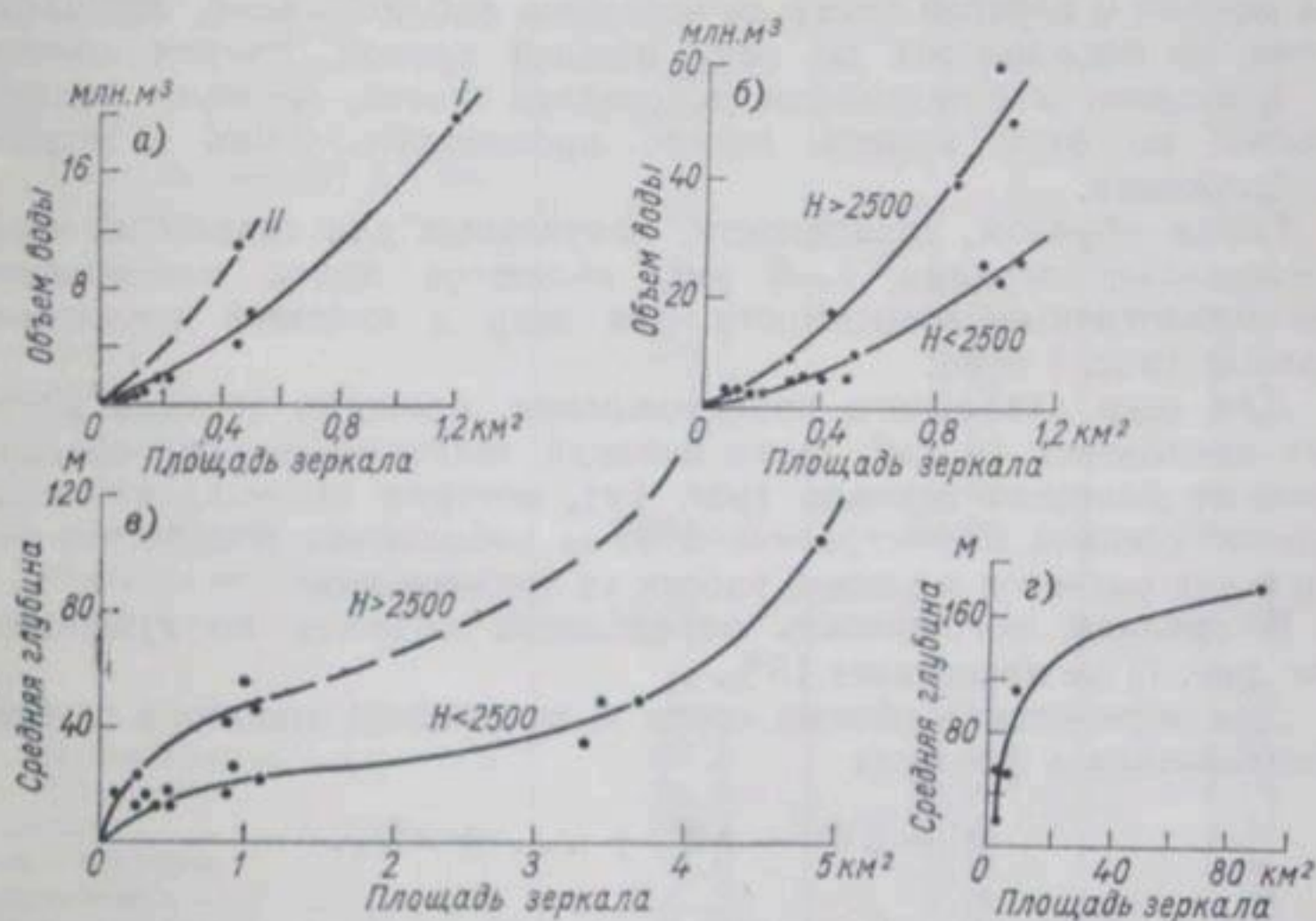


Рис. 1. Зависимости объемов воды и средних глубин озер от площади зеркала.

а — гляциальные: I — озера Средней Азии, II — кресловинные озера Кавказа; б — за-
валыные озера площадью 1 км², в — до 5 км², г — до 100 км².

точек от кривой равны 5—7%, а максимальное отклонение для озер с площадью 0,1—0,01 км² не превышает 20%.

Озеро Зоркуль по строению своей котловины близко к кресловинным озерам Кавказа. Если перенести величины объема и площади зеркала этого озера на график связи $w=f(F)$ для кресловинных озер Кавказа [7], то полученная точка ложится в непосредственной близости от кривой (рис. 1 а).

Для отыскания связей, позволяющих определить объемы за-
валыных озер, последние были разбиты по градациям площадей:

1) $F < 1,0$ км²; 2) $1,0$ км² $< F < 5,0$ км²; 3) $5,0$ км² $< F < 100$ км². Для каждой из этих групп озер была найдена своя зависимость объема озер от определяющих параметров.

Для озер с площадью водной поверхности менее 1,0 км² та-
кой зависимостью явилась зависимость между объемом озера и

площадью водной поверхности (рис. 1 б). При этом отчетливо выявились две кривые. Выяснилось, что первая кривая соответствует озерам, лежащим на высотах более 2500 м над уровнем моря, а вторая кривая — озерам, находящимся на высотах менее 2500 м.

Для завальных озер с площадью водной поверхности 1—5 км² наиболее тесной явилась зависимость между средней глубиной и площадью водной поверхности (рис. 1 в). Здесь также выявлены две кривые: одна для озер, расположенных на высотах более 2500 м над уровнем моря, вторая — на высотах менее 2500 м. Первая кривая в верхней части не освещена наблюдениями, экстраполяция ее произведена по ходу нижней кривой. Вторая кривая не освещена наблюдениями в средней части, поэтому оценку объема по этой кривой можно производить лишь в первом приближении.

Таким образом, зависимости, полученные для завальных озер с площадью зеркала 1—5 км², являются менее надежными, чем аналогичные зависимости для озер с меньшей площадью зеркала (рис. 1 б, в).

Для озер завального происхождения, площадь зеркала которых превышает 10 км², была найдена зависимость средней глубины от площади зеркала (рис. 1 г), которая является в значительной степени иллюстративной из-за небольшого количества точек и для расчетов в данной работе не применялась.

В среднем погрешность определения объемов по графикам (см. рис. 1) не превышает 15%.

Для определения объема озера W по данным промеров глубин использовалась формула

$$W = \Delta W_1 + \Delta W_2 + \dots + \Delta W_n,$$

где $\Delta W_i = \frac{1}{3} \Delta h_i (F_i + F_{i+1} - \sqrt{F_i F_{i+1}})$; ΔW_i — объем воды между изобатами; Δh — расстояние по вертикали между изобатами; F — площадь, ограниченная i -той изобатой.

При определении запасов воды в горных озерах Средней Азии для изученных водоемов использовались материалы стационарных наблюдений, экспедиционных обследований и литературных источников. Однако на подавляющем большинстве озер глубины не измерялись. Поэтому объемы воды в озерах определялись одним из трех методов: 1) по батиметрической карте исследованных озер, 2) по графикам связи площадей зеркала с объемами или средними глубинами, 3) для озер с площадью зеркала менее 0,02 км² определялась площадь «среднего озера» по бассейнам отдельных рек и по графикам (см. рис. 1). Сведения о водных ресурсах, сосредоточенных в горных озерах, приведены в табл. 2.

Каждому методу определения объема воды присуща своя ошибка подсчета. Площади водных поверхностей, по которым определялись объемы озер способом «среднего озера», менее 0,02 км². При таких площадях используемые расчетные связи ста-

Распределение водных ресурсов горных озер Средней Азии по бассейнам рек

Бассейн реки	Объем воды, млн. м ³	% объема всех озер в бассейне	% объема всех озер Средней Азии
Нарын	3799	91,26	7,55
Карадарья	147,9	3,55	0,29
Ангрен	1,07	0,03	0,00
Чирчик	91,6	2,20	0,18
Ферганская долина	123,3	2,96	0,26
Итого по бассейну р. Сыр- дарья	4163	100	8,28
Вахш	102,0	0,22	0,19
Пяндж	18861	41,66	37,45
Зарафшан	238,1	0,53	0,47
Кашкадарья	3,2	0,01	0,01
Сурхандарья	3,8	0,01	0,01
Шерабад и Кугитанг	5,5	0,01	0,01
Кафирниган	0,5	0,00	0,00
Восточный Памир	26065	57,56	51,73
Итого по бассейну р. Аму- дарья	45279	100	89,87
Чу	48,5	5,19	0,09
Талас	25,4	2,72	0,05
оз. Иссык-Куль	115,5	12,35	0,23
оз. Чатыркуль	364,9	39,01	0,72
Кокшаал	342,2	36,58	0,69
Чон-Узенгикуш	21,6	2,31	0,04
Сарыджас	17,2	1,84	0,03
Итого по бассейнам рек Чу, Таласа и оз. Иссык- Куль	935,3	100	1,85
Всего по Средней Азии	50377	100	100

новятся менее четкими. Кроме того, абсолютные значения получаемых объемов весьма малы, следовательно, истинная величина объема воды в озере может значительно отличаться от рассчитанной. Погрешность определения объемов воды первым способом равна погрешности промерных работ — 5%.

Точность определения объемов воды озер по бассейнам рек колеблется в зависимости от соотношения объемов исследованных и неизученных озер в бассейне от 5 до 30%.

В горных озерах бассейна р. Кафирниган находится 0,5 млн. м³ воды, причем ни одно озеро здесь не обследовано. Поэтому вполне естественно, что ошибка определения запасов воды здесь может достигать значительных величин. Большая погрешность в масштабах одного бассейна р. Кафирниган весьма мало отража-

ется на точности определения запасов воды во всех горных озерах Средней Азии вследствие малой абсолютной величины объема воды озер в бассейне.

Общий объем воды в горных озерах Средней Азии, определенный с точностью $\pm 5-10\%$, составляет 50 380 млн. м³.

В табл. 3 дано распределение водных ресурсов горных озер Средней Азии по республикам и областям. Как видно из таблиц 2 и 3, распределение водных запасов крайне неравномерно по территории. В одной только Горно-Бадахшанской области Таджикской ССР находится 89% общих запасов воды озер в горах Средней Азии. Объем воды в одном только оз. Каракуль равен 26 000 млн. м³, что составляет около половины объема воды всех горных рек. А в пяти самых крупных озерах (исключая Иссык-Куль), таких, как Каракуль, Сонкуль, Сарезское озеро, Яшиль-куль и Сарычелек, содержится 45 960 млн. м³, или 92% воды всех горных озер Средней Азии.

Таблица 3

Распределение запасов воды в горных озерах Средней Азии
по республикам и областям

Республика	Область	Объем воды, млн. м ³	Количество воды, % от запасов воды всех озер республики	Количество воды, % от запасов воды всех озер Средней Азии	Количество воды, % от местного стока
Узбекская ССР	Всего	20,9	100	0,04	0,22
	В том числе Ташкент- ская область	15,4	73,7	0,03	0,33
	Сурхандарьинская об- ласть	5,5	26,3	0,01	0,13
Киргизская ССР	Всего (без оз. Иссык- Куль)	5 106	100	10,64	10,12
	В том числе Ошская область	1 151	22,5	2,80	5,67
Таджикская ССР	Всего	45 249	100	89,82	91,60
	В том числе Горно- Бадахшанская авто- номная область	44 930	99,3	89,19	274
Казахская ССР	Всего	0,9	100		0,02
	В том числе Чим- кентская область	0,9	100		0,02
	Итого по Средней Азии	50 377			

Для оценки внутригодового хода запасов воды в водоеме необходимо знать ход элементов водного баланса внутри года. Расчет водного баланса произведен по уравнению

$$y_1 + x = z + y_2 \pm y_3 \pm u,$$

где y_1 — поверхностный приток в водоем; u — аккумуляция или сработка запасов; y_3 — подземный приток или отток; x — осадки на зеркало водоема; z — испарение с поверхности водоема; y_2 — сток из водоема.

Поверхностный приток (y_1) и сток из водоема (y_2) для изученных озер определялся по данным наблюдений за стоком рек. Осадки на зеркало водоема приведены по наблюдениям на осадкомерной сети. Испарение с поверхности водоемов определялось по расчетным формулам или по зависимости испарения от высоты местности (для оз. Каракуль). Аккумуляция или сработка запасов воды в чаше озера определялась по данным изменений уровня воды в озерах.

Расчет водного баланса (табл. 4) за многолетний период произведен для озер Сарезское, Искандеркуль, Яшилкуль, Каракуль. Если для первых трех озер водный баланс был рассчитан

Таблица 4

Водный баланс горных озер Средней Азии

Элемент баланс	Размерность	оз. Искандеркуль	оз. Сарезское	оз. Яшилкуль	оз. Каракуль
Объем озера	млн. м ³	172	16100	525	26000
Площадь зеркала	км ²	3,40	88	38	369
Поступление					
Поверхностный приток	млн. м ³	596,4	1520	827	156,5
	м слоя ¹	176	17,3	21,8	0,42
	%	99,8	98,8	99,1	79,2
Осадки	млн. м ³	0,91	10,5	5,7	41,0
	м слоя	0,3	0,1	0,2	0,11
	%	0,2	0,6	0,9	20,8
Изменение запасов воды	млн. м ³	—	11	—	—
	м слоя	—	0,1	—	—
	%	—	0,6	—	—
Сумма приходных компонентов	млн. м ³	597,3	1541	833	198
	м слоя	176,3	17,5	22,0	0,54
Расход					
Сток	млн. м ³	613,3	1455	839	—
	м слоя	180	16,5	22,1	—
	%	99,8	94,3	97,8	—
Испарение	млн. м ³	1,46	86,5	19,6	198
	м слоя	0,4	1,0	0,5	0,52
	%	0,2	5,7	2,2	100
Сумма расходных компонентов	млн. м ³	614,8	1541	859	198
	м слоя	180,4	17,5	22,6	0,52
Невязка	млн. м ³	17,5	—	25,9	—
	м слоя	4,0	—	0,6	—
	%	2,3	—	2,7	—

¹ Слой воды в метрах, приведенный к площади водной поверхности озера.

на основе многолетних стационарных наблюдений, то для оз. Каракуль почти все элементы баланса найдены расчетным путем.

Из всех рассмотренных водных балансов видно, что основным элементом приходной части является поверхностный приток. Его доля в этой части баланса составляет 80—100%. В расходной части основная доля (более 90%) приходится на поверхностный и подземный сток (для сточных и проточных озер).

Испарение с поверхности водоема здесь играет заметную, но значительно меньшую роль. Даже в летние месяцы у озер, не имеющих поверхностного стока, на долю испарения приходится всего около 10% расходной части баланса. И только для бессточных озер весь расход воды осуществляется за счет испарения.

С точки зрения определения водных ресурсов в водоемах особый интерес представляет изменение запасов воды как внутри года, так и за многолетний период. Это изменение для некоторых озер можно оценить на основе анализа водного баланса озер Искандеркуль и Сарезское, двух наиболее изученных горных водоемов. Анализ хода аккумуляции водных запасов этих озер позволяет выяснить изменение объемов воды в водоеме в течение года.

Внутригодовые изменения запасов воды невелики — амплитуда колебания не превышает 3%. В оз. Искандеркуль это объясняется переливом воды через плотину и малым вследствие этого изменением уровня, а следовательно и объема. В Сарезском озере малое (в процентном отношении) изменение запасов воды вызвано большим объемом озера и как следствие этого малым влиянием притока в озеро (отношение объема озера к годовому притоку в него равно десяти).

Более значительные (в процентном отношении) изменения объема воды в озере в течение года наблюдаются в эфемерных озерах, чаши которых наполняются водой только в период снеготаяния. Суммарный объем этих озер невелик, и значительного влияния на распределение водных запасов они оказывать не могут.

В среднем за многолетний период объем озер не изменяется. Доказательством может служить водный баланс оз. Искандеркуль. Исключение составляют озера недавнего образования, такие, например, как Сарезское. В течение примерно трех десятилетий после образования Усойского завала котловина озера заполнялась водой. Естественно, что даже за многолетний период в это время приход воды явно преобладал над расходом. Затем эта разница стала уменьшаться, и вскоре наступило динамическое равновесие между приходной и расходной статьями баланса. Баланс, составленный за период 1943—1964 гг., показал, что роста запасов воды в озере не происходит.

Определенный интерес представляют вековые запасы воды в горных озерах Средней Азии. Эти запасы воды можно оценить лишь для тех озер, по которым имеются многолетние наблюдения за уровнем воды, по выражению

$$W_{\text{век}} = W_{\text{УВВ}} - W_{\text{слив}} = W_{\text{УВВ}} - \Delta h F,$$

где $W_{\text{век}}$ — объем вековых запасов воды; $W_{\text{УВВ}}$ — объем воды в озере при уровне высоких вод (УВВ); $W_{\text{слив}}$ — объем сливной призмы; Δh — амплитуда колебания уровня; F — площадь зеркала при среднем многолетнем уровне.

Расчет вековых запасов произведен для пяти озер (табл. 5).

Таблица 5

Вековые запасы воды

Озеро	Величина сработки, м	Площадь зеркала, км ²	Объем озера при УВВ, млн. м ³	Объем сливной призмы, млн. м ³	Вековые запасы воды, млн. м ³	Вековые запасы, % от объема при УВВ
Искандеркуль	1,89	3,40	172	6,43	165,6	96
Яшилкуль . .	2,05	38,0	525	77,9	447	85
Сарезское . .	17,31	88,0	16 100	1 523	14 580	91
Каракуль . .	0,70	369	26 000	258*	25 742	99
Сонкуль . . .	2,0	275	2 820	550	2 270	80
Всего . .			45620	2415	43200	95

* Для оз. Каракуль термин «сливная призма» условен, так как сработка уровня происходит только за счет испарения.

Из табл. 5 видно, что вековые запасы воды составляют в среднем 80—99% объема озер при УВВ. Следует, однако, отметить, что для некоторых озер (например, эфемерных) вековые запасы могут вообще отсутствовать.

Общий объем воды в горных озерах Средней Азии оценен в 50 380 млн. м³. Из табл. 5 видно, что вековые запасы воды в пяти наиболее крупных озерах составляют 43 200 млн. м³, или 86% общих запасов воды горных озер Средней Азии.

В качестве одной из задач данной работы являлось выделение объемов воды, пригодной для питья, из общих водных запасов горных озер Средней Азии. Условно принято считать, что хорошая питьевая вода должна иметь минерализацию не более 600 мг/л, удовлетворительная — от 600 до 1000 мг/л и допустимая для питья по необходимости — от 1000 до 1500 мг/л. Вода с большей минерализацией считается непригодной для питья.

Из табл. 6, где приведены результаты химических анализов воды некоторых озер Средней Азии, видно, что минерализация воды большинства озер довольно незначительная и вода этих озер вполне пригодна для питья. В основном это сточные и проточные озера. Естественно, что для бессточных озер степень минерализации воды гораздо выше. Примером может служить оз. Каракуль, минерализация воды которого равна 8800 мг/л. Вода этого озера непригодна для питья. Так как объем оз. Каракуль составляет около половины всего объема воды горных озер

Минерализация вод горных озер Средней Азии

Озеро	Сумма ионов, мг/л	Озеро	Сумма ионов, мг/л	Озеро	Сумма ионов, мг/л
Сонкуль . . .	492	Азорчашма . .	53,3	Зоркуль . . .	57
Айкуль . . .	198	Гушор . . .	122	Ирису . . .	66
Кугала . . .	160	Соя . . .	144	Коккуль . . .	146
Урунгах . . .	203	Нежигон . . .	122	Сарезское . .	преси.
Маргузор . .	94,4	Каракуль . . .	8800	Сарычелек . .	"
Нофий . . .	138	Яшинкуль . . .	103	Искандеркуль	"

Средней Азии, необходимо более подробно рассмотреть гидрохимические характеристики этого озера.

Распределение содержания ионов по площади оз. Каракуль [1] представляет довольно пеструю картину, в отличие от такого крупного бессточного озера, как Иссык-Куль, минерализация которого 5800 мг/л и распределена по площади равномерно. Сравнение различных анализов воды оз. Каракуль показывает, что общая соленость и количество отдельных компонентов колеблется в значительных пределах [1] (табл. 7).

Таблица 7

Характеристики ионного состава оз. Каракуль

Характеристика	Содержание ионов, мг/л	
	наибольшее	наименьшее
Сухой остаток (в ионах)	6652	11 568
Гидрокарбонатные ионы	559	1 008
Сульфатные ионы	2512	4 819
Хлоридные ионы	1253	1 906
Кальция ионы	286	623
Магния ионы	415	1 323
Натрия и калия ионы	472	2 532
Общая жесткость	48,95	111,4

Исходя из этого можно заключить, что неоднородность солености воды и состава солевой массы является характерной особенностью оз. Каракуль. По мнению В. Ф. Гурвича, соленость воды оз. Каракуль будет повышаться и одновременно будет меняться характер солености от сульфатно-натриевого до натриевого; рН воды, по данным Гурвича, равно 8,0—8,5 [1]. Таковы основные черты солевого режима оз. Каракуль.

Можно считать, что горные озера Средней Азии, за исключением оз. Каракуль, в подавляющем большинстве вполне пригодны для использования в качестве источников питьевой воды.

Таким образом, из 50 380 млн. м³ воды, сосредоточенной в горных озерах Средней Азии, на долю пресных и ультрапресных вод приходится 20 300 млн. м³, на долю солоноватых вод — 26 000 млн. м³. Для озер с суммарным объемом воды 4080 млн. м³ качество воды неизвестно.

ВЫВОДЫ

1. Запасы воды в горных озерах Средней Азии составляют 50 380 млн. м³. Погрешность оценки водных ресурсов равна 5—10%. Распределение водных запасов крайне неравномерно как по речным бассейнам, так и по административным районам.

2. Из 50 380 млн. м³ воды, сосредоточенной в горных озерах Средней Азии, 20 300 млн. м³ представлено пресными и ультрапресными водами, 26 000 млн. м³ являются солоноватыми. Для неисследованных озер, водные запасы которых составляют 4080 млн. м³, качество воды неизвестно.

3. Вековые запасы воды оценены для пяти наиболее крупных озер. Они равны 43 200 млн. м³, или 95% суммарного среднего многолетнего объема этих озер. Вековые запасы только пяти озер составляют 86% водных ресурсов всех горных озер Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурвич В. Ф. Озеро Каракуль как среда обитания. Ташкент, Изд. САГУ, 1958.
2. Молчанов Л. А. Озера Средней Азии. Ташкент, Изд. САГУ, 1929.
3. Муравейский С. Д. Реки и озера. М., Географгиз, 1969.
4. Никитин А. М., Рейзвих В. Н. Новые сведения об озерах Средней Азии. — Тр. САНИГМИ, 1970, вып. 54 (69).
5. Рейзвих В. Н., Никитин А. М. К вопросу о географическом распространении и типизации озер Средней Азии. — Сб. работ Ташкентской ГМО, 1968, вып. 3.
6. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1965.
7. Цыцарин Г. В. Кресловинные озера. — Вопросы географии, сб. 26. М., 1951.

ВЛИЯНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ОРОГРАФИИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДКОВ В ГОРНЫХ БАССЕЙНАХ

Общеизвестна исключительная пестрота распределения осадков в горах, вызванная сложным и многогранным воздействием рельефа на процессы их выпадения. Однако из численных характеристик рельефа при расчетах осадков обычно используется лишь абсолютная высота пункта осадкомерных наблюдений. Прочие характеристики чаще всего пытаются учесть локализацией кривых изменения осадков с высотой.

Представляется весьма важной задача создания методов расчета, обладающих большей территориальной общностью. Эта задача требует прежде всего выявления иных, помимо высоты, характеристик рельефа, определяющих распределение осадков по горной территории. Из числа этих характеристик наиболее важной является удаленность пункта наблюдений от орографических гребней и узлов, замыкающих горные долины, и от боковых водоразделов. Воздействие этого фактора имеет некоторое физическое обоснование. Х. А. Хргиан [9] показал, что дополнительные вертикальные скорости, возникающие при набегании воздушного потока на препятствие, распространяются как в вертикальном, так и горизонтальном направлении. При этом в горизонтальном направлении восходящие потоки затухают по мере удаления от преграды.

На хорошо известных макромасштабных полях осадков Средней Азии ярко проявляется влияние условий доступности (экранированности) и ориентации склонов основных хребтов. Для мезомасштабных условий, наиболее важных пока для выяснения закономерностей территориального распределения осадков и уточнения их расчета, более ощутимо влияние удаленности от тыловых и боковых гребней. Предварительное исследование этого эффекта и является целью настоящей работы.

Нужно отметить, что в некоторых работах в расчеты осадков вводятся иные, помимо высоты, показатели рельефа [4, 8, 10]. Так, И. Н. Гарцман [4] обосновал превалирующую роль удаленности от океана и ориентации долин в распределении осадков по территории юга Дальнего Востока. В работе [10] приведена эмпирическая формула, описывающая распределение годовых сумм осадков на терри-

тории Ближнего Востока. В ней учтены, помимо высоты, удаленность от моря, крутизна склонов и ряд других топографических показателей.

Для Средней Азии подобные исследования отсутствуют.

Для наших целей можно предложить следующую приближенную типизацию речных долин по условиям увлажнения:

I. Открытые, благоприятно ориентированные и хорошо доступные основным влагонесущим потокам (долины рек Кафирниган, Сурхандарья, Ахангаран, Арысь и т. д.);

II. Неблагоприятно ориентированные, частично экранированные, контактирующие с хорошо увлажняемыми долинами предыдущего типа (долины рек Талас, Зарафшан, Чонкемин и т. п.);

III. Полностью экранированные, внутригорные, в которых условия увлажнения ухудшаются по мере приближения к верховьям (долины рек Чу, Гунт, Бартанг).

Для исследования влияния удаленности от гребней на величину осадков необходим выбор долин, отвечающих ряду требований. Прежде всего, надежность статистических выводов требует значительной густоты осадкомерной сети, которая в долинах III типа очень мала. Далее, желательна как можно меньшая корреляция между абсолютной высотой пункта и его удаленностью от гребней. В некоторых долинах (Зарафшан, Гунт) особенности размещения осадкомерной сети таковы, что коэффициент корреляции между высотой и удаленностью пунктов наблюдений от тыловых гребней близок к единице. В подобных случаях «расчленить» влияние указанных факторов практически невозможно.

Очевидно, что удаленность от гребней гор (или от входа в долину для внутригорных долин III типа) — не единственный, наряду с высотой, фактор, определяющий пеструю картину распределения осадков. В силу этого необходима некоторая орографическая однородность территории (отсутствие «воронок», «кулис» и т. п.), позволяющая оценить изучаемый эффект в чистом виде. Так, например, в Ферганской долине прослеживается тенденция к росту осадков (на равных высотах) при приближении к Ферганскому хребту — барьеру на пути основных юго-западных влагонесущих потоков. Однако количественный анализ этого эффекта здесь сильно осложнен наличием мощных гребней второго порядка, параллельных главному (Туркестано-Алайскому) гребню. В этих условиях слой осадков в большей степени определяется экранированностью частных долин этими хребтами, учесть которую при современной густоте осадкомерной сети очень трудно.

Перечисленные требования лимитируют выбор бассейнов, пригодных для исследования эффекта удаленности. Оказалось возможным привлечь данные по двум долинам I типа (Ахангаран, Сурхандарья) и одной — II типа (Таласская долина). Эти долины имеют ряд морфологических различий, занимают разное положение в системе макрорельефа. Информацию о режиме осадков в бассейнах Ахангарана и Сурхандарьи можно получить из работ [2, 5]. В работе [5] отмечено, что увлажненность осадками притоков Сурхан-

дарьи определяется не ориентацией их долин, а удаленностью от главного орографического барьера на пути юго-западных влагонесущих потоков — Гиссарского хребта, замыкающего долину с севера. В ряде работ рассматриваются осадки Таласской долины [3, 6]. Интересный анализ влияния орографии этой долины на синоптические процессы, обуславливающие выпадение осадков, содержится в статье В. А. Бугаева и М. А. Петросянца [3]. В работе А. А. Григорьева [6] рассмотрены как средние годовые осадки, так и их внутригодовое распределение. Из обеих работ следует, в част-

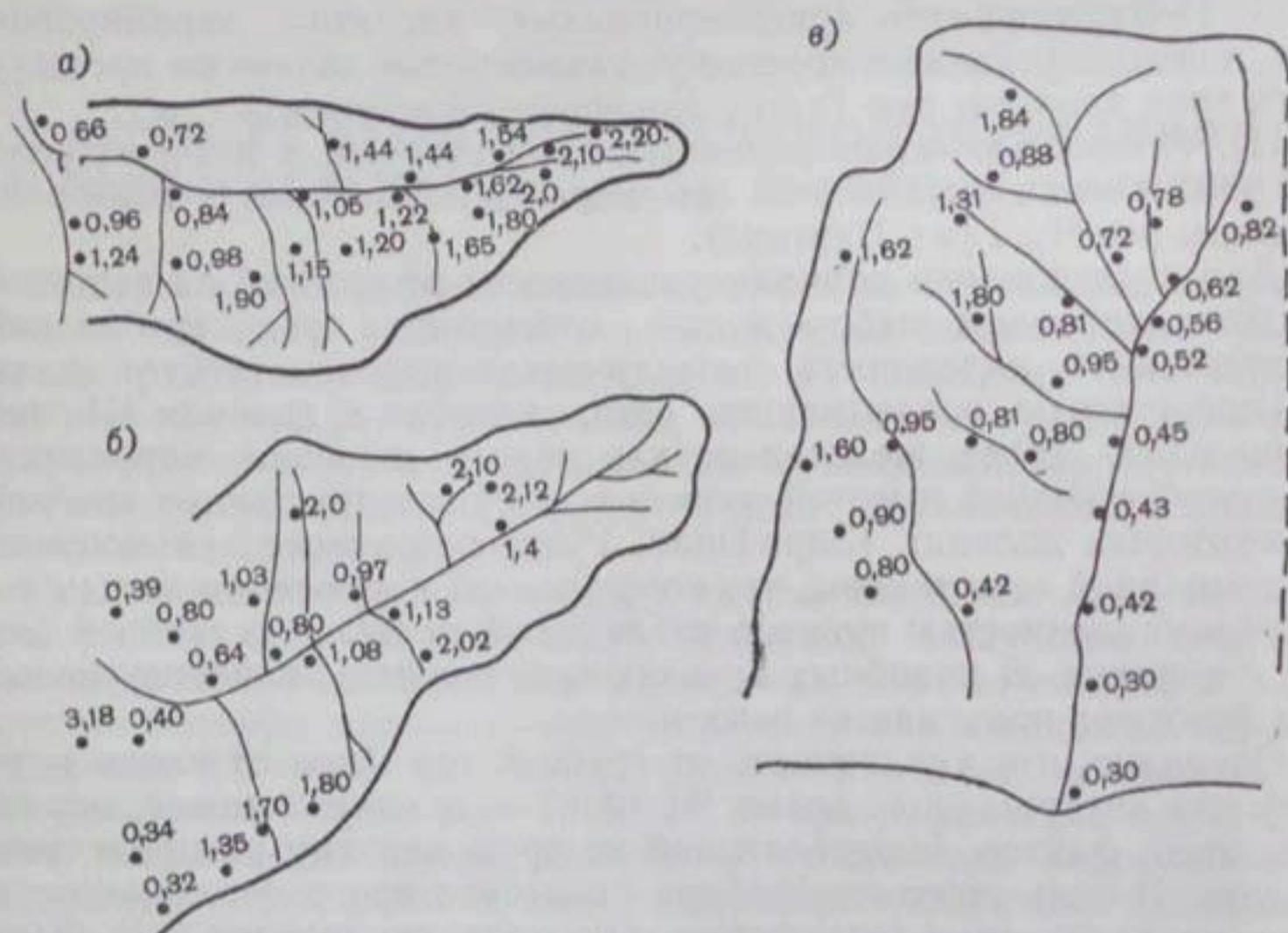


Рис. 1. Схемы бассейнов рек и размещение осадкомерной сети.

а — р. Талас, б — р. Ахангаран, в — р. Сурхандарья. Числа у точек — высоты метеостанций и постов.

ности, что в пригребневых зонах хребтов, окаймляющих долину р. Таласа, происходит особенно интенсивный рост осадков с высотой.

Некоторую информацию о расположении осадкомерной сети в исследуемых бассейнах и об их морфометрических характеристиках можно получить из рис. 1 и табл. 1. В этой таблице помещены коэффициенты корреляции ρ_{zl_1} и ρ_{zl_2} , высоты пунктов наблюдений (z) с их удаленностью от тыловых (l_1) и боковых (l_2) гребней соответственно.

Поскольку исследование эффекта удаленности проводилось для месячных и годовых сумм осадков, использовались лишь данные об их нормах по осадкомерным постам и метеостанциям. Месячные суммы осадков по суммарным осадкомерам, как известно, не фиксируются.

Морфометрические характеристики бассейнов и осадкомерной сети

Бассейн реки	Пункт	F км ²	Амплитуда высот, км	Амплитуда высот расположения осадкомеров, км	Количество осадкомеров	ρ_{zl_1}	ρ_{zl_2}
Сурхандарья	Мангузар	13500	4,1	1,5	25	—0,53	—0,78
Ахангаран . .	Теляу	3150	3,4	1,8	19	—0,66	—0,63
Талас . . .	Караой	2540	3,7	2,5	21	—0,88	—0,52

Изучение влияния высоты как фактора территориального распределения осадков является первым этапом проводимого корреляционного анализа. Изменение осадков с высотой описывается с помощью следующего выражения, заимствованного из работы [2]:

$$x(z) = x(z_0)(1 + \beta \Delta z + \alpha \Delta z^2), \quad (1)$$

где $x(z_0)$ — слой осадков на некотором базовом уровне z_0 ; β — относительный градиент изменения осадков с высотой на высоте z_0 ; α — половина скорости изменения этого градиента.

На рис. 2 представлены графики, иллюстрирующие изменение месячных и годовых сумм осадков с высотой, и аппроксимирующие кривые. Здесь же можно получить представление о степени рассеивания точек относительно этих кривых.

Внутригодовой ход параметров α и β , определенных по методу наименьших квадратов, и их средние годовые значения приведены в табл. 2. Максимум обоих параметров во всех бассейнах приходится на лето, что свидетельствует об относительно более интенсивном нарастании осадков с высотой в этот период.

Представляют интерес и данные табл. 3, где приведены значения частных коэффициентов корреляции месячных и годовых сумм осадков с высотой, удаленностью от тыловых (ρ_{xl_1}) и боковых (ρ_{xl_2}) гребней. При рассмотрении этой таблицы прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что коэффициенты корреляции годовых сумм осадков с высотой (ρ_{xz}) меньше, нежели с удаленностью от тыловых гребней, замыкающих долину в верховьях (ρ_{xl_1}). В бассейне р. Таласа для годовых сумм наблюдается соотношение $|\rho_{xz}| < |\rho_{xl_2}|$. Это позволяет полагать, что в некоторых случаях расчет годовых сумм осадков по их связи с параметрами l_1 и l_2 более предпочтителен, чем по их связи с высотой местности. Сказанное в большой мере относится и к месячным суммам осадков. Из табл. 3 видно, что для долин I типа (Сурхандарья и Ахангаран) лишь в летние месяцы $|\rho_{xz}| > |\rho_{xl_1}|$, а в остальное время наблюдается обратное соотношение. В долине р. Таласа всегда $|\rho_{xz}|$ несколько больше, чем $|\rho_{xl_1}|$ и $|\rho_{xl_2}|$.

Целью настоящей работы является выявление «чистого» эффекта удаленности от тыловых и боковых гребней первого порядка,

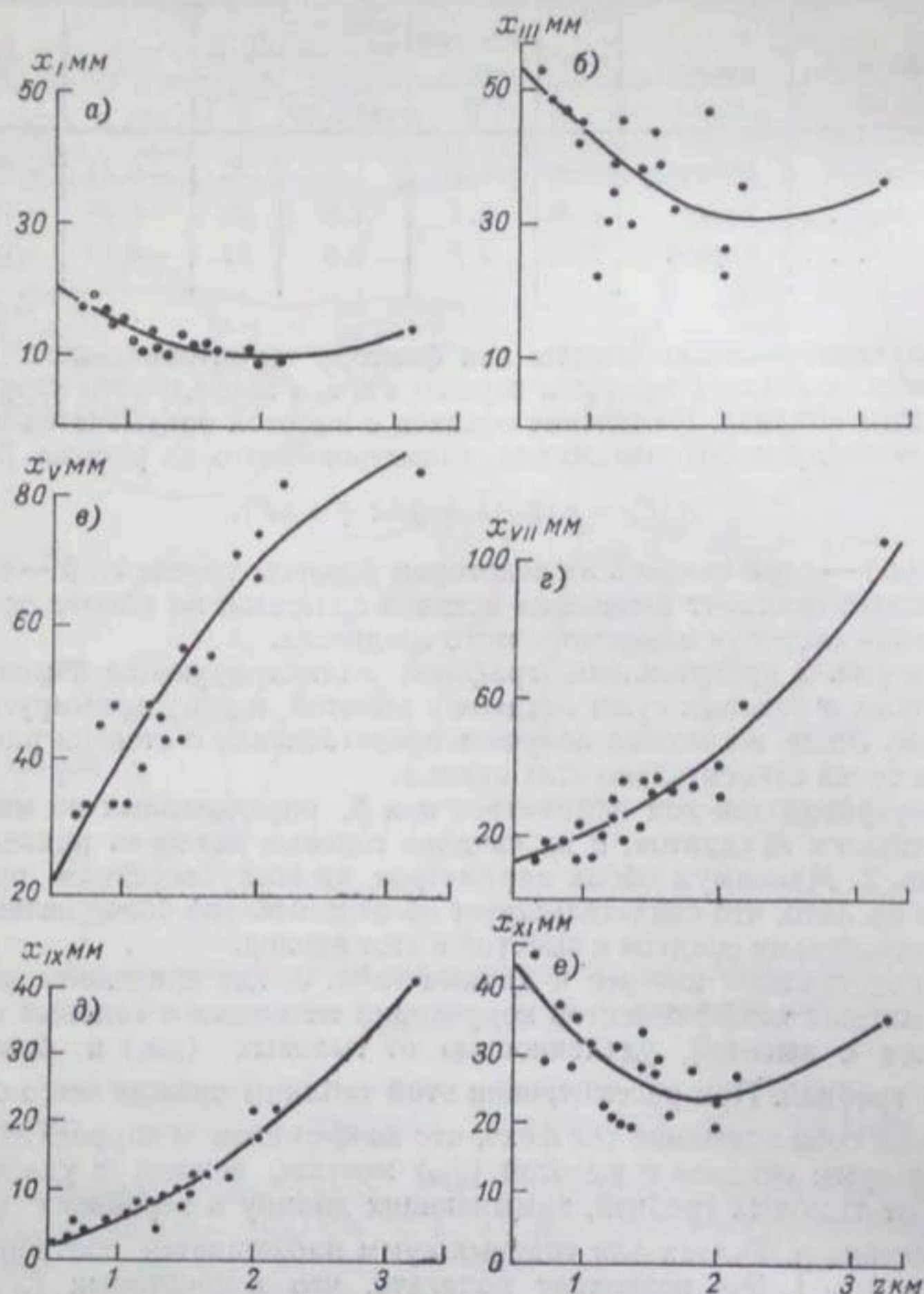


Рис. 2. Графики зависимости осадков от высоты местности в бассейне р. Таласа.

а — январь, б — март, в — май, г — июль, д — сентябрь, е — ноябрь.

когда «снято» влияние общепринятого параметра — высоты местности. Приемы решения такого рода задач разработаны в многомерном статистическом анализе. В общем случае, согласно работе [1],

Параметры зависимостей месячных сумм осадков от высоты

Бассейн реки	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Талас	α	0,37	0,17	0,17	0,05	-0,09	0,21	0,41	0,47	0,32	0,30	0,34	0,50	0,19
	β	-0,47	-0,21	-0,26	0,28	0,49	0,49	0,86	0,93	1,10	0,17	-0,32	-0,69	0,22
Сурхандарья .	α	-0,43	-0,34	-0,40	-0,39	-0,10	0,21	0,26	0,58	0,74	-0,07	-0,32	-0,39	-0,32
	β	0,05	0,19	0,13	0,18	0,52	0,97	1,22	1,55	1,71	0,61	0,28	0,07	0,23
Ахангаран . .	α	-0,27	0,08	0,03	0,16	0,32	0,47	0,57	0,25	0,51	-0,05	0,32	0,08	0,09
	β	0,08	0,45	0,39	0,55	0,75	0,93	1,14	0,72	0,94	0,30	0,69	0,49	0,49

Таблица 3

Коэффициенты корреляции месячных и годовых осадков с показателями рельефа

Месяц	р. Талас			р. Сурхандарья			р. Ахангаран			р. Талас		р. Сурхандарья		р. Ахангаран	
	ρ_{xI_1}	ρ_{xI_2}	ρ_{xz}	ρ_{xI_1}	ρ_{xI_2}	ρ_{xz}	ρ_{xI_1}	ρ_{xI_2}	ρ_{xz}	$\rho_{xI_1/z}$	$\rho_{xI_2/z}$	$\rho_{xI_1/z}$	$\rho_{xI_2/z}$	$\rho_{xI_1/z}$	$\rho_{xI_2/z}$
I	0,71	0,24	-0,85	-0,92	-0,63	0,67	-0,93	-0,25	0,60	-0,16	-0,47	-0,90	-0,24	-0,62	-0,18
II	0,29	-0,09	-0,47	-0,89	-0,64	0,72	-0,86	-0,44	0,78	-0,30	-0,45	-0,86	-0,21	-0,40	-0,21
III	0,54	-0,06	-0,50	-0,88	-0,67	0,73	-0,82	-0,55	0,81	0,25	-0,27	-0,86	-0,25	-0,36	-0,25
IV	-0,65	-0,52	0,71	-0,83	-0,71	0,78	-0,83	-0,50	0,78	-0,08	-0,26	-0,63	-0,28	-0,35	-0,24
V	-0,83	-0,54	0,91	-0,76	-0,72	0,88	-0,71	-0,44	0,77	-0,15	-0,18	-0,65	-0,15	-0,32	-0,22
VI	-0,63	-0,70	0,73	-0,69	-0,62	0,80	-0,65	-0,42	0,74	0,04	0,14	-0,52	-0,02	-0,33	-0,22
VII	-0,80	-0,48	0,82	-0,52	-0,49	0,68	-0,61	-0,34	0,72	-0,29	-0,12	-0,26	0,08	-0,33	-0,19
VIII	-0,85	-0,43	0,91	-0,56	-0,46	0,64	-0,79	-0,32	0,71	-0,24	0,11	-0,34	0,07	-0,44	-0,18
IX	-0,88	-0,59	0,90	-0,57	-0,42	0,58	-0,69	-0,29	0,70	-0,38	-0,34	-0,38	0,06	-0,38	-0,17
X	-0,24	-0,48	0,28	-0,83	-0,60	0,71	-0,92	-0,44	0,77	0,02	-0,41	-0,75	-0,14	-0,45	-0,22
XI	0,56	-0,09	-0,63	-0,86	-0,67	0,76	-0,76	-0,48	0,77	0,02	-0,58	-0,83	-0,22	-0,37	-0,24
XII	0,60	-0,09	-0,63	-0,90	-0,62	0,67	-0,88	-0,43	0,79	0,11	-0,59	-0,86	-0,22	-0,40	-0,20
Год	-0,54	-0,66	-0,58	-0,88	-0,68	0,76	-0,84	-0,28	0,80	-0,07	-0,49	-0,78	-0,20	-0,37	-0,13

остаточный коэффициент корреляции двух переменных, если учтено влияние остальных $n - 2$, может быть найден следующим образом:

$$\rho_{1, 2/3, \dots, n} = \frac{\lambda_{12}}{\sqrt{\lambda_{11}\lambda_{22}}},$$

где $|\lambda_{ij}|$ — матрица, обратная ковариационной матрице элементов $1, 2, \dots, n$. В частном случае, когда элементов всего три, согласно работе [7], можно записать

$$\rho_{xl_1/z} = \frac{\rho_{xl_1} - \rho_{xz}\rho_{l_1z}}{\sqrt{(1 - \rho_{xz}^2)(1 - \rho_{l_1z}^2)}},$$

где $\rho_{xl_1/z}$ — остаточный коэффициент корреляции сумм осадков (x) с удаленностью от тылового гребня (l_1), когда «снято» влияние высоты. Остальные обозначения прежние. Аналогично рассчитывается $\rho_{xl_2/z}$. Результаты приведены в табл. 3 и на рис. 3, где графически представлены и средние квадратические ошибки коэффициентов корреляции $\rho_{xl/z}$

$$\sigma_\rho = \frac{1 - \rho_{xl/z}^2}{\sqrt{n}}.$$

Анализ этих данных показывает, что удаленность от гребней гор является показателем, в существенной мере определяющим распределение осадков. В открытой, широкой, благоприятно ориентированной долине р. Сурхандарьи остаточная корреляция осадков с расстоянием до гребней гор, замыкающих долину (западная оконечность Гиссарского хребта), достигает наибольших значений (0,65—0,90) в период октябрь—май. Для осадкомерной сети бассейна р. Ахангаран, площадь и ширина которого значительно меньше, уменьшаются также значения $\rho_{xl_1/z}$, хотя и остаются значительными (видимо, имеется некоторый предел размеров бассейна, до которого проявляется влияние l_1). В бассейне р. Таласа лишь для трех месяцев $\rho_{xl_1/z} > \sigma_\rho$. Здесь удаленность от тыловых гребней гор практически не сказывается на величине осадков. Зато значительными становятся остаточные коэффициенты корреляции осадков с удаленностью от боковых гребней ($\rho_{xl_2/z}$), величины которых в долинах I типа, как правило, незначительны. Такое положение вполне объяснимо. В экранированной, ориентированной на запад-северо-запад долине р. Таласа основную роль (помимо высоты) играет удаленность пункта наблюдений от боковых гребней (Таласский и Киргизский Алатау), юго-западные и северные склоны которых находятся в условиях хорошего увлажнения. Орографическое усиление осадков, вызванное подъемом по этим склонам воздушных масс, проявляется из-за инерционности процессов и в верхней части подветренных склонов долины.

Обращает на себя внимание противоположный характер изменения коэффициентов $\rho_{xl_1/z}$ и $\rho_{xl_2/z}$ (для р. Таласа) и параметров α и β интерполяционной формулы (1). Максимум остаточных коэффициентов корреляции осадков с показателями l_1 и l_2 отмечается

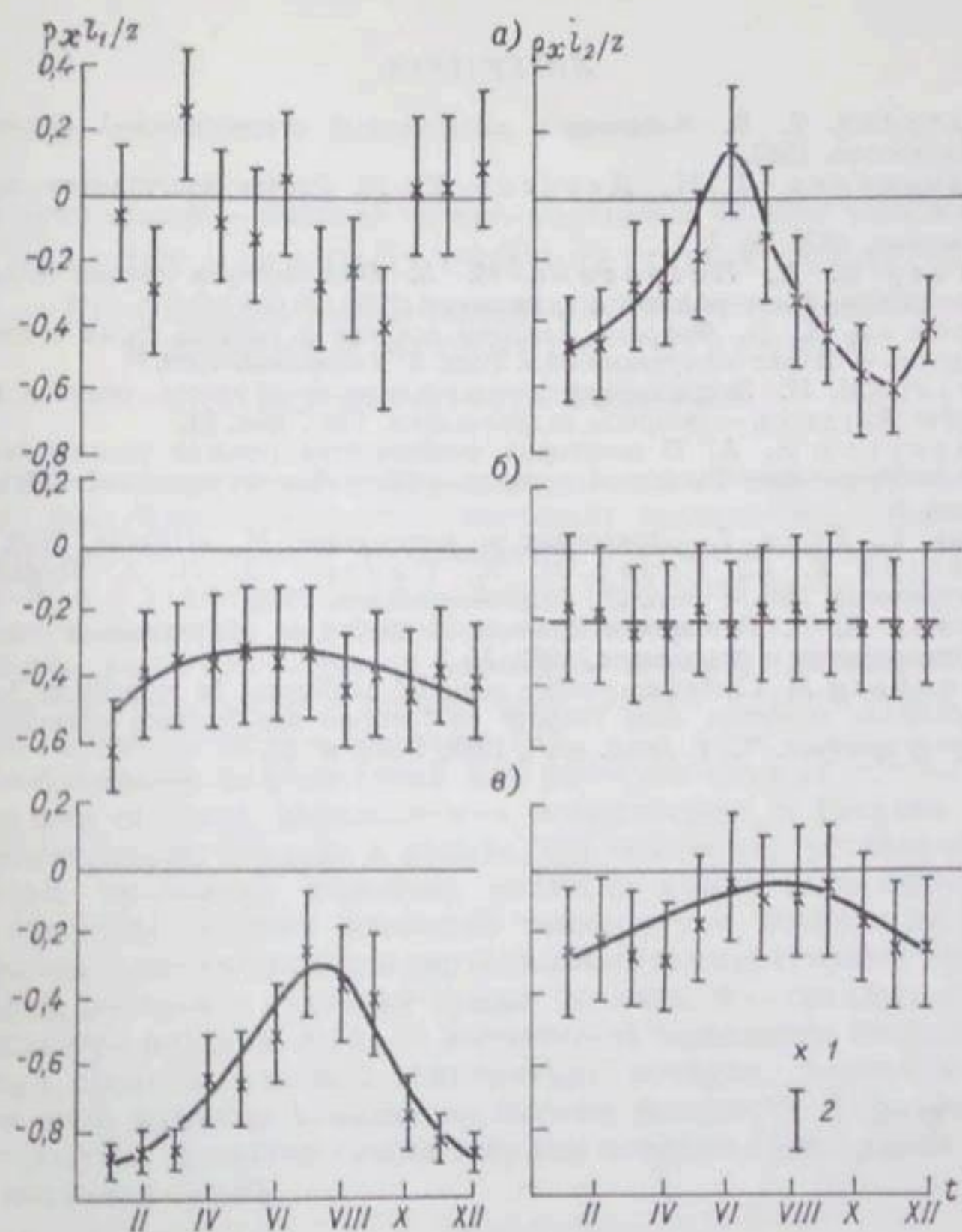


Рис. 3. Внутригодовой ход остаточных коэффициентов корреляции осадков с удаленностью от тыловых ($\rho_{xl_1/z}$) и боковых ($\rho_{xl_2/z}$) гребней (1) и соответствующие средние квадратические ошибки подсчета (2) в бассейнах рек Талас (а), Ахангаран (б), Сурхандарья (в).

зимой, когда интенсивность нарастания осадков с высотой минимальная (минимальные α и β , см. табл. 2). Летом при быстром нарастании осадков с высотой значения коэффициентов $\rho_{xl_1/z}$ и $\rho_{xl_2/z}$ снижаются. Разработка метода выявления эффекта при расчетах осадков требует дальнейших исследований.

В заключение необходимо отметить, что, согласно табл. 1, осадкомерными наблюдениями, использованными в данной работе, освещено около половины амплитуды высот изучаемых бассейнов. Это обстоятельство несколько снижает ценность полученных выводов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Т. В. Введение в многомерный статистический анализ. М., Физматгиз, 1963.
2. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М. Расчет поступления талой и дождевой воды на поверхность горного бассейна. — Метеорология и гидрология, 1970, № 7.
3. Бугаев В. А., Петросянц М. А. Орография и осадки Таласской долины. — Метеорология и гидрология, 1956, № 7.
4. Гарцман И. Н. Фоновые факторы осадков и речного стока в бассейне Амура. — В кн.: «Амурский сб.». Вып. 2. Хабаровск, 1960.
5. Геткер М. И. Закономерности распределения и расчет осадков в бассейне Амударьи. — Вопросы гидротехники, 1967, вып. 33.
6. Григорьев А. А. О некоторых особенностях режима увлажнения горного обрамления Таласской долины. — Сб. работ Фрунзенской ГМО, 1964, вып. 1.
7. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М., «Наука», 1970.
8. Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. Пер. с англ. Л., Гидрометеониздат, 1962.
9. Хргиан Х. А. О влиянии Уральского хребта на облачность и осадки. — Метеорология и гидрология, 1962, № 3.
10. Rosenberg M. Choix d'un modèle régional expliquant la repartition des precipitations annuelles dans l'espace en fonction des facteurs climatiques et topographiques. "C. r. Acad. sci.", 1969, D268, n° 23.

РАСЧЕТ МЕСЯЧНЫХ СУММ ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ ПО ОБЩИМ МЕСЯЧНЫМ СУММАМ ОСАДКОВ И СРЕДНИМ МЕСЯЧНЫМ ЗНАЧЕНИЯМ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

подавляющую часть информации об осадках в верхних зонах горных бассейнов получают с помощью суммарных осадкомеров, наблюдения по которым производятся в лучшем случае один раз в месяц, а в худшем — дважды в год. При этом часто важно определить количество попавших в осадкомер осадков, выпавших в твердом виде, что является, пожалуй, одним из насущных вопросов горной гидрологии и гляциологии. Ниже предлагается метод, позволяющий вычислять эту величину.

Необходимой информацией для расчетов служат общая месячная сумма осадков, определяемая осадкомером, и средняя месячная температура воздуха в пункте, где осадкомер установлен. Как известно, последняя довольно надежно может быть определена, если известны средняя месячная температура воздуха на некоторой базовой метеостанции и вертикальный температурный градиент.

Итак, пусть a — суточная сумма осадков, ϑ — средняя суточная температура воздуха, $K(\vartheta)$ — вероятность выпадения твердых осадков при средней суточной температуре воздуха, равной ϑ (параметры этой функции зависят от высоты местности [1]). Очевидно, что вероятная суточная сумма твердых осадков будет равна $aK(\vartheta)$, а их месячная сумма

$$A_T = \sum_{i=1}^n a_i K(\vartheta_i),$$

где n — число дней в месяце.

Из математической статистики известно, что

$$\begin{aligned} A_T &= \sum_{i=1}^n a_i K(\vartheta_i) = \sum_{i=1}^n \overline{aK(\vartheta)} = \overline{aK(\vartheta)} n = n [\overline{aK(\vartheta)} + \rho \sigma_a \sigma_K] = \\ &= n \overline{aK(\vartheta)} \left(1 + \rho \frac{\sigma_a}{\bar{a}} \cdot \frac{\sigma_K}{\bar{K}} \right) = \overline{AK(\vartheta)} \left(1 + \rho \frac{\sigma_a}{\bar{a}} \cdot \frac{\sigma_K}{\bar{K}} \right), \end{aligned}$$

где черта над символами обозначает среднюю их величину, ρ — коэффициент корреляции между величинами a и $K(\vartheta)$; σ_a и σ_K — средние квадратические отклонения этих величин; A — общая месячная сумма осадков.

Допустим, что a и K — величины независимые, т. е. что $\rho = 0$. В этом случае

$$A_T = A \overline{K(\vartheta)}. \quad (1)$$

Как показано в работе [1], вероятность $K(\vartheta)$ может быть принята равной единице при ϑ , меньшей некоторого значения ϑ_1 , нулю — при ϑ , большей некоторого другого значения ϑ_0 (ясно, что $\vartheta_0 > \vartheta_1$) и изменяющейся линейно в интервале между ϑ_1 и ϑ_0 , т. е.

$$K(\vartheta) = \begin{cases} 1 & \text{при } \vartheta \leq \vartheta_1, \\ \frac{\vartheta_0 - \vartheta}{\vartheta_0 - \vartheta_1} & \text{при } \vartheta_1 < \vartheta < \vartheta_0, \\ 0 & \text{при } \vartheta_0 \leq \vartheta. \end{cases}$$

Таким образом, $K(\vartheta)$ — кусочно-линейная функция. Ее среднее значение

$$\begin{aligned} \overline{K(\vartheta)} &= \int_{-\infty}^{\infty} K(\vartheta) p(\vartheta) d\vartheta = \int_{-\infty}^{\vartheta_1} p(\vartheta) d\vartheta + \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_0} \frac{\vartheta_0 - \vartheta}{\vartheta_0 - \vartheta_1} p(\vartheta) d\vartheta = \\ &= \int_{-\infty}^{\vartheta_1} p(\vartheta) d\vartheta + \frac{\vartheta_0}{\vartheta_0 - \vartheta_1} \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_0} p(\vartheta) d\vartheta - \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_0} p(\vartheta) \vartheta d\vartheta; \end{aligned} \quad (2)$$

здесь $p(\vartheta)$ — плотность распределения ϑ в течение месяца. Так как нас интересует некоторый средний закон распределения этой величины, то можно показать, что лучше всего он аппроксимируется нормальным законом, т. е.

$$p(\vartheta) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\vartheta - \Theta)^2}{2\sigma^2}},$$

где σ — среднее квадратическое отклонение средних суточных значений температуры воздуха; Θ — среднее месячное значение температуры воздуха.

Уравнение (2) можно существенно упростить, если выразить его через интеграл Лапласа (интеграл вероятности):

$$\Phi(a) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^a e^{-x^2} dx,$$

для вычисления которого практически в каждом справочнике по математике имеются специальные таблицы. С этой целью произведем следующие замены:

$$x = \frac{\vartheta - \Theta}{\sigma \sqrt{2}}; \quad \vartheta = x\sigma \sqrt{2} + \Theta; \quad d\vartheta = \sigma \sqrt{2} dx.$$

Рассмотрим по очереди каждый из интегралов в выражении (2): первый интеграл:

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{\vartheta_1} p(\vartheta) d\vartheta &= \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\vartheta_1} e^{-\frac{(\vartheta - \Theta)^2}{2\sigma^2}} d\vartheta = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{a_1} e^{-x^2} dx = \\ &= \frac{1}{2} + \frac{1}{\pi} \int_0^{a_1} e^{-x^2} dx = \frac{1}{2} [1 + \Phi(a_1)], \end{aligned} \quad (3a)$$

здесь $a_1 = \frac{\vartheta_1 - \Theta}{\sigma \sqrt{2}}$;

второй интеграл:

$$\begin{aligned} \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_0} p(\vartheta) d\vartheta &= \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{a_1}^{a_0} e^{-x^2} dx = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_0^{a_0} e^{-x^2} dx - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_0^{a_1} e^{-x^2} dx = \\ &= \frac{1}{2} [\Phi(a_0) - \Phi(a_1)], \end{aligned} \quad (3б)$$

здесь $a_0 = \frac{\vartheta_0 - \Theta}{\sigma \sqrt{2}}$;

третий интеграл:

$$\begin{aligned} \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_0} p(\vartheta) \vartheta d\vartheta &= \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{\vartheta_1}^{\vartheta_0} (x\sigma\sqrt{2} + \Theta) e^{-\frac{(\vartheta - \Theta)^2}{2\sigma^2}} d\vartheta = \\ &= \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{a_1}^{a_0} (x\sigma\sqrt{2} + \Theta) e^{-x^2} dx = \frac{\sigma\sqrt{2}}{\sqrt{\pi}} \int_{a_1}^{a_0} e^{-x^2} x dx + \\ &+ \frac{\Theta}{\sqrt{\pi}} \int_{a_1}^{a_0} e^{-x^2} dx = \frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}} (e^{-a_1^2} - e^{-a_0^2}) + \frac{\Theta}{2} [\Phi(a_0) - \Phi(a_1)]. \end{aligned} \quad (3в)$$

Подставив выражения (3а), (3б) и (3в) в уравнение (2) и затем полученный результат в уравнение (1), получим окончательно

$$\begin{aligned} A_T = A \left\{ \frac{1}{2} [1 + \Phi(a_1)] + \frac{\vartheta_0 - \Theta}{2(\vartheta_0 - \vartheta_1)} [\Phi(a_0) - \Phi(a_1)] + \right. \\ \left. + \frac{\sigma}{\sqrt{2\pi}} (e^{-a_1^2} - e^{-a_0^2}) \right\}. \end{aligned} \quad (4)$$

Для расчета A_T с помощью полученного выражения, кроме величин A и Θ , необходимо иметь значения σ , ϑ_1 и ϑ_0 . Последние два могут быть взяты из работы [1]. Значения σ были подсчитаны для нескольких станций за ряд лет. Средние многолетние значения σ для соответствующих месяцев оказались близкими для различных станций. Можно принять, что для зимних месяцев (октябрь—март) $\sigma = 4,3$, для летних (апрель—сентябрь) $\sigma = 3,0$.

Проверка метода была выполнена для шести метеорологических станций, расположенных на различных высотах и в различных условиях (Тойтубе, $H=0,38$ км; Турк, $H=1,08$ км; Кызылча, $H=2,08$ км; Чаарташ, $H=2,75$ км; Джаптык, $H=3,10$ км; Ледник Федченко, $H=4,17$ км), для каждой из них — для трех лет. Величины θ_1 и θ_0 были взяты с графиков из работы [1]. Результаты проверки по всем станциям приведены на рис. 1 а для зимних месяцев (октябрь—март) и на рис. 1 б — для летних (апрель—сентябрь).

Как видим, соответствие вычисленных значений A_T истинным неплохое, что говорит о правомерности применения метода. Однако напомним, что при расчетах был сделан ряд допущений, наиболее существенные из которых следующие:

а) закон распределения θ внутри месяцев нормальный; естественно, что для отдельных месяцев это не так;

б) в расчетах бралось среднее многолетнее значение σ , отличное, конечно, от его значений для конкретных месяцев;

в) значения θ_1 и θ_0 взяты из работы [1], для конкретных станций они могут существенно отличаться от принятых;

г) при определении истинных значений A_T на станциях по таблицам ТМ-1 принималось, что если в течение суток выпадали и жидкие, и твердые или смешанные осадки, то твердых было ровно половина;

д) принималось, что K и a — величины независимые. На самом деле между ними имеется зависимость, хотя и слабая, так как слабая зависимость существует между a и θ . Последнюю можно объяснить, в частности, тем, что осадки в Средней Азии чаще всего выпадают при синоптических процессах, связанных со сменой воздушных масс; поэтому естественно предположить, что температура воздуха в дни с осадками и в дни без осадков будет различаться. Следовательно, можно ожидать, что средняя месячная температура воздуха (Θ) и средняя за дни с осадками (Θ_a) также будут различны. Проверка по данным нескольких станций, расположенных на различных высотах и в разных районах, подтвердила это предположение. На рис. 2 приведены два характерных графика, иллюстрирующих вид и тесноту таких связей. Как видно, связи эти линейны. На станциях, расположенных в периферийных горных системах (рис. 2 а), величина Θ_a во всем интервале температур (т. е. во все сезоны года) меньше Θ . Во внутригорных районах (Центральный Тянь-Шань, Восточный Памир) в зимние месяцы наблюдается застой и сильное выхолаживание местного воздуха, температура которого оказывается ниже, чем у вторгающихся воздушных масс. В этот период $\Theta_a > \Theta$. В другое время года сохраняется соотношение $\Theta_a < \Theta$ (рис. 2 б).

Ясно, что характер и теснота связи Θ_a и Θ в существенной мере зависят от числа дней с осадками в данном месяце. В предельном случае при числе дней с осадками, равном числу дней в месяце, эти величины совпадают.

Естественно, для подтверждения того факта, что корреляция

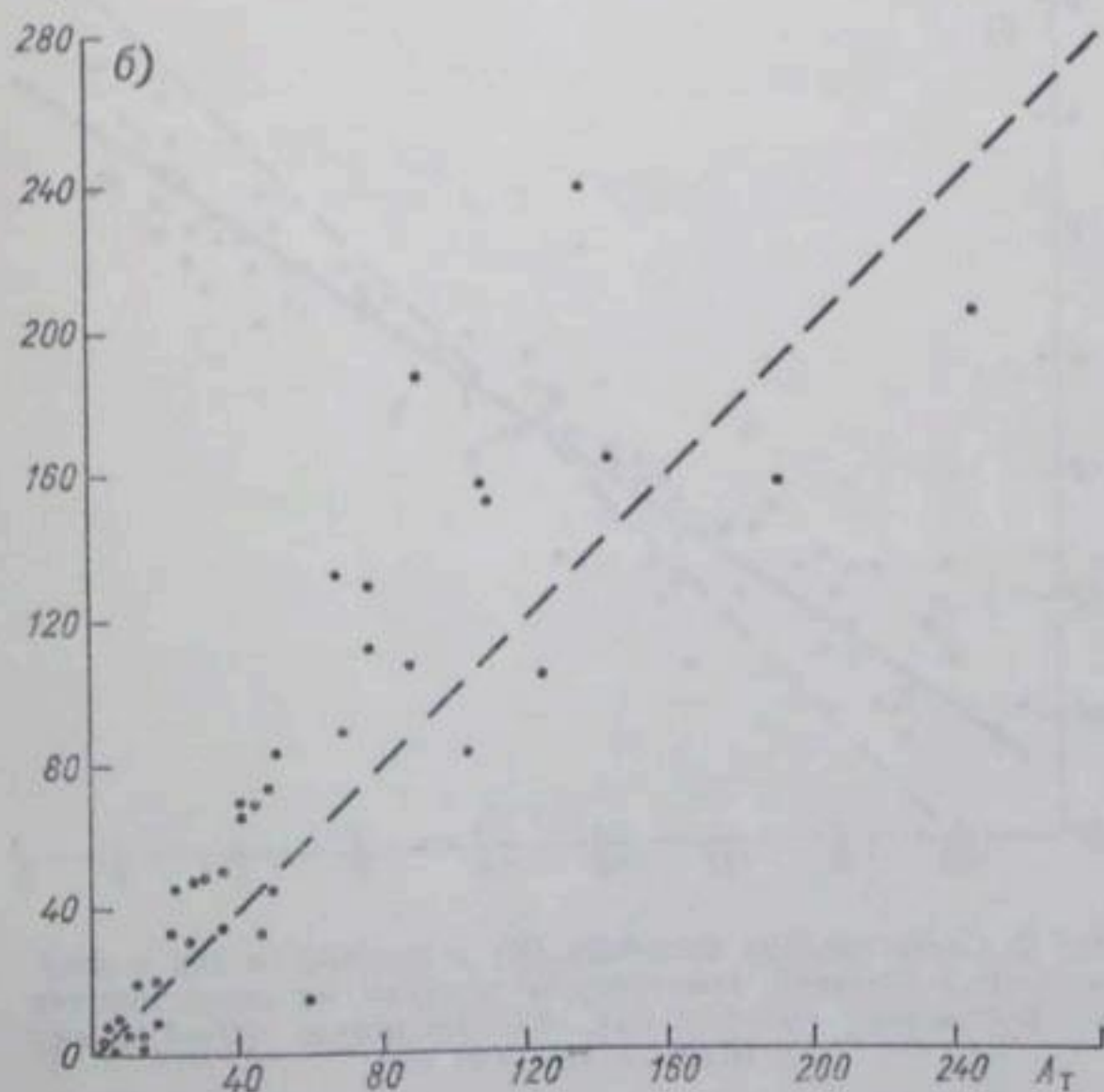
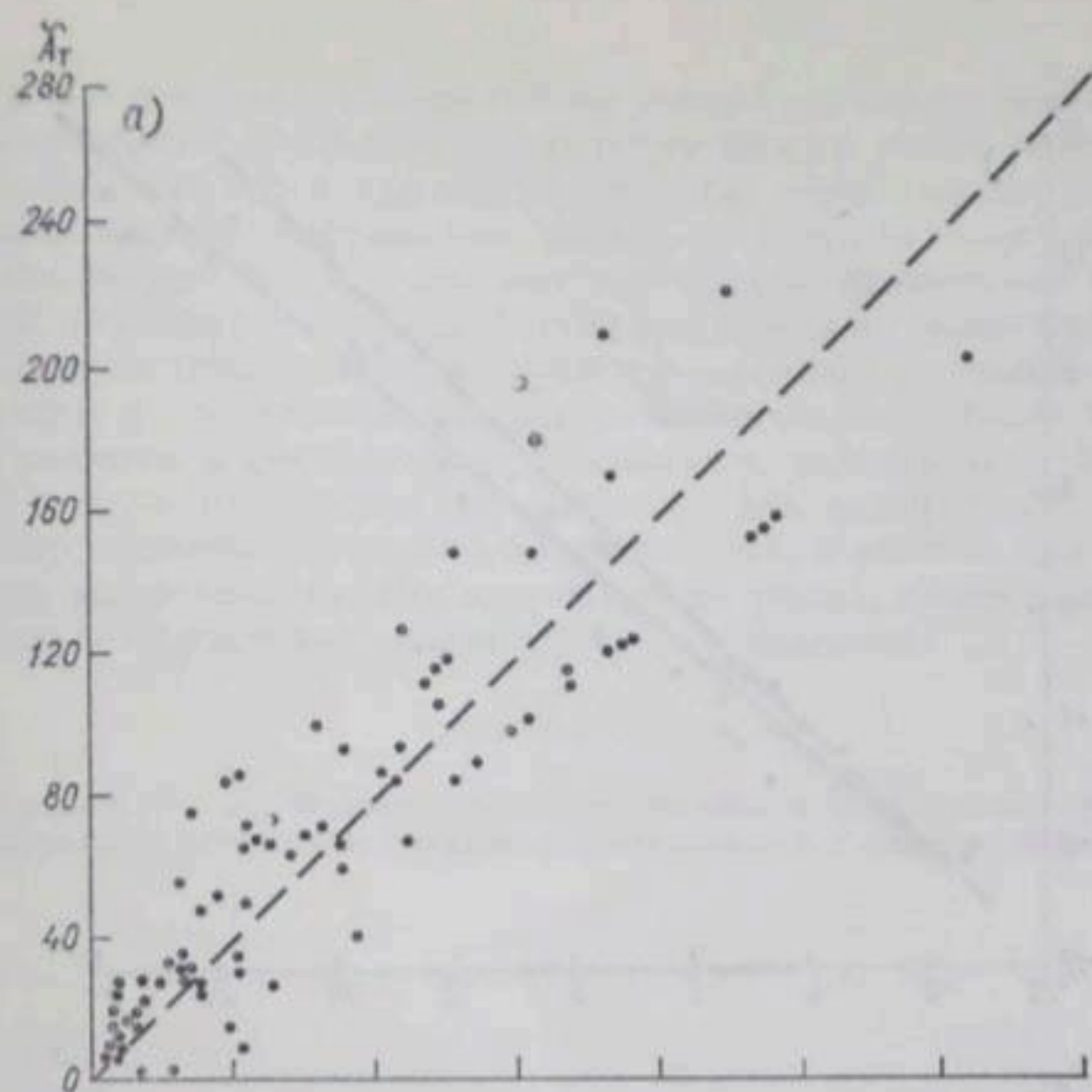


Рис. 1. Связь измеренных (A_T) и вычисленных ($\hat{A}_T$) месячных сумм твердых осадков.

а — октябрь — март, *б* — апрель — сентябрь.

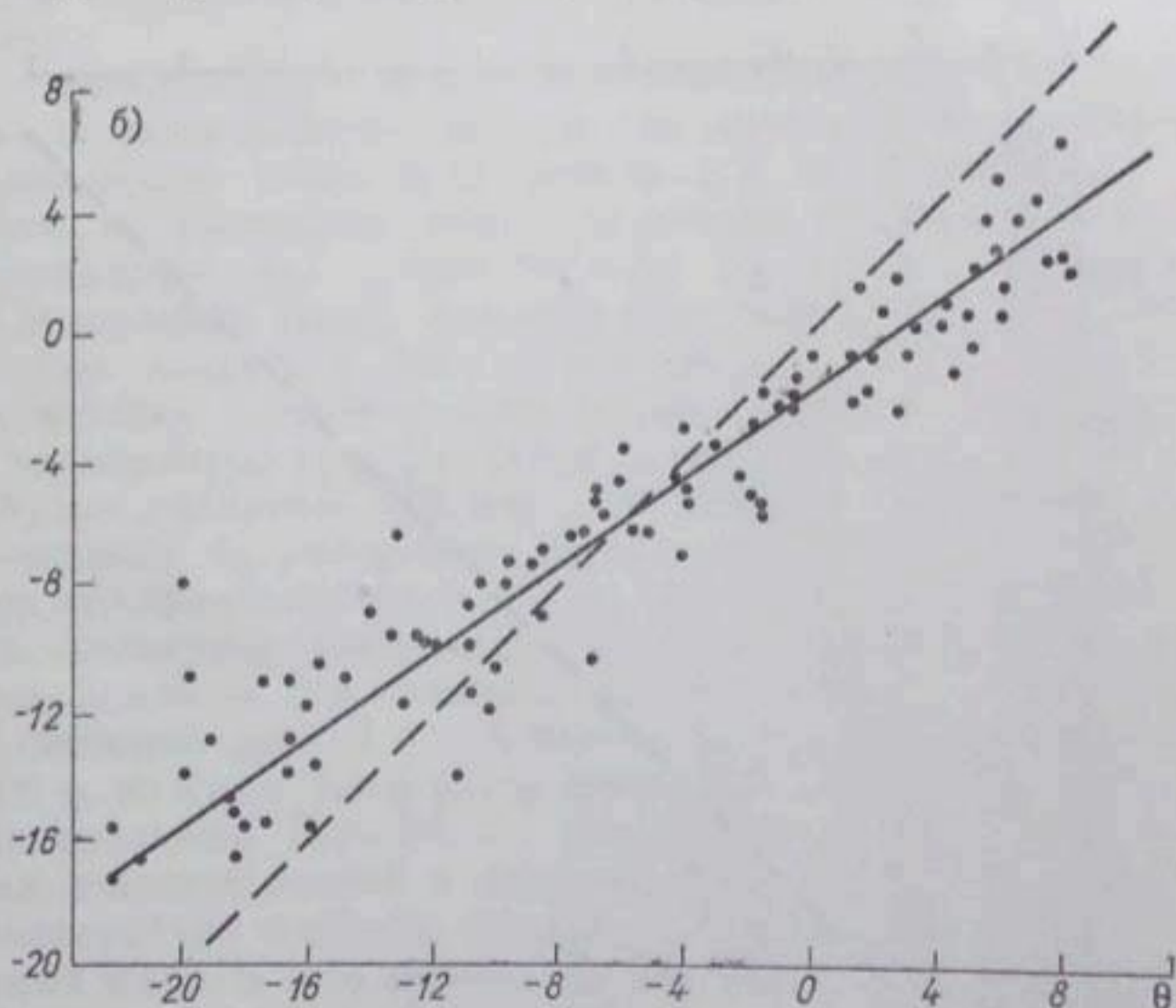
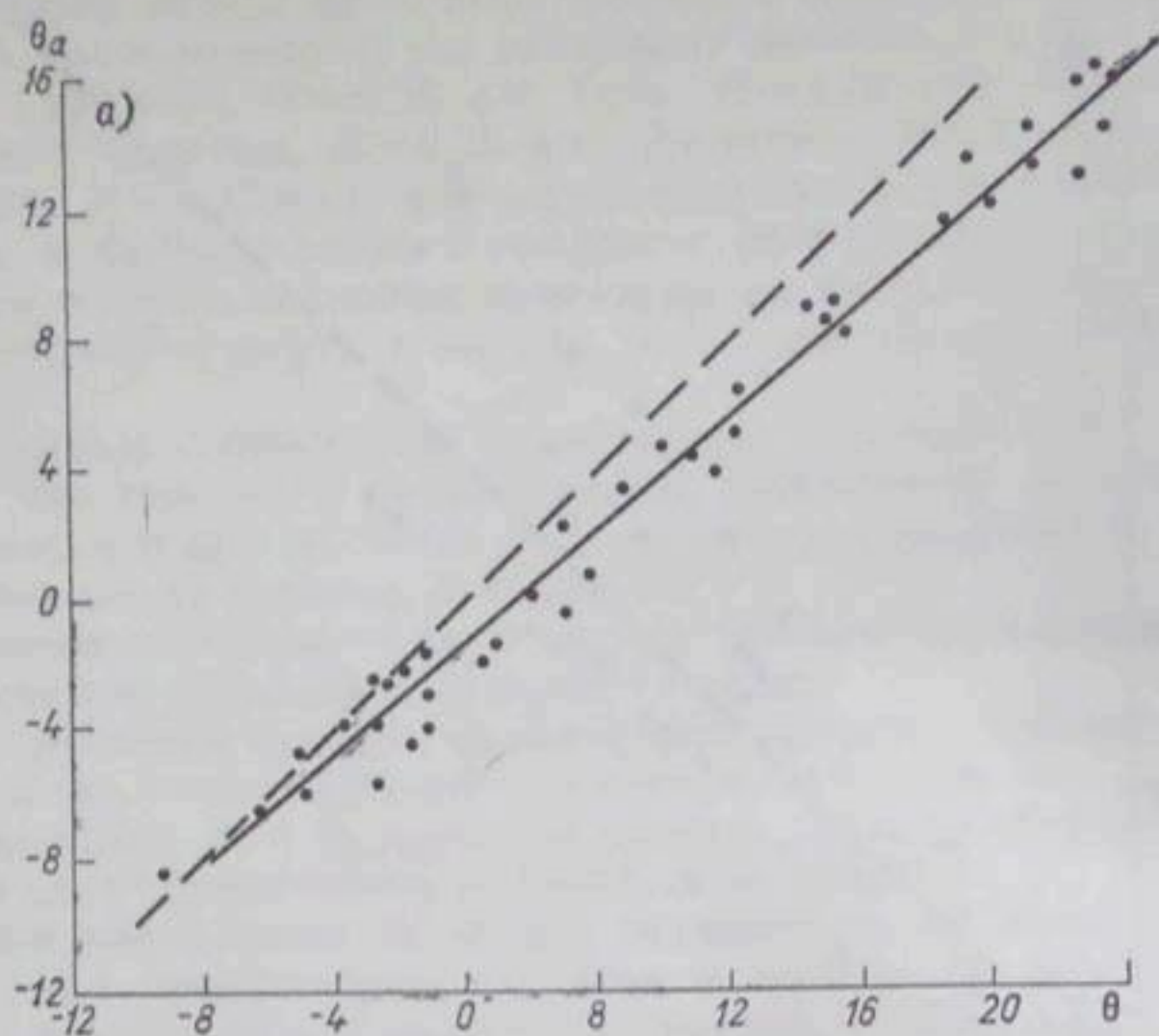


Рис. 2. Связь средних месячных (Θ) и средних за дни с осадками (Θ_a) значений температуры воздуха на метеостанциях *а* — Бустонабад ($H=1,98$ км), *б* — Чатыркуль ($H=3,41$ км) и Шаймак ($H=3,84$ км).

Пунктиром проведена линия равных значений Θ и Θ_a .

между a и θ невелика, следовало бы вместо связей на рис. 2 привести значения коэффициентов корреляции между этими величинами, но мы не сделали этого, так как их значения малы (можно показать, что коэффициенты корреляции между a и $K(\theta)$ еще меньше), а графики на рис. 2 представляют еще и самостоятельный интерес, позволяя анализировать воздействие влагоносных воздушных масс на приземную температуру воздуха в различных условиях.

Отметим в заключение, что мы умышленно не вводили в проверочные расчеты перечисленные уточнения и усложнения. Основная причина тому — отсутствие зависимостей для конкретных пунктов (например, пунктов установки осадкомеров), а именно для них необходимо вычислять A_T . Но, как видно из рис. 1, даже в этом случае результаты расчетов вполне удовлетворительны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глазырин Г. Е. Фазовое состояние осадков в горах в зависимости от приземной температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1970, № 1.

ПЕРЕХВАТ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ И ЕГО УЧЕТ ПРИ ВОДНОБАЛАНСОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В районах с естественным увлажнением атмосферные осадки зачастую являются единственной статьей прихода влаги в почву, в связи с чем приобретает особую важность проблема точного их учета.

В научной литературе последнего времени широко обсуждается вопрос об инструментальных погрешностях измерения осадков стандартными осадкомерами. Как известно, эти погрешности обусловлены ветровым перераспределением осадков, испарением из осадкомерного ведра за период между сроками наблюдений и расходом атмосферной воды на смачивание приемной поверхности осадкомера.

В настоящее время инструментальные погрешности норм осадков повсеместно учитываются в соответствии с «Указаниями гидрометеорологическим станциям и постам» [14].

В процессе воднобалансовых исследований учету подлежит то количество атмосферных осадков, которое достигает непосредственно поверхности почвы. Но известно, что некоторая часть осадков перехватывается растительным покровом и испаряется в атмосферу. При измерении осадков стандартным методом величина перехвата в известных условиях может быть равна суммарной инструментальной погрешности и имеет противоположный ей знак — обстоятельство, диктующее необходимость параллельного изучения и учета всех погрешностей измерения атмосферных осадков при расчете водного баланса зоны аэрации.

Вопросу задержания осадков растительностью в отечественной гидрологической литературе уделяется сравнительно мало внимания, а для условий Средней Азии, насколько нам известно, таких данных практически нет.

Эксперименты с древесной растительностью проводились главным образом учеными-лесоведами [9—11, 13, 15, 16]. Некоторые данные о перехвате осадков травяным покровом и сельскохозяйственными растениями приводят А. Г. Булавко [2], Н. И. Костюкевич [7], А. С. Конторщиков и К. А. Еремина [6], П. И. Колесник [5].

Большинство исследователей, располагающих результатами кратковременных экспериментов, выражают задержание, как правило, в процентах от годовой или месячных сумм осадков без указаний на степень изменчивости величин перехвата. Поэтому использование таких данных для составления водных балансов и других практических целей существенно затруднено как для года, так и для более коротких промежутков времени. В первом случае задерживается значительная часть твердых осадков, причем эта величина зависит от многих факторов и подвержена значительным колебаниям из года в год [11]. Для коротких, например, декадных интервалов времени использование сведений об относительном задержании в долях от месячных сумм едва ли допустимо.

С гидрологической точки зрения гораздо больший интерес представляет количественная оценка возможности данного вида растительности задерживать атмосферные осадки за отдельный дождь, что в свою очередь позволит рассчитывать перехват за любой интервал времени. Большие работы в этой области проводились в США. Например, Р. К. Линслей и др. [8] приводят уравнение Хортон, выражающее величину задержания осадков в виде

$$V_i = S_i + C_p E_a t_R, \quad (1)$$

где V_i — количество задержанных осадков за отдельный дождь; S_i — слой задержания на единицу проекции площади; C_p — отношение поверхности растительного покрова к площади ее горизонтальной проекции; E_a — интенсивность испарения на единицу площади; t_R — продолжительность дождя.

Очевидно, что уравнение (1) справедливо лишь при условии, что слой осадков за дождь достаточен для обеспечения максимума задержания. Для иных условий, по мнению Хортон, задержание с ростом осадков приближается к максимуму по экспоненциальному закону, а величина задержания пропорциональна продолжительности дождя, поскольку предполагается существенная роль испарения перехваченной влаги в период выпадения осадков. Для вегетационного периода вероятная интенсивность испарения принята равной 0,0025 мм в час.

Имея в виду практическое совпадение кривых обеспеченности суточных сумм осадков и отдельных дождей [1], получим, что максимальное испарение за один дождь составит всего 0,02—0,04 мм. Специальные эксперименты [8] подтверждают, что испарение влаги в период выпадения атмосферных осадков пренебрежимо мало и может быть принято равным нулю.

Отвлекаясь, таким образом, от испарения, допустим, что выпадающий дождь задерживается на растительности в количестве, пропорциональном площади листьев и слою смачивания:

$$W = Sh; \quad (2)$$

здесь W — количество воды, израсходованной на задержание; S — общая площадь листьев; h — толщина слоя воды.

Но дождь орошает не всю поверхность листьев, а некоторую реальную их площадь, при малых осадках приблизительно равную вертикальной проекции общей площади на поверхность почвы. При больших осадках реальная площадь листьев возрастает вследствие расхода влаги на смачивание нижерасположенных листьев, но все же остается меньше общей. Обозначив через x_0 тот слой осадков, который необходим для полного смачивания, можем написать

$$W = S_1 x_0, \quad (3)$$

где S_1 — реальная площадь листьев. Приравняв далее уравнения (2) и (3), получим

$$x_0 = \frac{S}{S_1} h.$$

Величина x_0 является предельным слоем смачивания для каждого данного вида древесной или травянистой растительности в конкретную фазу ее развития. Физический смысл предельного слоя смачивания, по существу, тот же, что и наименьшей влагоемкости для слоя почво-грунта, т. е. данный вид растительности способен удерживать атмосферную влагу в количестве, равном или меньшем x_0 . При дальнейшем поступлении осадков количество их под пологом растительности и над ним будет одинаковым.

Таким образом, количественная характеристика способности растения задерживать жидкие осадки сводится к определению x_0 . Он может быть определен экспериментально при достаточно большом числе соответствующих опытов по обычной методике, изложенной, например, в работе И. С. Васильева [3]. При коротком ряде наблюдений или отрывочных сведениях предельный слой смачивания определяется графически построением зависимости $y = f(x)$, где x — слой осадков за дождь и y — количество задержанной влаги в долях от x :

$$y = \frac{x_0}{x}; \quad x_0 = yx. \quad (4)$$

Зависимость (4) аппроксимируется гиперболой и для удобства спрямляется логарифмированием обеих осей.

Полевой эксперимент по определению предельного слоя смачивания проводили на двух видах древесной (орех грецкий и арча за-рафшанская) и нескольких видов травянистой и кустарниковой растительности. Перехват осадков деревьями и кустарниками оценивался сравнением показаний серии осадкомеров, установленных под кроной на различном удалении от ствола, с отсчетами по контрольному прибору. Для травянистой растительности применялся метод искусственного дождевания в 8—15-кратной повторности, причем каждый последующий эксперимент проводился на «сухом» образце.

Результаты опытов для всех исследуемых видов растительности приведены в табл. 1.

**Предельный слой смачивания некоторых видов древесной, кустарниковой
и травянистой растительности**

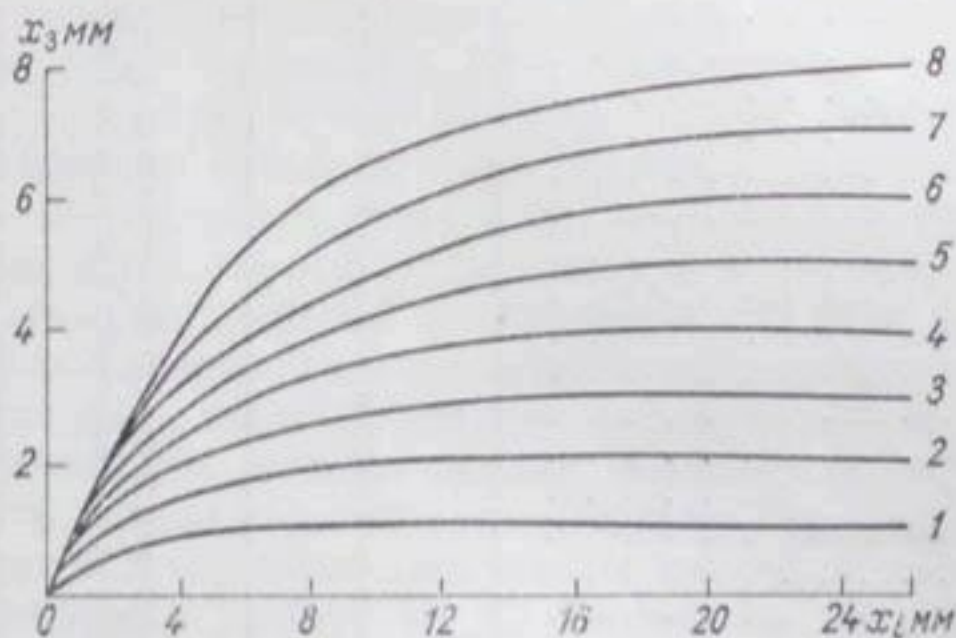
Вид растительности	Число опытов	x_0	Пределы колебаний, мм
Орех грецкий			
период становления кроны	14	0,7	0,5—0,8
период ее наибольшего развития	42	1,5	0,9—2,2
среднее за период вегетации	56	1,1	0,5—2,2
Арча зарафшанская	31	3,7	3,3—3,9
Астрагал Сиверса	15	0,7	0,6—0,9
Полынь	12	0,4	0,3—0,4
Прангос	15	1,0	0,7—1,1
Вика	15	0,3	0,2—0,5
Зинделофия	14	0,6	0,5—0,8
Эремурус	15	0,1	0,1—0,2
Пшеница	15	0,5	0,4—0,5
Ясенец	15	0,3	0,2—0,5
Дикий миндаль	8	5,3	4,7—5,8
Жимолость	8	5,0	4,5—5,3
Шиповник	15	5,8	5,2—6,3
Волчья ягода	8	6,0	5,4—6,5
Боярышник	8	6,1	6,5—6,7
Барбарис	8	7,2	6,5—7,8
Тысячелистник	8	0,2	—
Горный базилик	8	0,5	0,4—0,6
Василек растопырчатый	8	0,3	—
Ежа сборная	8	0,7	—
Осока	8	0,5	0,4—0,6
Элитригия	8	2,9	—
Вишня горная	8	0,9	0,8—1,0
Люцерна	8	0,6	0,5—0,7
Татарник	8	1,9	—
Коровяк	8	2,2	—

Примечание. Предельный слой смачивания травянистой и кустарниковой растительности соответствует фазе цветения.

В процессе экспериментов выявлено практически полное отсутствие влияния средней интенсивности и продолжительности дождя, а также скорости ветра на величину перехвата осадков растительностью. Роль интенсивности, по-видимому, проявляется лишь в скорости достижения данным видом растительности своего предельного слоя смачивания. Не оказывая влияния на величину перехвата влаги, интенсивность дождя сама снижается под влиянием растительности. Например, лиственные породы снижают интенсивность дождя на 13—50%, а хвойные — на 20—80% по сравнению с интенсивностью дождя на поляне [13]. Но, с другой стороны, средняя интенсивность дождя зависит от его продолжительности, а обе эти характеристики определяют слой осадков за дождь, который формирует как сток осадков под полог растительности, так и величину предельного слоя смачивания. Таким образом, натурная

оценка влияния интенсивности дождя вне участия других его параметров затруднительна, а результаты опыта могут носить субъективный характер.

Влияние ветра проявляется двояко: с одной стороны, переворачивая листья, ветер увеличивает смачиваемую поверхность растений, но с другой — сбрасывает капельно-жидкую влагу под полог. По-видимому, обе противоположные формы влияния ветра взаимно компенсируются, и на практике это влияние скольконибудь заметно не проявляется. Однако в условиях леса косо-струйность дождя, обусловленная ветром, приводит к попаданию в прибор осадков, минуящих крону, в результате чего измеренная величина перехвата существенно уменьшается. Вероятно, этим обстоятельством следует объяснить сравнительно небольшое задержание осадков грецким орехом, средняя высота которого состав-



Номограмма для определения величины осадков, задержанных растительностью.

x_1 — величина осадков за период; цифры у кривых — число дождей за период с $x_1 < x_0$.

ляет 17 м, а расстояние от поверхности почвы до первых веток кроны — 8 м.

Предельный слой смачивания некоторых растений, помимо слоя дождя, определяется специфическими свойствами, присущими лишь данному виду. Например, эремурус ($x_0 = 0,1$ мм) имеет V-образные, почти вертикально расходящиеся от корневища листья, что способствует быстрому скатыванию дождевой влаги. А. А. Молчанов [11] указывает, что лавровишня слабо задерживает дождевую влагу по той причине, что ее листья покрыты восковым налетом, по которому вода быстро стекает, оставляя на листе лишь тонкую пленку.

Влияние перечисленных и других факторов, несомненно, требует дальнейшего исследования, успех которого в значительной степени зависит от выбранной методики и ее идентичности в экспериментах различных авторов. При этом следует, по-видимому, исходить из наличия предельного слоя смачивания как константы

для данного вида растения в конкретную фазу его развития, по достижении которого количество атмосферных осадков над пологом растительности и под ним будет одинаковым.

При параллельном учете всех погрешностей измерения атмосферных осадков их реальный слой, т. е. количество осадков, достигших поверхности почвы, выразится соотношением

$$P = kx - x_3, \quad (5)$$

где P — реальный слой осадков; x — их количество, измеренное стандартным осадкомером; k — суммарная инструментальная поправка; x_3 — слой осадков, перехваченных растительным покровом.

Располагая сведениями о предельном слое смачивания, величину перехвата можно определить по формуле

$$x_3 = \varphi [n_1 x_0 + n_2 f(x)], \quad (6)$$

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 $x_i < x_0$.

Функция $f(x)$ определяется по номограмме, построенной нами по результатам полевых экспериментов на некоторых видах древесной, кустарниковой и травянистой растительности, перечисленных в табл. 1.

В целях конкретизации сказанного приведем примеры определения реального слоя атмосферных осадков.

Пример 1. Однородный растительный комплекс

Богарная зона Самаркандской области занята главным образом под озимую пшеницу ($x_0 = 0,5$ мм) в период март—июнь, а в остальное время года растительность практически отсутствует. Годовая норма осадков, измеренных стандартным осадкомером, составляет 320 мм. Принимая $k = 1,10$ [4], получаем исправленную норму в сумме 352 мм.

Слой осадков, перехваченных растительным покровом, рассчитываем по формуле (6) с использованием климатологических данных (табл. 2).

Таблица 2

Задержание осадков богарной пшеницей по месяцам (мм)

Станция	Март	Апрель	Май	Июнь	Сумма
Милютинская . .	15,4	8,8	1,0	0,8	26,0
Галляарал . . .	12,2	8,3	1,1	0,6	22,2
Самарканд . . .	10,9	8,3	1,0	0,6	20,8
Каттакурган . .	8,8	6,5	0,7	0,6	16,6
Среднее . .	11,8	8,0	0,9	0,6	21,4

Как видно, в условиях равнины величина перехвата мало изменяется по площади. Слой перехвата $x_a = 21$ мм является годовой нормой для богарной зоны Самаркандской области. Произведенный по первым трем станциям табл. 2 подсчет изменчивости этой величины за 28-летний ряд наблюдений показал, что она характеризуется коэффициентом вариации, равным всего 0,05, и, следовательно, может быть использована и для конкретных лет.

На основании данных табл. 2 определим реальный слой атмосферных осадков по соотношению (5)

$$P = 352 - 21 = 331 \text{ мм/год.}$$

Таким образом, в результате учета поправки на задержание осадков растительностью в условиях богарной зоны сумма измеренных осадков и их количество, достигшее поверхности почвы, практически совпадают.

Пример 2. Речной бассейн с неоднородным покрытием растительностью различных видов.

Воспользуемся результатами измерения атмосферных осадков в бассейне р. Паркентсай, проводимых селевой партией УГМС Узбекской ССР. На площади $37,6 \text{ км}^2$ равномерно-случайно располагались 40 синхронно действующих плювиографов. Средний по площади слой осадков, например, за май 1967 г. (25 дождей) составил 109 мм.

Принимая во внимание материалы, помещенные в уже упоминавшейся статье М. И. Геткера [4], отсутствие в мае твердых осадков, а также то обстоятельство, что плювиографы крепились на земле, в результате чего их приемная поверхность располагалась на высоте 1 м, получаем, что суммарная инструментальная поправка равна 6%. Тогда исправленный месячный слой осадков составит 116 мм.

Для определения величины перехвата осадков воспользуемся сведениями о видовом составе и полноте растительного покрова, приведенными на ботанической карте бассейна. По соотношению (6) за каждый отдельный дождь рассчитываем перехват, средневзвешенный по площади, занятой конкретной растительной ассоциацией. В среднем для площади бассейна суммарный месячный перехват составил 18,4 мм, или 16,9% измеренной суммы осадков.

Реальный слой осадков равен $109 \times 1,06 - 18,4 = 97,6$ мм.

Таким образом, в рассматриваемом случае поправка на перехват осадков растительным покровом превышает суммарную инструментальную поправку, в результате чего возникает необходимость не увеличивать, а уменьшать измеренную сумму осадков при определении реального их слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Статистические закономерности выпадения дождей. — Тр. ГГИ, 1949, вып. 14.
2. Булавко А. Г. Проникновение атмосферных осадков сквозь покров сельскохозяйственных растений. — Метеорология и гидрология, 1968, № 12.
3. Васильев И. С. Водный режим подзолистых почв. — Тр. Почв. ин-та им. Докучаева, 1950, т. 32.
4. Геткер М. И. О методике корректировки данных осадкомерных постов в горах Средней Азии. — Тр. Ташкентской ГМО, 1970, вып. 4.
5. Колесник П. И. Задержание атмосферных осадков растительным покровом. — В кн.: «Метеорология, климатология и гидрология». Вып. 3. Киев, 1968.
6. Конторщиков А. С., Еремينا К. А. Задержание осадков растениями яровой пшеницы за период вегетации. — Тр. ЦИП, 1963, вып. 131.
7. Костюкевич Н. И. Задержание осадков травяным и моховым покровом. — Метеорология и гидрология, 1948, № 5.
8. Линслей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1958.
9. Лучшев А. А. Осадки под пологом леса. — Тр. ВНИИЛХ, 1940, вып. 18.
10. Матвеев П. И. Задержание жидких осадков пологом елового леса в Тянь-Шане. — Тр. КиргЛОС, 1965, вып. 4.
11. Молчанов А. А. Гидрологическая роль леса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
12. Пушкарев В. Ф. Исследование методов наблюдений над испарением с почвы. — Тр. ГГИ, 1954, вып. 45.
13. Таранков В. И. Задержание осадков на кронах в хвойно-широколиственных лесах Южного Приморья. — Сообщ. ДВ филиала СО АН СССР, 1964, вып. 23.
14. Указания для гидрометеорологических станций по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л., Гидрометеиздат, 1969.
15. Хильми Г. В. О задержании лесами дождевых осадков. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1950, т. 14, № 5.
16. Эйтинген Г. Р. Задержание осадков пологом леса. — Лес и степь, 1951, № 8.

СПОСОБ ОЦЕНКИ ИСПАРЯЕМОСТИ В УСЛОВИЯХ ОРОШЕНИЯ

Под испаряемостью (E_0) понимают максимально возможное испарение (E) в данных метеорологических условиях. При этом влажность почвы (W) соответствует ее наименьшей влагоемкости (НВ), а подток почвенной влаги к сосущим корням растительности осуществляется бесперебойно.

Роль испаряемости общеизвестна: по ней устанавливаются поливные и оросительные нормы, строятся биологические кривые водопотребления сельскохозяйственных культур, испаряемость входит составной частью в целый ряд расчетных соотношений и к тому же является эффективным критерием для контроля измеренных сумм испарения.

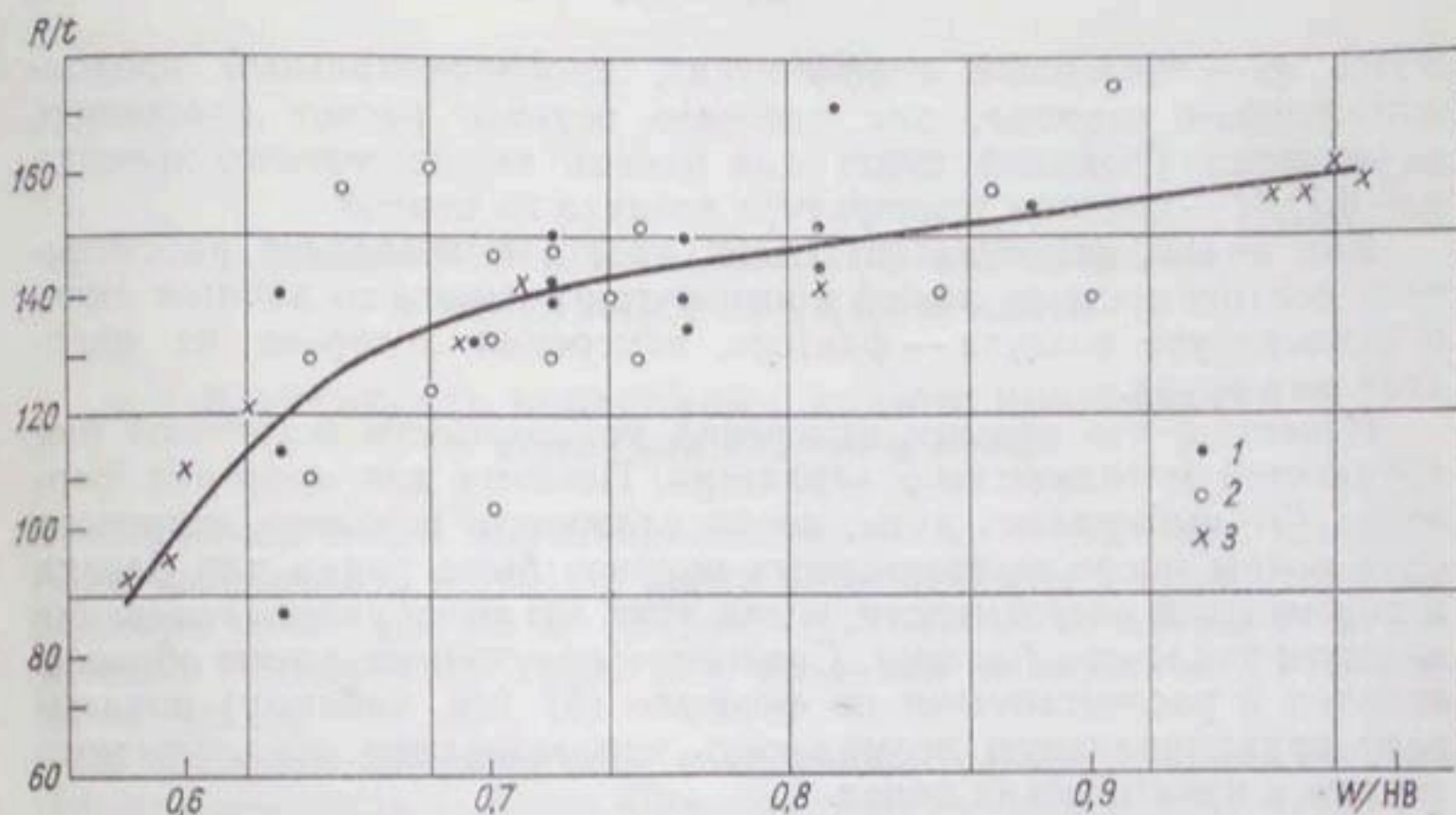
Предлагаемый способ оценки испаряемости базируется на анализе гидрометеорологической информации, полученной нами в процессе воднобалансовых исследований на землях центрального массива Голодной степи в период 1967—1969 гг.

С почвенно-гидрологической точки зрения $E \rightarrow E_0$ при $W \rightarrow \text{НВ}$, но, исходя из уравнения теплового баланса, $E \rightarrow E_0$ при $R \rightarrow R_0$, где R — радиационный баланс данного почвенно-растительного комплекса, R_0 — его максимальная величина при данной суммарной солнечной радиации. Следовательно, располагая зависимостью $R = f(W)$, можно определить R_0 по известному пределу влажности (НВ).

Однако одно это предположение еще не решает задачи, поскольку радиационный баланс имеет четко выраженный внутригодовой и суточный ход. Поэтому, используя температуру воздуха как элемент, конкретно изменяющийся во времени, и нормируя радиационный баланс по температуре (t), а влажность почвы — по ее наименьшей влагоемкости, получаем зависимость сумм радиационного баланса, приходящихся на 1° температуры, от относительной влажности почвы (см. рисунок).

Полученная зависимость не отличается высокой теснотой, что отчасти обусловлено погрешностью или недостаточной репрезентативностью параллельных измерений радиационного баланса и влажности почвы, отчасти тем обстоятельством, что в высокие

фазы развития хлопчатника велика затененность почвы и величина баланса при прочих равных условиях определяется состоянием растительного покрова. Немаловажной причиной является и то, что радиационный баланс суммируется практически непрерывно, в то время как величину влажности почвы получают путем осреднения результатов нескольких измерений.



Зависимость сумм радиационного баланса, приходящихся на 1° температуры воздуха, от относительной влажности верхнего горизонта почвы.

1 — свх № 18, 1967 г.; 2 — то же, 1968 г.; 3 — свх № 7, 1966 г.

Из рисунка при $W=HB$ имеем

$$\frac{R_0}{t} = \chi, \quad (1)$$

откуда

$$R_0 = \chi t. \quad (2)$$

Теперь воспользуемся известным соотношением для определения испаряемости

$$E_0 = \frac{R_0}{L}, \quad (3)$$

где $L = 597 - 0,6t_n$; здесь L — скрытая теплота испарения, t_n — температура поверхности почвы.

Подставляя выражение (2) в соотношение (3), получаем

$$E_0 = \frac{\chi t}{597 - 0,6t_n}. \quad (4)$$

Поскольку

$$\frac{\chi}{597 - 0,6t_n} = \text{const} = \chi_0,$$

окончательно будем иметь

$$E_0 = \chi_0 t. \quad (5)$$

Здесь χ_0 — численный коэффициент, пропорциональный продолжительности периода, для которого ведется расчет (например, в условиях Голодной степи для месяца вегетационного периода $\chi_0 = 8,7$); t — средняя температура воздуха за период.

Как видно, формула (5) очень проста и позволяет рассчитывать испаряемость за любой промежуток времени по данным лишь о температуре воздуха — факторе, измерения которого не представляет труда.

Известно, что прямые измерения испаряемости встречают ряд трудностей методического характера. Поэтому для проверки формулы (5) выбирались даты, когда влажность верхнего метрового слоя почвы после вегетационных поливов была равна или близка к наименьшей влагоемкости, и для этих дат вычислялось испарение методом теплового баланса. Сравнение полученных таким образом величин с рассчитанными по формуле (5) (см. таблицу) показывает принципиальную возможность использования предлагаемого метода в практических целях.

Измеренные и рассчитанные суммы испаряемости ($\chi_0 = 0,29$)

Год	Дата	Испаряемость, мм		Ошибка формулы (5)	
		измерено	рассчитано	абсолютная, мм	относительная, %
1967	5/VI	10,2	9,4	0,8	—8,5
	17/VI	8,0	8,7	0,7	8,1
	12/VII	9,3	8,9	0,4	4,5
	28/VII	9,2	8,6	0,6	—7,0
	16/VIII	7,0	6,6	0,4	—6,1
	24/VIII	6,8	6,8	0,0	0,0
1968	10/VI	6,4	5,1	1,3	—25,5
	17/VII	8,0	8,4	0,4	4,7
	4/VIII	7,9	8,7	0,8	9,2
	25/VIII	6,9	6,7	0,2	—3,0
	30/VIII	6,4	5,6	0,8	—14,3

ИСПАРЕНИЕ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В УСЛОВИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ИЗУЧЕННОСТЬ ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В УСЛОВИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Систематическое изучение испарения на территории Средней Азии было начато в 1951 г., когда были открыты 2 испарительных бассейна площадью 20 м² (Ясхан, Лайкак), установлены 11 испарителей ГГИ-3000 на суше и 1 плавучий испаритель ГГИ-3000 на оз. Ясхан.

В последующие годы сеть водноиспарительных станций значительно расширилась. Всего в разные годы за период 1951—1965 гг. на территории Средней Азии действовало 83 различных водноиспарительных пункта (табл. 1).

В настоящее время насчитывается 8 испарительных бассейнов площадью 20 м², 52 испарителя ГГИ-3000 на суше, 9 испарителей ГГИ-3000 на плаву.

Размещение водноиспарительных установок на территории Средней Азии по высотным зонам неравномерно (табл. 2). Наиболее низко расположена станция Ясхан (—9 м), где действуют испарительный бассейн и испарители ГГИ-3000 на суше и на плаву (расположенная на высоте 25 м ниже уровня моря станция Гасан-Кули закрыта в 1957 г.). Наиболее высоко расположен испарительный бассейн на гидрометстанции Пржевальск (1716 м), в том же диапазоне высот действует плавучий испаритель ГГИ-3000 на Ортотокском водохранилище (р. Чу) (1720 м).

На высотах выше 2000 м установлено всего пять испарителей ГГИ-3000 на суше, наиболее высоко находится испаритель на станции Ирхт (3290 м).

Продолжительность наблюдений на водноиспарительных установках на территории Средней Азии различна. 31% всех действовавших станций имеют продолжительность наблюдений от 11 до 15 лет, 40% — от 6 до 10 лет и 29% — менее 5 лет (табл. 3).

Таким образом, на первый взгляд, территория Средней Азии в целом достаточно подробно освещена наблюдениями за испарением с водной поверхности. Однако это относится только

Пункты наблюдений за испарением с водной поверхности

№ п/п	Название станции или поста	Бассейн реки, озера, водохранилища	В чем ведении находится или находилась	Высота испарительной установки над уровнем моря, м	Период действия	
					открыт	закрит
Испарительные бассейны площадью 20 м ²						
1	Тахнаташ	р. Амударья	УГМС УзССР	76	1952	Действ.
2	Лайкак	"	Средазгипроводхлопок	268	1951	1954
3	Куло-Сафион	р. Вахш	Саогидропроект	913	1960	Действ.
4	ГМО Кайраккумское водохранилище	р. Сырдарья	УГМС УзССР	347	1962	"
5	Бозсу	р. Чирчик	"	485	1955	"
6	Фрунзе	р. Чу	УГМС КиргССР	756	1954	"
7	Пржевальск	оз. Иссык-Куль	"	1716	1957	"
8	Ясхан	оз. Ясхан	УГМС ТуркмССР	—9	1951	"
9	Ашхабад	у подножья хр. Копет- Даг	" "	227	1953	"
Испарители ГГИ-3000, установленные на суше						
10	Амударьинская устьевая (Техник-Аул)	р. Амударья	УГМС УзССР	57	1955	Действ.
11	Кунград	"	" "	60	1956	"
12	Чимбай	"	" "	65	1957	"
13	Дарган-Ата	"	УГМС ТуркмССР	142	1951	"
14	Керки	"	" "	241	1951	"
15	Лайрун	р. Пяндж	УГМС ТаджССР	2000	1963	"
16	Рушан	"	" "	1981	1962	"
17	Ишкашим	"	" "	2524	1963	"

№ п/п	Название станции или поста	Бассейн реки, озера, водохранилища	В чьем ведении находится или находилась	Высота испарительной установки над уровнем моря, м	Период действия	
					открыт	закрыт
18	Ирхт	оз. Сарезское	УГМС ТаджССР	3290	1957	Действ.
19	Комсомолабад	р. Вахш	" "	1258	1957	"
20	Курган-Тюбе	"	" "	426	1952	"
21	Ляхш	р. Кызылсу № 501	" "	1998	1962	"
22	Тавиль-Даре	р. Обихингоу	" "	1616	1960	"
23	Душанбе	р. Варзоб	" "	803	1952	"
24	Шахринау	р. Каратаг	" "	852	1954	"
25	Кангурт	р. Таирсу	" "	879	1958	"
26	Куляб	р. Кулябдарья	" "	604	1958	"
27	Шаартуз	р. Кафирниган	" "	379	1954	"
28	Чимкурганское водохрани- лище	вдхр Чимкурганское	УГМС УзССР	465	1962	"
29	Каттакурганское водохра- нилище	вдхр Каттакурганское	" "	518	1952	"
30	Куюмазарское водохрани- лище	вдхр Куюмазарское	" "	539	1962	"
31	Пенджикент	р. Зарафшан	УГМС ТаджССР	1015	1961	"
32	Казалинск	р. Сырдарья	УГМС КазССР	67	1959	"
33	Кзыл-Орда	"	" "	128	1951	"
34	Чирчик-Рабат	"	" "	87	1959	"
35	Золотая Орда	"	УГМС УзССР	269	1957	"
36	ГМО Кайраккумское водо- хранилище	вдхр Кайраккумское	" "	347	1958	"
37	Нарын	р. Нарын	УГМС КиргССР	2040	1954	"
38	Узген	р. Карадарья	" "	1012	1962	"
39	Кассансайское водохрани- лище	вдхр Кассансайское	УГМС УзССР	983	1958	"
40	Фергана	р. Исфайрамсай	" "	577	1951	"
41	Ура-Тюбе	р. Каттасай	УГМС ТаджССР	1004	1954	"
42	Кызылча	р. Кызылча	УГМС УзССР	2075	1962	"

№ п/п	Название станции или поста	Бассейн реки, озера, водохранилища	В чем ведении находится или находилась	Высота испарительной установки над уровнем моря, м	Период действия	
					открыт	закрыт
43	Тюябугуз	вдхр Ташкентское	УГМС УзССР	405	1964	Действ.
44	Ташкент	р. Чирчик	" "	477	1951	"
45	Бозсу	"	" "	485	1955	"
46	Чарвак	"	Саогидропроект	806	1953	1956
47	Бугунь	вдхр Бугунь	УГМС КазССР	240	1961	Действ.
48	Уланбель	р. Чу	" "	270	1956	"
49	Кочкорка	"	УГМС КиргССР	1810	1960	"
50	Байтык	р. Алаарча	" "	1579	1959	"
51	Алаарча	"	" "	2945	1959	"
52	Кировское	р. Талас	" "	855	1953	"
53	Рыбачье	оз. Иссык-Куль	" "	1660	1957	"
54	Тамга	"	" "	1690	1957	"
55	Шахсенем	Заунгузские Каракумы	УГМС ТуркмССР	62	1958	"
56	Екедже	Каракумы	" "	59	1952	1958
57	Чагыл	Северо-западная часть пустыни Каракум	" "	115	1951	1958
58	Красноводск	Побережье Каспийского моря	" "		1952	1954
59	Санзыс	Центральные Каракумы	" "	47	1956	1959
60	Чешме	То же	" "	147	1951	Действ.
61	Западно-Туркменская (Бекибент)	Западные отроги хр. Копет-Даг	" "	298	1951	"
62	Репетек	Центральные Каракумы	" "	185	1951	1958
63	Бугдайли	Прикаспийская низмен- ность	" "	—1	1953	1958
64	Хейрабад	хр. Копет-Даг	" "	2028	1953	1961
65	Кизыл-Атрек	р. Атрек	" "	32	1958	1961
66	Гасан-Кули	Побережье Каспийского моря	" "	—25	1951	1957
67	Сары-Язы	вдхр Сарыязинское	" "	306	1958	Действ.

№ п/п	Название станции или поста	Бассейн реки, озера, водохранилища	В чьем ведении находится или находилась	Высота испарительной установки над уровнем моря, м	Период действия	
					открыт	закрыт
68	Тахта-Базар	р. Мургаб	УГМС ТуркмССР	349	1951	Действ.
69	Тедженстрой II	вдхр 2-е Тедженское	" "	215	1963	"

Испарители ГГИ-3000, установленные на плаву

70	Кара-Джар	оз. Кипсыр (Малый Кев-Сыр-Куль)	Лаборатория озероведения АН СССР	57	1952	1952
71	Каттакурганское водохрани- лище (Каттакурган)	вдхр Каттакурганское	УГМС УзССР	51	1952	Действ.
72	Учкурган	р. Нарын	" "	491	1942	1943
73	Чарвак	р. Чирчик	Саогидропроект	806	1954	1956
74	Бугунь	вдхр Бугунь	УГМС КазССР	240	1961	Действ.
75	Чалдоварский балансовый участок	р. Чу	Чуйская гидрогеологическая станция Управления геологии и охраны недр при Совете Министров КиргССР	658	1961	"
76	Каиндинский участок	р. Чу	ИЭВХ АН КиргССР	758	1960	"
77	Ортотокайский участок	вдхр Ортотокайское	" "	1720	1961	"
78	Сары-Язы	вдхр Сарыязинское	УГМС ТуркмССР	306	1959	"
79	Тедженстрой I	вдхр 1-е Тедженское	" "	223	1957	1963
80	Тедженстрой II	вдхр 2-е Тедженское	" "	215	1963	Действ.
81	Ясхан	оз. Ясхан	" "	—9	1951	"
82	Зирик	вдхр Зирик	" "	102	1953	1958
83	Часкак	оз. Часкакшор (Часкак)	" "	235	1958	Действ.

Размещение водноиспарительных установок на территории Средней Азии по высотным зонам по состоянию на 1 января 1966 г.

Высотная зона, м	Водноиспарительные установки			Всего	
	бассейн 20 м ²	ГГИ-3000		количество	%
		на суше	на плаву		
—10— 500	6	27	6	39	55,5
501—1000	1	8	2	11	16,9
1001—1500		4		4	5,8
1501—2000	1	8	1	10	14,5
2001—2500		2		2	2,9
2501—3000		2		2	2,9
3001—3500		1		1	1,5
Итого . .	8	52	9	69	100

к равнинной территории, где сосредоточено 56% всех установок. В предгорной зоне их 21,1%, а выше 2000 м — всего 7,3% общего количества всех водноиспарительных установок на территории Средней Азии. О недостаточной изученности испарения с водной поверхности в области формирования стока говорит тот факт, что один испарительный бассейн с площадью 20 м² приходится на 500 тыс. км², освещая при этом диапазон высот от 1500 до 5000 м, тогда как в области рассеивания стока в значительно менее сложных условиях рельефа один бассейн освещает территорию площадью 200 тыс. км².

Таблица 3

Распределение водноиспарительных установок по длительности наблюдений

Вид установки	Количество лет наблюдений			
	до 3	4—5	6—10	11—15
Бассейн, 20 м ² . .	—	2	2	5
ГГИ-3000, на суше	5	10	26	19
ГГИ-3000, на плаву	4	3	5	2
Всего	9	15	33	26

Значительная широтная протяженность территории Средней Азии, разнообразие форм рельефа и ландшафтных зон определяют различный режим испарения с водной поверхности. Резко континентальный климат Средней Азии со значительными колебаниями

Средние многолетние величины испарения по данным испарительных бассейнов

Пункт	Период осреднения, гг.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за сезон
Тахнаташ . . .	1952—1965				$\frac{114}{7,5}$	$\frac{243}{15,9}$	$\frac{270}{17,7}$	$\frac{281}{18,4}$	$\frac{258}{16,9}$	$\frac{189}{12,4}$	$\frac{114}{7,4}$	$\frac{58}{3,8}$		$\frac{1527}{100}$
Кайраккум . . .	1962—1965				$\frac{61}{4,9}$	$\frac{174}{13,9}$	$\frac{232}{18,5}$	$\frac{242}{19,3}$	$\frac{221}{17,7}$	$\frac{164}{13,1}$	$\frac{100}{8,0}$	$\frac{58}{4,6}$		$\frac{1252}{100}$
Бозсу	1955—1965				$\frac{71}{7,1}$	$\frac{130}{13,0}$	$\frac{176}{17,6}$	$\frac{197}{19,8}$	$\frac{178}{17,9}$	$\frac{130}{13,0}$	$\frac{76}{7,6}$	$\frac{40}{4,0}$		$\frac{998}{100}$
Фрунзе	1954—1965				$\frac{63}{7,2}$	$\frac{108}{12,3}$	$\frac{140}{15,9}$	$\frac{168}{19,2}$	$\frac{166}{18,9}$	$\frac{124}{14,1}$	$\frac{74}{8,4}$	$\frac{35}{4,0}$		$\frac{878}{100}$
Пржевальск . .	1957—1965					$\frac{102}{14,9}$	$\frac{135}{19,7}$	$\frac{144}{21,1}$	$\frac{134}{19,6}$	$\frac{104}{15,2}$	$\frac{65}{9,5}$			$\frac{684}{100}$
Ясхан	1952—1965	$\frac{34}{1,8}$	$\frac{49}{2,7}$	$\frac{86}{4,7}$	$\frac{137}{7,5}$	$\frac{227}{12,4}$	$\frac{272}{14,8}$	$\frac{293}{15,9}$	$\frac{283}{15,4}$	$\frac{219}{11,9}$	$\frac{132}{7,2}$	$\frac{68}{3,7}$	$\frac{37}{2,0}$	$\frac{1837}{100}$
Ашхабад . . .	1953—1965	$\frac{25}{1,8}$	$\frac{36}{2,6}$	$\frac{53}{3,8}$	$\frac{52}{5,9}$	$\frac{162}{11,7}$	$\frac{213}{15,3}$	$\frac{242}{17,4}$	$\frac{230}{16,5}$	$\frac{169}{12,2}$	$\frac{104}{7,5}$	$\frac{49}{3,5}$	$\frac{25}{1,8}$	$\frac{1360}{100}$



Примечание. В числителе приведено испарение в мм, в знаменателе — в % от суммы за сезон.

годовых и суточных температур воздуха, его сухостью на равнинной части территории, большое количество лучистой энергии, поступающей на земную поверхность, существенное различие ветрового режима в отдельных районах Средней Азии также оказывают влияние на режим испарения с поверхности водоемов.

Испарение с водной поверхности на территории Средней Азии, особенно в ее юго-западной равнинной части, происходит, как правило, в течение всего года. Продолжительность безледоставного периода на водоемах колеблется от 10—20 дней на высокогорных озерах до 12 месяцев на водоемах низменных Каракумов, юга Сурхандарьинской, Кашкадарьинской областей Узбекистана и оз. Иссык-Куль. Средняя же продолжительность свободного ото льда периода на водоемах равнинной и предгорной зон составляет 8—10 месяцев, в среднегорной зоне этот период длится до 5—6 месяцев, а на больших горных водоемах, являющихся значительными аккумуляторами тепла, он может быть еще продолжительнее.

Среднее распределение годового слоя испарения по месяцам по данным испарительных бассейнов площадью 20 м² для различных районов и зон на территории Средней Азии представлено в табл. 4. Как видно из нее, суммарное испарение за безледоставный период изменяется по территории почти в три раза — от 1837 мм на крайнем юго-западе (оз. Ясхан) до 684 на северо-востоке в бассейне оз. Иссык-Куль. Если принять за сезон с наиболее интенсивным испарением с водной поверхности май — сентябрь, то можно видеть, что испарение за этот сезон от суммы за безледоставный период составляет в среднем около 80%, причем с увеличением высоты растет доля испарения за указанный сезон. Характерно, что в диапазоне высот 100—300 м, т. е. на равнине, испарение в указанные месяцы от суммы за безледоставный период остается практически постоянным и составляет около 80%, т. е. характеризует средние условия испарения для рассматриваемого региона.

О РЕДУКЦИОННЫХ КОЭФФИЦИЕНТАХ ИСПАРИТЕЛЕЙ В УСЛОВИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Переход от показаний испарителя ГГИ-3000 к испарению с испарительного бассейна площадью 20 м² можно осуществить введением переходных (редукционных) коэффициентов, понимая под этим отношение испарения с водной поверхности бассейна к испарению с поверхности воды в испарителе за одновременный период наблюдений

$$R = \frac{E_0}{E_1},$$

где R — переходной коэффициент; E_0 — испарение в бассейне; E_1 — испарение в испарителе.

Анализ изменения величин испарения с водной поверхности по испарительному бассейну площадью 20 м² и с суши по испарителю

ГГИ-3000 в грунте по территории, а также изменения гидрометеорологических элементов с высотой показал, что для условий Средней Азии отношение $\frac{E_{\text{бас}}}{E_{\text{гр}}} = R$ не остается одинаковым для всего региона (табл. 5), при этом выделяются четыре зоны. Для первой зоны, включающей в себя равнинную (с высотой до 100 м) западную часть Средней Азии (бассейны рек Мургаб, Теджен, Атрек, зона Кара-Кумского канала и низовья Амударьи), $E_0 = 0,76E_1$, где E_0 — испарение в мм за месяц, определенное по испарительному бассейну, E_1 — то же по испарителю ГГИ-3000 в грунте.

Таблица 5

Редукционные коэффициенты для пересчета испарения, определенного по испарителям ГГИ-3000, к испарительному бассейну

Зона	Пункт	I	II	III	IV	V	VI
I	Ясхан . . .	0,83	0,76	0,78	0,74	0,73	0,76
	Тахияташ . .				0,72	0,78	0,76
	Средние .				0,73	0,76	0,76
II	Бозсу	0,78	0,78	0,79	0,83	0,86	0,83
	Кайраккум . .				0,88	0,82	0,79
	Ашхабад . . .				0,77	0,77	0,76
	Средние .				0,83	0,82	0,79
III	Фрунзе . . .				0,75	0,80	0,80
IV	Пржевальск .						0,93

Зона	Пункт	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средний за сезон
I	Ясхан	0,73	0,74	0,76	0,79	0,82	0,84	0,77
	Тахияташ . .	0,74	0,76	0,78	0,77	0,75		0,76
	Средние .	0,74	0,75	0,77	0,78	0,79		0,76
II	Бозсу	0,80	0,83	0,85	0,85			0,84
	Кайраккум . .	0,76	0,79	0,82	0,82	0,86	0,83	0,82
	Ашхабад . . .	0,77	0,78	0,79	0,85	0,86		0,79
	Средние .	0,78	0,80	0,82	0,84	0,86		0,82
III	Фрунзе . . .	0,78	0,77	0,80	0,81			0,79
IV	Пржевальск .	0,95	0,94	0,97	0,92			0,94

Вторая зона охватывает предгорную территорию, расположенную в пределах высот 100—500 м, для этой зоны $\frac{E_0}{E_1} = 0,82$.

Третья зона включает в себя область низких гор с высотами до 1000 м, расположенную в восточной части рассматриваемого региона, для этой зоны $\frac{E_0}{E_1} = 0,79$. Четвертая зона, где $E_0 = 0,94E_1$,

включает в себя горные районы, расположенные на высотах от 1000 до 2000 м.

Внутри года коэффициент изменяется от 0,72 до 0,97, поэтому при расчетах лучше пользоваться редуционными коэффициентами для отдельных месяцев.

На рис. 1 представлена зависимость редуционного коэффициента, среднего за сезон независимо от продолжительности последнего и среднего за период май—сентябрь, от высоты местности. На графике совершенно четко прослеживаются две ветви зависи-

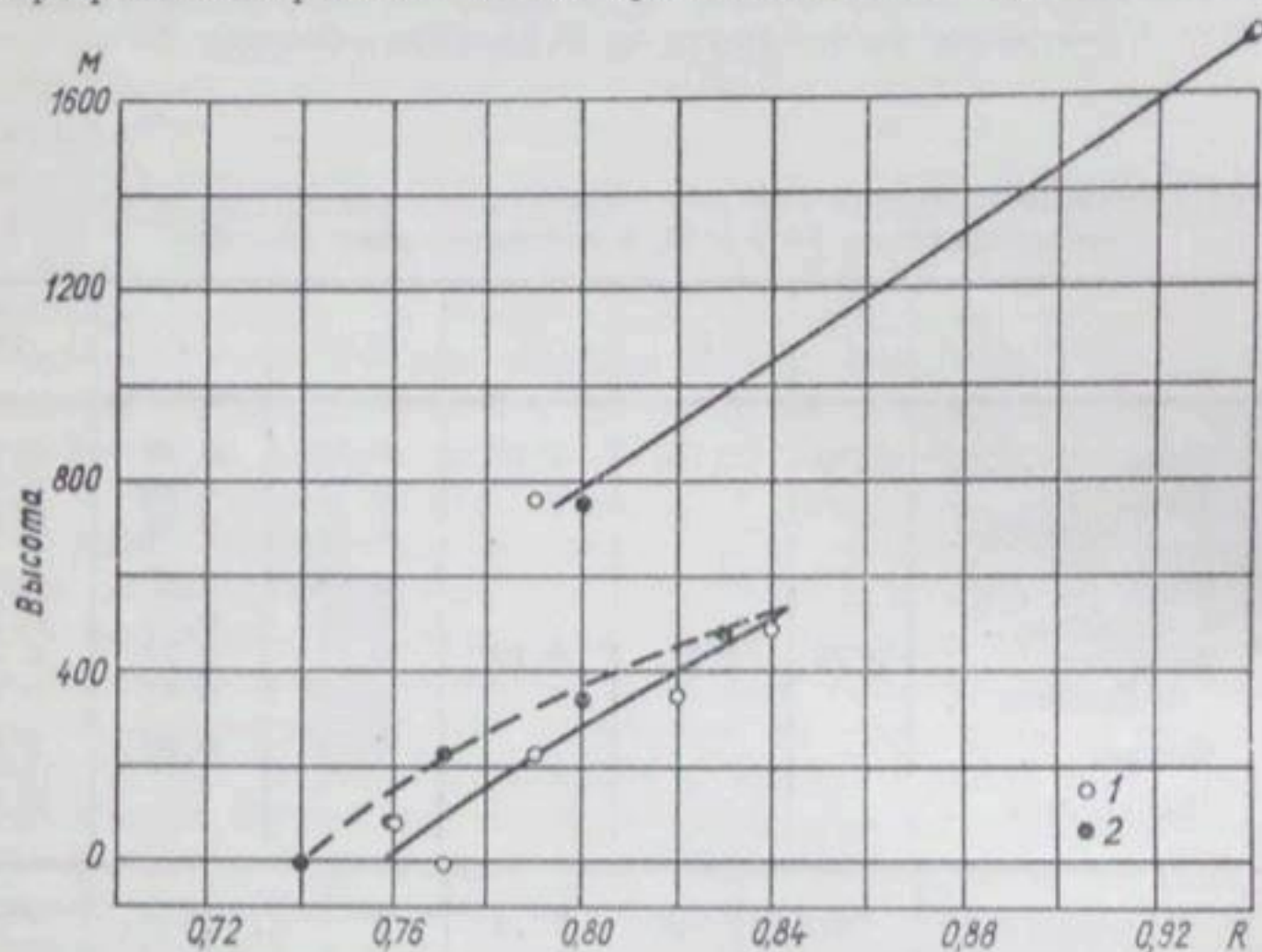


Рис. 1. Зависимость редуционного коэффициента от высоты местности:

1 — за теплый период, 2 — за май — сентябрь.

мости: одна для западной части Средней Азии с зимне-весенним увлажнением и другая для восточной части, где преобладает летний максимум осадков. Заметим также, что для первой зоны редуционный коэффициент за сезон интенсивного испарения уменьшается по сравнению со средним редуционным коэффициентом за весь испарительный сезон. Для второй же зоны редуционный коэффициент за сезон интенсивного испарения увеличивается.

МЕТОД ЭМПИРИЧЕСКИХ ФОРМУЛ

Для расчетов испарения с водной поверхности довольно широко применяется метод эмпирических формул. Наиболее распространенной является формула вида

$$E' = (e_0 - e_z)(a + bw_z),$$

где E' — величина среднего месячного испарения в мм/сутки; $e_0 - e_z$ — средняя месячная разность между максимальной упругостью водяного пара, определенной по температуре поверхности воды, и упругостью водяного пара в воздухе в мб на высоте z в см; w_z — средняя месячная скорость ветра в м/сек. на высоте z в см; a и b — числовые коэффициенты.

Такую структуру имеют формулы Б. Д. Зайкова, А. П. Браславского и З. А. Викулиной.

Б. Д. Зайков при выводе формулы использовал материалы, полученные в результате наблюдений на установленных в грунте испарительных бассейнах площадью 20 м² и более и глубиной до 1,5—2,0 м. Следует отметить, что используемые испарительные бассейны были крайне неравномерно распределены по Европейской территории СССР и Кавказу. Всего Зайковым были использованы материалы наблюдений по 13 станциям за период 1935—1948 гг. [3].

Изучая различные зависимости, в частности между температурой воздуха и температурой воды, разностью упругостей водяных паров и дефицитом влажности воздуха, Зайков получил выражение

$$e_0 - e_{200} = CD_{200}^{0,78}.$$

Используя данные наблюдений над элементами, входящими в формулу, на 240 станциях ЕТС и 135 станциях АТС, Зайков построил карту испарения с водной поверхности малых водоемов для всей территории СССР, при этом величину испарения он рассчитывал по формуле

$$E = 0,15nCD_{200}^{0,78}(1 + 0,72w_{200}).$$

Для малых водоемов Средней Азии норма испарения по карте Зайкова составляет 1000—1700 мм в год.

Б. Д. Зайковым после В. К. Давыдова [2] был усовершенствован метод расчета испарения с поверхности малых водоемов и даны рекомендации к расчету испарения с них. Однако разработанные этими авторами методы расчета нельзя непосредственно переносить на большие водохранилища, поскольку последние по своему гидрометеорологическому режиму существенно отличаются от малых водоемов [1].

В связи с этим А. П. Браславским и З. А. Викулиной была разработана новая методика расчета испарения с водной поверхности стандартного водоема (длиной 10 км, глубиной 5 м). В основу расчета ими положена та же формула, что и Б. Д. Зайковым, и использованы те же зависимости по материалам наблюдений за метеоэлементами в бассейнах площадью 100 м² по трем пунктам и 20 м² по 10 пунктам за период наблюдений 1935—1952 гг.; в результате была получена эмпирическая формула

$$E = 0,13n(e_0 - e_{200})(1 + 0,72w_{200}).$$

А. П. Браславским и З. А. Викулиной была разработана методика перехода от расчета испарения для стандартного водоема к любому водоему с длиной разгона 1—100 км и глубиной 2—25 м.

При построении карты испарения с водной поверхности Браславский и Викулина использовали средние месячные значения температуры и влажности воздуха в 64 пунктах, из которых 36 находятся на ЕТС и 28 — на АТС.

Расчету испарения предшествовало определение скорости ветра, влажности воздуха над водной поверхностью, а также температуры воды по формуле теплового баланса без учета температуры притока и осадков.

Были получены суммы испарения за весь период наблюдений, которые использованы для построения карты испарения с водной поверхности.

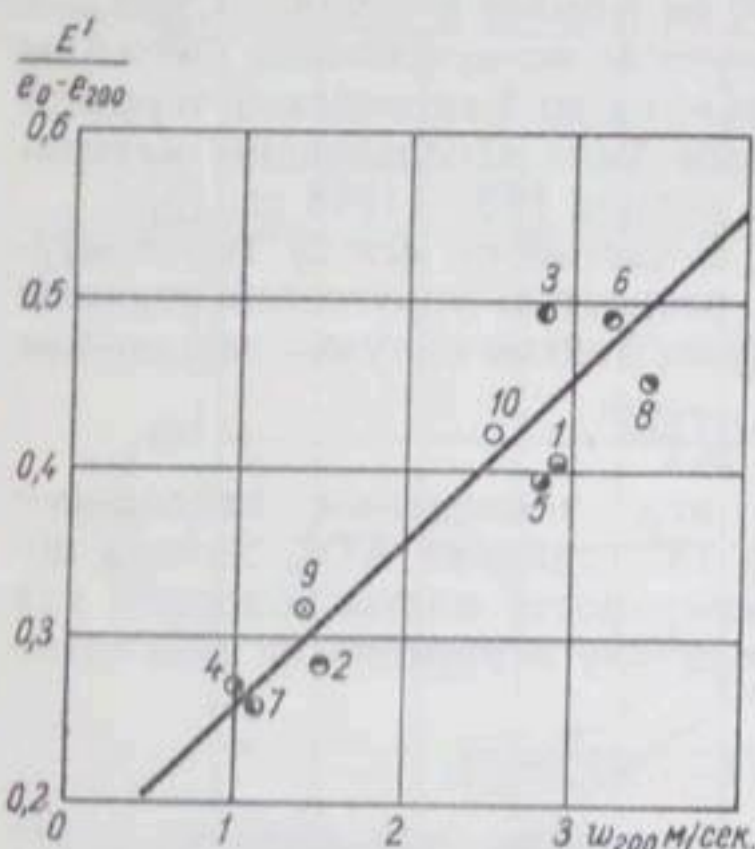


Рис. 2. График зависимости

$$\frac{E'}{e_0 - e_{200}} = f(w).$$

1 — Кайраккум, 2 — Фрунзе, 3 — Тахн-таш, 4 — Ашхабад, 5 — Западно-Казах-станская стоковая станция, 6 — Чаганак, 7 — Болсу, 8 — Калмыково, 9 — Пржевальск, 10 — Ясхан.

По карте испарения для стандартного водоема, построенной Браславским и Викулиной, испарение с водной поверхности для территории Средней Азии колеблется от 1100 мм (Казалинск и южная оконечность оз. Балхаш) до 1600 мм (Центральные Каракумы) [1].

Впервые подробная карта испаряемости для Средней Азии была построена Л. А. Молчановым в 1958 г. При этом испаряемость рассчитывалась по формуле Н. Н. Иванова с введением поправочного коэффициента Л. А. Молчанова [6]. Затем в 1968 г. карта испарения по территории Туркмении была построена Н. С. Орловским.

Большие работы по изучению испарения с водной поверхности выполнены Б. Е. Милькисом. Им, в частности, впервые было показано, что формула Браславского

и Викулиной достаточно репрезентативна для условий Средней Азии [5]. Затем им и А. С. Зайковым [7] также была построена карта изолиний коэффициента C в формуле Зайкова для территории Средней Азии. Кроме того, Милькис занимался изучением испарения с грунта обнажившегося ложа водохранилищ, что для среднеазиатских водоемов с глубокой сработкой имеет немаловажное значение.

На основании анализа изменения величин испарения с высотой с привлечением данных по районам Памира, Кавказа и Северной Америки В. Н. Рейзвихом была получена зависимость испарения от высоты местности, которая может быть использована для ориентировочных расчетов при проектировании водохранилищ в горных районах.

В 1966—1968 гг. Н. С. Орловским [8] была получена региональная формула испарения с водной поверхности для территории Туркмени

$$E = 0,15n(e_0 - e_{200})(1 + 0,69w_{200}).$$

Располагая данными по десяти испарительным бассейнам (всего 712* пункто-месяцев), используя общепринятую методику, нами были построены для каждой станции графики зависимости $E' = f(e_0 - e_{200})$, где E' — средняя месячная скорость испарения, а $e_0 - e_{200}$ — средняя месячная разность между максимальной упругостью водяного пара и абсолютной влажностью воздуха.

Как и в работе [3], на всех графиках эта зависимость представлена в виде прямых, проходящих через начало координат; уравнение этих прямых получено в виде

$$\frac{E'}{e_0 - e_{200}} = K.$$

Значения коэффициентов $K = \frac{E}{e_0 - e_{200}}$ приведены в табл. 6.

На рис. 2 представлена связь между полученными коэффициентами испарения и средней скоростью ветра, средней за многолетие.

Таблица 6

Значения коэффициентов $K = \frac{E}{e_0 - e_{200}}$

Пункт	K	Пункт	K
Тахиташ	0,493	Ашхабад	0,269
Кайраккум	0,404	Западно-Казахстанская	
Бозсу	0,259	стоковая станция . .	0,397
Фрунзе	0,284	Калмыково	0,454
Пржевальск	0,317	Чиганак	0,493
Ясхан	0,421		

Таким образом была получена формула, аналогичная формулам Зайкова, Браславского и Викулиной, с несколько иными коэффициентами

$$E = 0,16n(e_0 - e_{200})(1 + 0,61w_{200}),$$

где E — слой испарения в мм; n — число дней; $e_0 - e_{200}$ — средняя месячная разность между максимальной упругостью водяного пара, рассчитанной по температуре поверхности воды, и упругостью водяного пара в воздухе в мб на высоте 200 см; w_{200} — средняя месячная скорость ветра в м/сек. на высоте 200 см.

* Б. Д. Зайков использовал для вывода своей формулы данные наблюдений всего 158 пункто-месяцев для территории Советского Союза по восьми бассейнам.

Сопоставление рассчитанных по различным формулам величин испарения с водной поверхности с измеренными (табл. 7) показывает, что наилучшие результаты дает расчет по формуле

$$E = 0,16n(e_0 - e_{200})(1 + 0,61w_{200}),$$

близкое совпадение расчетных и наблюдаемых величин получается также при расчете по формуле Зайкова.

Таблица 7

Распределение ошибок (% общего числа случаев) в месячных величинах испарения с водной поверхности, вычисленных по различным формулам (по отношению к наблюдаемым величинам)

Диапазон ошибок, %	$E = 0,15n(e_0 - e_{200}) \times (1 + 0,72w_{200})$	$E = 0,13n(e_0 - e_{200}) \times (1 + 0,72w_{200})$	$E = 0,16n(e_0 - e_{200}) \times (1 + 0,61w_{200})$
0—5	33,1	23,0	33,1
0—10	58,6	42,1	60,4
0—15	77,9	62,0	87,6

Совершенно ясно, что расчет по всем приведенным в табл. 7 формулам имеет почти одинаковую точность. Отсюда следует, что уточнение расчетов испарения с водной поверхности можно получить не путем разработки региональных формул и введения дополнительных предикторов, а путем разработки методики определения гидрометеорологических элементов, входящих в расчетные формулы.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для расчета испарения по всем получившим широкое распространение формулам необходимо иметь данные о температуре поверхности воды для определения максимальной упругости водяного пара (e_0), абсолютную влажность воздуха над водоемом на высоте 200 см (e_{200}) и скорость ветра на высоте 200 см. Все эти материалы, за исключением сведений о температуре воды, можно получить по данным метеостанций.

Температуру поверхности воды малых водоемов можно определить по зависимости от температуры воздуха по метеостанции (рис. 3).

Для условий Средней Азии были получены три ветви зависимости температуры воды от температуры воздуха. Первая из них характеризует районы с высотами до 100 м, вторая — от 100 до 800 м, третья — от 1000 до 2000 м. Данные, характеризующие высотную зону 600—800 м (ст. Фрунзе), довольно близки к данным, полученным для высотной зоны 100—500 м, поэтому температуру

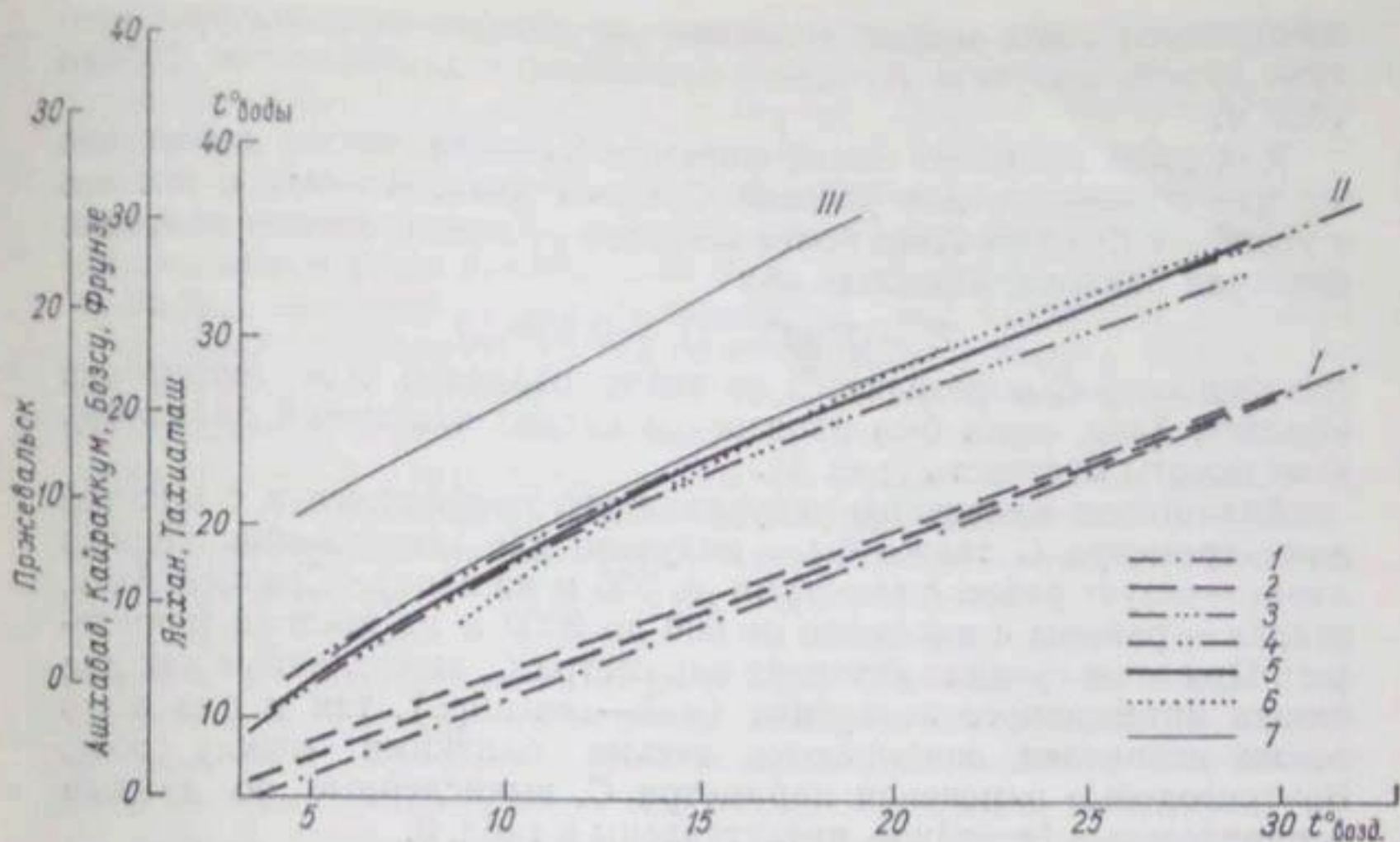


Рис. 3. Зависимость температуры воды от температуры воздуха:
1 — Ясхан, 2 — Тахнаташ, 3 — Қайраккум, 4 — Ашхабад, 5 — Фрунзе, 6 — Бозсу,
7 — Пржевальск.

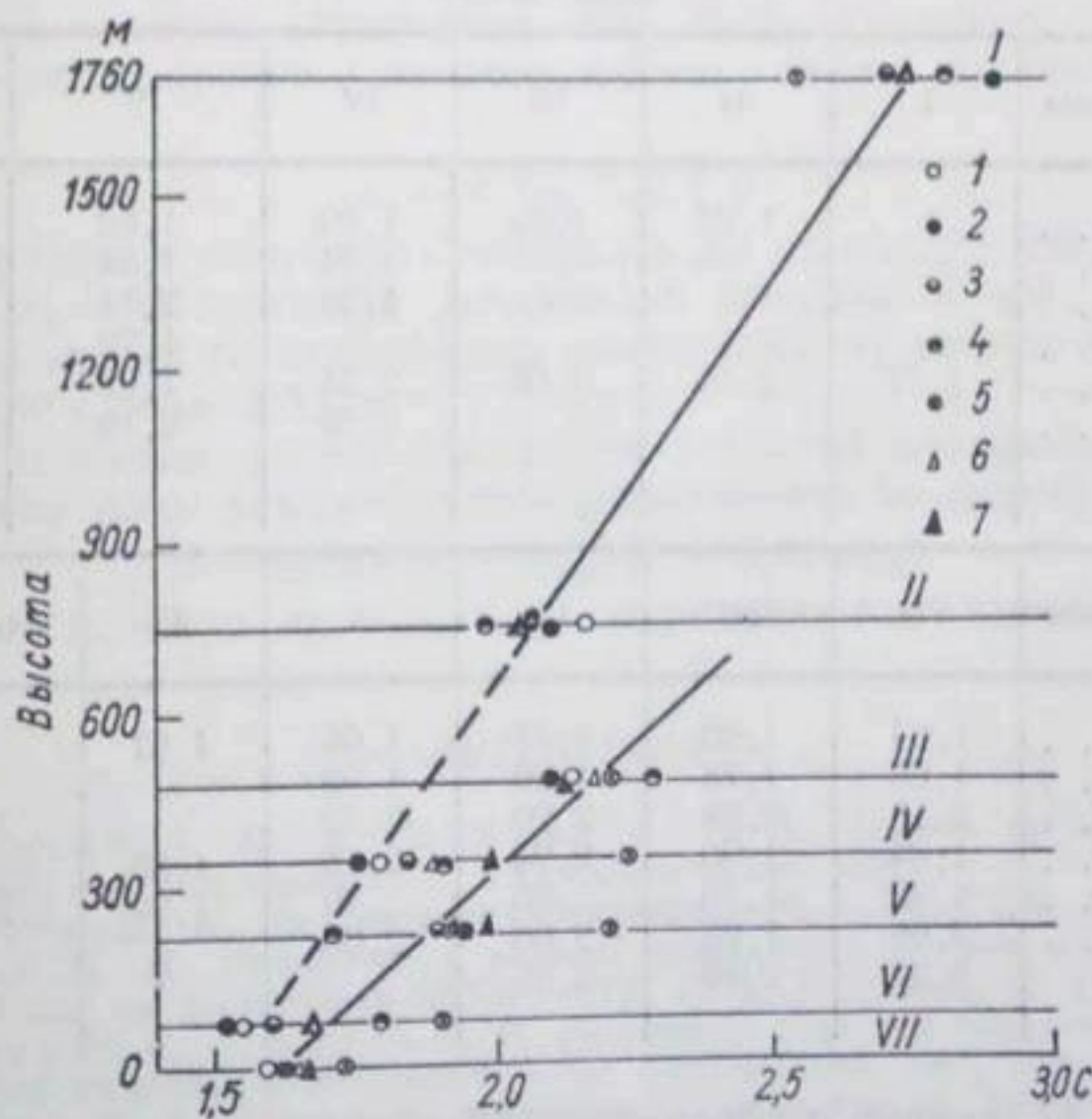


Рис. 4. Зависимость параметра C от высоты местности.
1 — май, 2 — июнь, 3 — июль, 4 — август, 5 — сентябрь,
6 — средний за май — сентябрь, 7 — средний за сезон; I —
Пржевальск, II — Фрунзе, III — Бозсу, IV — Қайраккум,
V — Ашхабад, VI — Тахнаташ, VII — Калмыково, Ясхан.

поверхности воды малых водоемов по данным температуры воздуха можно получить по одной зависимости для высот от 100 до 1000 м.

Как было показано выше, формула Зайкова также достаточно хорошо применима для условий Средней Азии. В связи с тем что в условиях Средней Азии более широкое распространение получила формула Зайкова, имеющая вид

$$E = 0,2nC_{200}^{0,78} (1 + 0,85w_{200}),$$

где параметр C определяется по карте изолиний для территории Средней Азии, нами был произведен анализ изменений параметра C от высоты местности (рис. 4).

Аналогично изменению редукционного коэффициента с высотой для параметра C также было получено две зависимости. Первая характеризует район с высотами до 600 м на западе Средней Азии, вторая — районы с высотами от 600 до 2000 м на востоке территории. При этом средние значения параметра C , вычисленные как для сезона интенсивного испарения (май—сентябрь), так и для всего сезона испарения, оказываются весьма близкими между собой. Внутригодовые изменения параметра C , вычисленные по данным испарительных бассейнов, представлены в табл. 8.

Таблица 8

Среднемесечные и сезонные значения параметра C для различных пунктов наблюдений

Название пункта	I	II	III	IV	V	VI
Ясхан		1,67	1,49	1,89	1,59	1,61
Тахияташ . .				1,34	1,54	1,53
Бозсу				1,69	2,14	2,10
Кайраккум . .					1,79	1,75
Ашхабад . . .	1,77	2,15	1,63	2,34	1,92	1,94
Фрунзе				1,85	2,16	2,10
Пржевальск						2,91

Название пункта	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее за сезон
Ясхан	1,64	1,62	1,73	1,66	1,67		1,66
Тахияташ . .	1,60	1,78	1,90	1,93			1,66
Бозсу	2,18	2,28	2,20	2,32			2,13
Кайраккум . .	1,84	1,90	2,24	2,15	1,59		1,99
Ашхабад . . .	1,92	1,70	2,20	2,40	1,92	1,75	1,98
Фрунзе	2,06	1,98	2,06	2,05			2,04
Пржевальск	2,72	2,82	2,55				2,76

Расчет испарения с поверхности больших водоемов для условий Средней Азии производится обычно по формулам, выведенным для расчета испарения с малых водоемов. При подобных расчетах [1, 9]

учитывались гидрометеорологические факторы, определяющие величину испарения с больших водоемов. Сложность подобных расчетов заключается в переводе значений гидрометеорологических элементов, наблюдаемых, как правило, на берегу, к условиям открытой водной поверхности. Методика перехода от скорости ветра, наблюдаемой по флюгеру, к скорости ветра над поверхностью больших водоемов была разработана З. А. Викулиной.

Расчет значений e_0 для большинства водохранилищ Средней Азии можно выполнять по температуре воды у берега. В том случае, когда пункт наблюдения за температурой поверхности воды расположен у берега, где глубина значительна, его данные достаточно хорошо характеризуют открытую область водоема. Для больших водных объектов (Кайраккумское водохранилище, оз. Иссык-Куль) получаются региональные зависимости температуры воды открытой области от температуры воды у берега.

Переход от абсолютной влажности воздуха на высоте 200 см над сушей к абсолютной влажности воздуха над водоемом можно выполнять при помощи зависимости между этими элементами, полученными М. С. Каганером [4]. Проверка достоверности полученной зависимости, произведенная Каганером по данным наблюдений на оз. Зайсан, Онежском озере и других озерах, показала, что эта зависимость не является локальной. Проведенная нами проверка этого положения на материалах одновременных наблюдений за абсолютной влажностью воздуха на высоте 200 см на суше и в открытой области водоема (водохранилища Кайраккумское, Каттакурганское, Куюмазарское и оз. Иссык-Куль) также показала, что зависимость

$$e_v = 0,7e_c^{1,12} + 1,4$$

(e_v — абсолютная влажность воздуха в мм на высоте 200 см над водоемами, e_c — абсолютная влажность воздуха в мм на высоте 200 см над сушей по показаниям метеостанции) вполне применима для условий Средней Азии.

Таким образом, расчет испарения с водной поверхности водоемов Средней Азии рекомендуется производить по формуле

$$E = 0,16n(e_0 - e_{200})(1 + 0,61w_{200}),$$

параметры которой e_0 , e_{200} , w_{200} определяются вышеописанным путем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л., Гидрометеониздат, 1954.
2. Давыдов В. К. Вопросы гидрометеорологии. — Тр. ГГИ, 1938, вып. 7.
3. Зайков Б. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. — Тр. ГГИ, 1949, вып. 21 (75).
4. Каганер М. С., Дюкель Н. Г. Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии. — Тр. УкрНИГМИ, 1967, вып. 3.
5. Милькис Б. Е. Изучение испарения с поверхности водоемов Узбекистана. — В кн.: «Материалы Межведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы». Валдай, 1964.

6. Молчанов Л. А. Новая карта испаряемости на территории Средней Азии. — В кн.: «Метеорология и гидрология в Узбекистане». Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
7. Милькис Б. Е., Зайцев А. С. Сравнительная оценка гидрометеорологического метода расчета испарения с водной поверхности в условиях Средней Азии. — Тр. САНИИРИ, 1966, вып. 111.
8. Орловский Н. С. К расчету испарения с водной поверхности в условиях Туркмении. — В кн.: «Мелиорация пустынных земель Туркменистана». Ашхабад, «Ылым», 1968.
9. Руденко С. И. Испарение с водной поверхности и потери на испарение в больших водохранилищах. — Тр. ГГИ, 1948, вып. 3 (57).

СХЕМА РАСЧЕТА ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

Исключительная сложность процесса испарения, в котором динамично взаимосвязаны почва и воздух, привела к обилию способов определения величины испарения, многие из которых являются эмпирическими. Некоторыми авторами [1, 5, 6] для решения задачи были предложены математические модели, в которых существенно схематизированы внутрипочвенные процессы и весьма незначительное внимание уделено влиянию приземного слоя атмосферы.

Ниже приводится математическая схема, построенная нами, в которой делается попытка расчета испарения на основе решения стационарной задачи для системы почва—воздух.

Для элементарного объема ΔV многофазовой среды, какой является почва, можно написать равенство

$$\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4 = 1 \quad (1)$$

при $\alpha_i = \frac{\Delta V_i}{\Delta V}$ ($i = 1, 2, 3, 4$), где $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ — относительные объемы фаз соответственно почвенного скелета, льда, воды и влажного воздуха. В дальнейшем нами будет рассматриваться среда при отсутствии льда ($\alpha_2 = 0$). Как показано Ю. М. Денисовым [2], равновесное распределение влаги в зоне аэрации для однородной почвенной толщи наблюдается при условии

$$\alpha_3 = \frac{1 - \alpha_1}{1 + \frac{z + h_r}{\eta H_k}}, \quad (2)$$

где h_r — глубина полного заполнения пор; ηH_k — высота капиллярного поднятия; z — высота, отсчитываемая вниз от дневной поверхности.

Относительный объем влаги у дневной поверхности (при $z = 0$) будет

$$\alpha_{30} = \frac{1 - \alpha_1}{1 + \frac{h_r}{\eta H_k}}. \quad (3)$$

В дальнейшем нам будет необходимо знать среднее содержание влаги в зоне аэрации.

Исходя из выражения (2), получим

$$\alpha_3 = \frac{1 - \alpha_1}{h_r} \eta H_k \ln \left(1 + \frac{h_r}{\eta H_k} \right). \quad (4)$$

Изменение массо- и теплосодержания в почве обусловлено как перемещением масс фаз, так и фазовыми превращениями. Исходя из фазовых превращений рассмотрена одномерная стационарная задача при следующих допущениях: а) в зоне аэрации почвенная толща однородная; б) в ней наблюдается равновесное распределение влаги; в) коэффициенты диффузии и теплопроводности постоянны как по глубине, так и во времени.

Изменение плотности пара в единице объема почвы за счет фазовых переходов можно представить выражением

$$\frac{d}{dz} \left(\alpha_4 D \frac{d\rho_n}{dz} \right) = -\varepsilon_{34}, \quad (5)$$

для изменения температуры аналогично можно записать

$$\frac{d}{dz} \left(\lambda \frac{d\theta}{dz} \right) = -\varepsilon_{43} L, \quad (6)$$

где ρ_n — плотность пара; θ — температура; α_4 — относительный объем влажного воздуха; D — коэффициент диффузии; λ — коэффициент теплопроводности; L — удельная теплота парообразования; ε_{ij} — количество массы i -той фазы ($i=3$), перешедшей за единицу времени в j -тую фазу ($j=4$). Как показано в работе [2], последнее подчиняется следующему условию:

$$\varepsilon_{34} = -\varepsilon_{43}. \quad (7)$$

При совместном решении уравнений (5) и (6) получаем дифференциальное уравнение второго порядка

$$\lambda \frac{d^2\theta}{dz^2} + L \alpha_4 D \frac{d^2\rho_n}{dz^2} = 0. \quad (8)$$

Решая уравнение (8) относительно θ при граничных условиях

$$\rho_n = \begin{cases} \rho_{n0} & \text{при } z=0, \\ \rho_{nr} & \text{при } z=-h_r \end{cases}$$

и

$$\theta = \begin{cases} \theta_0 & \text{при } z=0, \\ \theta_r & \text{при } z=-h_r, \end{cases} \quad (9)$$

получим

$$\theta = \theta_0 - \frac{L \alpha_4 D}{\lambda} (\rho_n - \rho_{n0}) + \frac{z}{h_r} \left[(\theta_0 - \theta_r) - \frac{L \alpha_4 D}{\lambda} (\rho_{nr} - \rho_{n0}) \right]. \quad (10)$$

Рассмотрим выражения для ε_{34} . Как показано Ю. М. Денисовым [2],

$$\varepsilon_{34} = \frac{n}{K} \cdot \frac{\beta_4 \beta_{34}}{\alpha_4} (\rho_n^* - \rho_n), \quad (11)$$

где n — коэффициент пропорциональности, имеющий размерность $\left[\frac{L^2}{\tau}\right]$; K — безразмерная величина, зависящая от геометрической формы почвенного скелета и заключающаяся в пределах 2—3; $\beta_4 = \beta_{34}$ — удельная поверхность, контакта вода—воздух; ρ_n^* — плотность пара, насыщающего пространство над водой при данной температуре; ρ_n — плотность пара влажного воздуха.

В работе [2] даны соотношения для удельных поверхностей контакта фаз, в частности для контакта вода—воздух

$$\beta_4 = \beta_{34} = \beta_c \left(1 - \frac{\alpha_3}{1 - \alpha_1}\right)^{\frac{K-1}{K}}; \quad (12)$$

здесь β_c — удельная поверхность пор почвенного скелета, а безразмерная величина K находится в пределе $2 \leq K \leq 3$. Принимая, что $K=2$, получаем

$$\beta_4 \beta_{34} = \beta_c^2 \frac{\alpha_4}{1 - \alpha_1}. \quad (13)$$

Подставляя выражение (13) в соотношение (11), получим

$$\varepsilon_{34} = \frac{n \beta_c^2}{2(1 - \alpha_1)} (\rho_n^* - \rho_n). \quad (14)$$

Рассмотрим уравнение (5) с учетом полученного выражения (14):

$$\alpha_4 D \frac{d^2 \rho_n}{dz^2} = \frac{n \beta_c^2}{2(1 - \alpha_1)} (\rho_n^* - \rho_n) \quad (15)$$

или

$$\frac{d^2 \rho_n}{dz^2} + M (\rho_n^* - \rho_n) = 0, \quad (16)$$

где

$$M = \frac{\beta_c^2}{2\alpha_4(1 - \alpha_1)}. \quad (17)$$

Здесь принято, что $n \approx D$.

Прежде чем решать уравнение (16), найдем выражения для ρ_n^* . Как известно, насыщающую упругость пара при данной температуре можно найти по формуле Магнуса

$$e_n^* = e_{n0} \cdot 10^{\frac{7,6326\Theta}{241,9 + \Theta}}, \quad (18)$$

где e_{n0}^* — насыщающая упругость пара при $\Theta=0$.

Линеализируем формулу (18) в виде

$$e_n^* = b_1 + b_2 \Theta. \quad (19)$$

Здесь параметры b_1 и b_2 определяются при разложении уравнения (18) в ряд Тейлора, ограничиваясь при этом первыми двумя членами разложения.

Упругость пара e^* зависит от его плотности и температуры:

$$e^* = \rho_n R_n T, \quad (20)$$

где R_n — газовая постоянная пара.

Исходя из формулы (20) запишем, что

$$\rho_n = \frac{e^*}{R_n T}, \quad (21)$$

но, как известно,

$$P = \rho_4 R T, \quad (22)$$

где P — давление воздуха; ρ_4 — плотность воздуха; R — газовая постоянная сухого воздуха.

С учетом выражения (21), имея в виду что $R_n = 1,604R$, можем записать

$$\rho_n = 0,622 \frac{\rho_4}{P} e^*, \quad (23)$$

так же для насыщающей упругости пара

$$\rho_n^* = 0,622 \frac{\rho_4}{P} e_n^*. \quad (24)$$

Введя в уравнение (24) выражение для e_n^* , получим

$$\rho_n^* = 0,622 \rho_4 \frac{b_1}{P} + 0,622 \rho_4 \frac{b_2}{P} \Theta. \quad (25)$$

С учетом выражений (10) и (25) уравнение (16) можно записать в виде

$$\begin{aligned} \frac{d^2 \rho_n}{dz^2} - M(1 + am) \rho_n = & - (c + a\Theta_0 + am\rho_{n0}) M - \\ & - aM \frac{z}{h_r} [(\Theta_0 - \Theta_r) - m(\rho_{nr} - \rho_{n0})]. \end{aligned} \quad (26)$$

Здесь введены следующие обозначения:

$$a = 0,622 \rho_4 \frac{b_2}{P};$$

$$c = 0,622 \rho_4 \frac{b_1}{P};$$

$$m = \frac{Lx_4 D}{\lambda}.$$

Решая полученное дифференциальное уравнение второго порядка при граничных условиях (9), получаем

$$\begin{aligned} p_n = & \frac{c + a\theta_0 + am\rho_{n0}}{1 + am} + \frac{za}{h_r(1 + am)} [(\theta_0 - \theta_r) - m(\rho_{nr} - \rho_{n0})] + \\ & + \frac{(c + a\theta_r - \rho_{nr})}{(1 + am)} \cdot \frac{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} z}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} h_r} - \frac{(c + a\theta_0 - \rho_{n0})}{(1 + am)} \times \\ & \times \frac{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} (z + h_r)}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} h_r}. \end{aligned} \quad (27)$$

Запишем выражение для температуры почвы с учетом выражения (27):

$$\begin{aligned} \theta = \theta_0 - \frac{m}{1 + am} \left\{ (c + a\theta_0 - \rho_{n0}) \left[1 - \frac{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} (z + h_r)}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} h_r} \right] + \right. \\ \left. + (c + a\theta_r - \rho_{nr}) \frac{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} z}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1 + am)} h_r} - \frac{z}{mh_r} [(\theta_0 - \theta_r) - \right. \\ \left. - m(\rho_{nr} - \rho_{n0})] \right\}. \end{aligned} \quad (28)$$

Будем считать, что на нижней границе, где поры полностью заняты водой, нам известны условия: $\theta_r = \theta(h_r)$, $\rho_{nr} = \rho_n(h_r)$. Рассмотрим граничные условия на дневной поверхности, исходя из которых определим выражения для θ_0 и ρ_{n0} .

1. Испарение с поверхности почвы

$$E = A(e_0^* - e_4^*) \varphi(u) \alpha_{40} + A[e_n^*(\theta) - e_4^*] \varphi(u) \alpha_{30}, \quad (29)$$

или

$$E = A \varphi(u) \{ (e_0^* - e_4^*) (1 - \alpha_1) + [e_n^*(\theta_0) - e_0^*] \alpha_{30} \};$$

здесь A — числовой параметр, принятый равным 0,346 при расчете испарения в мм/сутки [3]. Функция $\varphi(u)$, зависящая от скорости ветра, находится эмпирическим путем. Чаще всего ее аппроксимируют линейным выражением

$$\varphi(u) = u_0 + bu, \quad (30)$$

где u_0 и b — эмпирические параметры, первый имеет размерность скорости, второй — безразмерный; e_4^* — упругость водяного пара на высоте 2 м от поверхности земли; u — скорость ветра на высоте 10 м.

2. Поток водяного пара с поверхности почвы

$$\rho_3 E = -\alpha_{40} D \frac{d\rho_n}{dz} \Big|_{z=0} + \alpha_{30} \rho_3 A \varphi(u) [e_n^*(\theta_0) - e_4^*]. \quad (31)$$

Подставляя производную выражения (27) в уравнение (31) и учитывая выражение (29), после ряда преобразований получаем

$$\begin{aligned} & \left[\frac{a}{h_r(1+am)} - a \sqrt{\frac{M}{1+am}} \operatorname{cth} \sqrt{M(1+am)} h_r \right] \Theta_0 + \\ & + \left[1,61 A_{\varphi}(u) p_3 \frac{P}{D p_4} + \frac{am}{h_r(1+am)} + \right. \\ & + \left. \sqrt{\frac{M}{1+am}} \operatorname{cth} \sqrt{M(1+am)} h_r \right] p_{n0} = \frac{a}{h_r(1+am)} (\Theta_r + m p_{nr}) + \\ & + A_{\varphi}(u) p_3 \frac{e_4^*}{D} + c \sqrt{\frac{M}{1+am}} \operatorname{cth} \sqrt{M(1+am)} h_r - \\ & - \sqrt{\frac{M}{1+am}} \frac{(c + a\Theta_r - p_{nr})}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1+am)} h_r}, \end{aligned} \quad (32)$$

3. Поток тепла в почву

$$q = \lambda \frac{d\Theta}{dz} \Big|_{z=0} = G_{\varphi}(u) (\Theta_4 - \Theta_0) + (1-r)S - LE - R; \quad (33)$$

здесь G — коэффициент, учитывающий турбулентный теплообмен, равный по Денисову [3] $0,0121P$, где P — атмосферное давление; Θ_0 и Θ_4 — соответственно температура на поверхности почвы и на высоте 2 м; r — альбедо почвы; S — суммарная радиация; R — эффективное излучение.

Прежде чем решать равенство (33), остановимся на определении выражения для эффективного излучения. Для расчета эффективного излучения за основу примем формулу Кузьмина [4]

$$R = \varepsilon_1 \sigma (T_0^4 - A^* \chi_N T^4), \quad (34)$$

где ε_1 — излучательная способность почвы, равная 0,98 [7]; σ — постоянная Стефана—Больцмана, равная $11,8 \cdot 10^{-8}$ кал/см²·сутки $\times$ град.⁴; T_0 и T — соответственно абсолютная температура поверхности почвы и воздуха на высоте 2 м; A^* — коэффициент, учитывающий влияние влажности воздуха на эффективное излучение,

$$A^* = 0,62 + 0,05 \sqrt{e_4^*}; \quad (35)$$

χ_N — коэффициент, учитывающий влияние общей (N) и нижней (N_n) облачности (в долях от единицы) на эффективное излучение,

$$\chi_N = 1 + 0,12(N + N_n). \quad (36)$$

Как показано в работе [3], для расчета эффективного излучения формулу (34) можно записать в виде

$$R = 642(1 - A^* \chi_N + 0,0146 A^* \chi_N \Theta_4) + 9,36 \Theta_0. \quad (37)$$

где R в кал/см²сутки. Подставляя производные выражений (28), (29) и (37) в равенство (33), после ряда преобразований получаем

$$\begin{aligned} & \left[\frac{\lambda}{h_r(1+am)} + G\varphi(u) + A\varphi(u) L\rho_3 b_2 \alpha_{30} + \right. \\ & \left. + \lambda m a \sqrt{\frac{M}{1+am}} \operatorname{cth} \sqrt{M(1+am)} h_r + 9,36 \right] \Theta_0 + \\ & + \left[\frac{\lambda m}{h_r(1+am)} + 1,61 A\varphi(u) L\rho_3 \frac{P}{\rho_4} \alpha_{40} - \frac{\lambda m}{\sqrt{1+am}} \times \right. \\ & \left. \times \operatorname{cth} \sqrt{M(1+am)} h_r \right] \rho_{10} = \left[G\varphi(u) + 9,36 A^* \chi_N \right] \Theta_4 + \\ & + (1-r) S + A\varphi(u) L\rho_3 [(1-\alpha_1) e_4^* - \alpha_{30} b_1] - 642 \times \\ & \times (1 - A^* \chi_N) + \frac{\lambda}{h_r(1+am)} (\Theta_r + m\rho_{nr}) + \\ & + \lambda m \sqrt{\frac{M}{1+am}} \frac{(c + a\Theta_r - \rho_{nr})}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1+am)} h_r} - \\ & - \lambda m c \sqrt{\frac{M}{1+am}} \operatorname{cth} \sqrt{M(1+am)} h_r. \end{aligned} \quad (38)$$

Итак, получено два уравнения (32) и (38) с двумя неизвестными (Θ_0 , ρ_{10}). Для решения системы уравнений введем следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \Phi &= m \sqrt{\frac{M}{1+am}} \operatorname{cth} \sqrt{M(1+am)} h_r; \\ \Delta_{11} &= \frac{\lambda}{h_r(1+am)} + G\varphi(u) + A\varphi(u) L\rho_3 b_2 \alpha_{30} + 9,36; \\ \Delta_{12} &= \frac{\lambda m}{h_r(1+am)} + 1,61 A\varphi(u) L\rho_3 \frac{P}{\rho_4} \alpha_{40}; \\ \Delta_{13} &= [G\varphi(u) + 9,36 A^* \chi_N] \Theta_4 + (1-r) S + \\ & + A\varphi(u) L\rho_3 [(1-\alpha_1) e_4^* - \alpha_{30} b_1] - 642 (1 - A^* \chi_N) + \\ & + \frac{\lambda}{h_r(1+am)} (\Theta_r + m\rho_{nr}) + \lambda m \sqrt{\frac{M}{1+am}} \frac{(c + a\Theta_r - \rho_{nr})}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1+am)} h_r}; \\ \Delta_{21} &= \frac{a}{h_r(1+am)}; \\ \Delta_{22} &= 1,61 A\varphi(u) \rho_3 \frac{P}{D\rho_4} + \frac{am}{h_r(1+am)}; \\ \Delta_{23} &= \frac{a}{h_r(1+am)} (\Theta_r + m\rho_{nr}) + A\varphi(u) \rho_3 \frac{e_4^*}{D} - \\ & - \sqrt{\frac{M}{1+am}} \frac{(c + a\Theta_r - \rho_{nr})}{\operatorname{sh} \sqrt{M(1+am)} h_r}. \end{aligned}$$

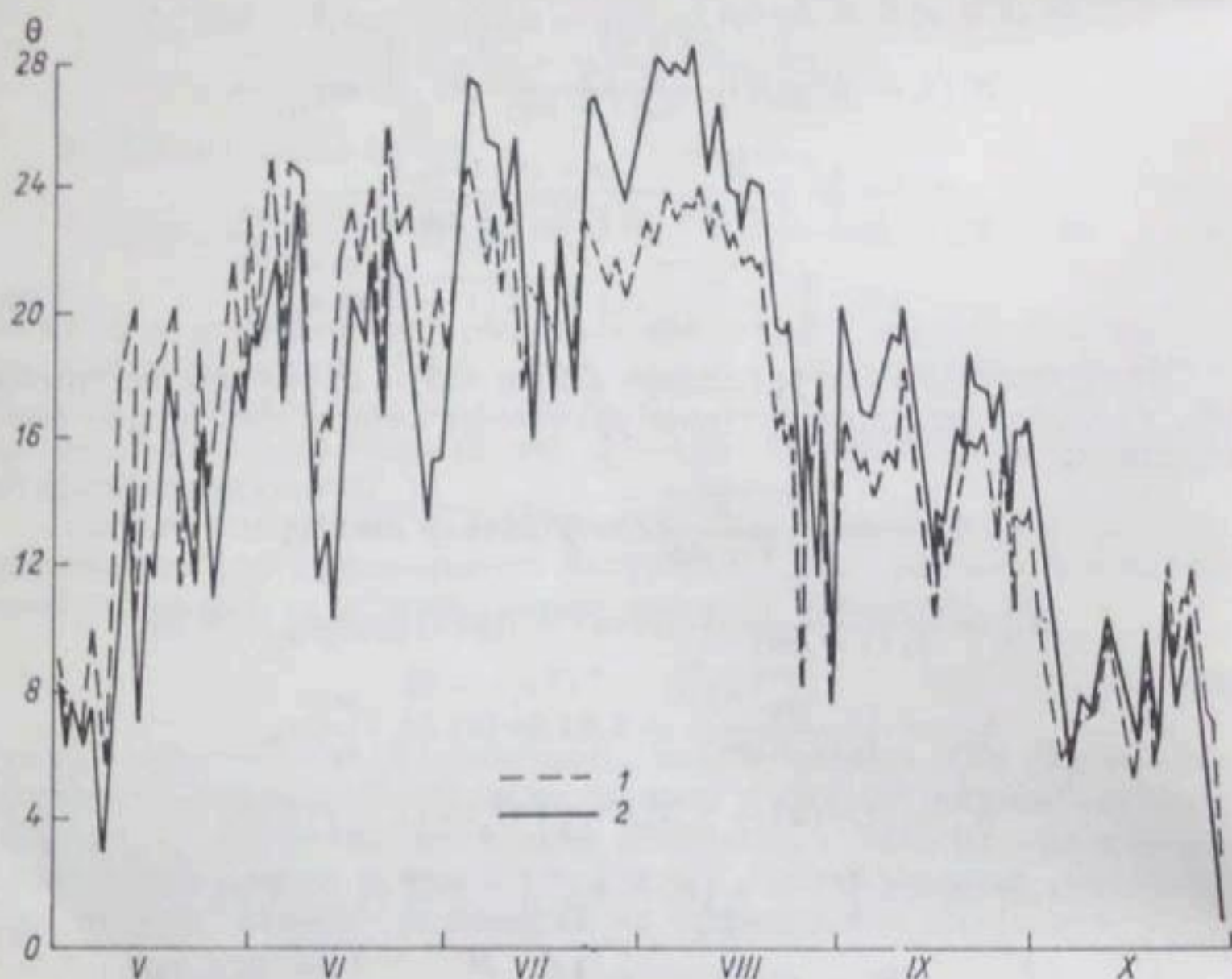
Тогда

$$\left. \begin{aligned} (\lambda a \Phi + \Delta_{11}) \Theta_0 - (\lambda \Phi - \Delta_{12}) \rho_{110} &= \Delta_{13} - \lambda c \Phi; \\ - \left(\frac{a}{m} \Phi - \Delta_{21} \right) \Theta_0 + \left(\frac{\Phi}{m} + \Delta_{22} \right) \rho_{110} &= \frac{c}{m} \Phi + \Delta_{23}. \end{aligned} \right\} \quad (39)$$

Из системы (39) нетрудно получить, что

$$\Theta_0 = \frac{\Phi [-c (\Delta_{12} + \lambda m \Delta_{22}) + (\Delta_{13} + \lambda m \Delta_{23})] + m (\Delta_{13} \Delta_{22} - \Delta_{12} \Delta_{23})}{\Phi [a (\Delta_{12} + \lambda m \Delta_{22}) + (\Delta_{11} + \lambda m \Delta_{21})] + m (\Delta_{11} \Delta_{22} - \Delta_{12} \Delta_{21})}, \quad (40)$$

$$\rho_{110} = \frac{\Phi [c (\Delta_{11} + \lambda m \Delta_{21}) + a (\Delta_{13} + \lambda m \Delta_{23})] + m (\Delta_{13} \Delta_{23} - \Delta_{13} \Delta_{21})}{\Phi [a (\Delta_{12} + \lambda m \Delta_{22}) + (\Delta_{11} + \lambda m \Delta_{21})] + m (\Delta_{11} \Delta_{22} - \Delta_{12} \Delta_{21})}. \quad (41)$$



Рассчитанные (1) и наблюдаемые (2) температуры поверхности почвы на ст. Кызылча за 1968 г.

Проанализировав порядок величины членов, входящих в выражения (40) и (41), можно окончательно написать выражения для Θ_0 и e_0^* :

$$\Theta_0 = \frac{[0,0121 P \varphi(u) + 9,36 A^* \chi_N] \Theta_4 + A \varphi(u) L \rho_3 [(1 - \alpha_1) + \alpha_4] (e_4^* - b_1) + B_1}{0,0121 P \varphi(u) + A \varphi(u) L \rho_3 b_2 [(1 - \alpha_1) + \alpha_4] + 9,36}, \quad (42)$$

где $B_1 = (1 - r) S - 642 (1 - A^* \chi_N)$;

$$e_0^* = \frac{0,0121 P \varphi(u) (b_1 + b_2 \Theta_4) + A \varphi(u) L p_3 b_2 [(1 - \alpha_1) + \alpha_4] e_4^* + B_2}{0,0121 P \varphi(u) + A \varphi(u) L p_3 b_2 [(1 - \alpha_1) + \alpha_4] + 9,36}, \quad (43)$$

где $B_2 = (1 - r) S b_2 + 9,36 (b_1 + A^* \chi_N b_2 \Theta_4) - 642 b_2 (1 - A^* \chi_N)$.

Полученные выражения для Θ_0 и e_0^* позволяют рассчитать распределение температуры и концентрацию водяного пара по глубине почвы в зоне аэрации, а также испарение с почвы, используя при этом только стандартную информацию, получаемую на сети станций Гидрометслужбы, а также гидрофизические свойства почвы. По программе, составленной автором для ЭЦВМ «Минск-22», произведен расчет средних суточных величин Θ_0 , e_0^* и E по материалам наблюдений высокогорной ст. Кызылча. При этом параметры функции $\varphi(u)$ в уравнении (30) были определены подбором по наилучшему соответствию вычисленной температуры поверхности почвы наблюдаемой.

Эта функция имеет вид

$$\varphi(u) = 0,89 + 0,15 u_{1000}.$$

Сопоставление вычисленных значений средних суточных температур поверхности почвы с наблюдаемыми (см. рисунок) позволяет отметить, что вышеизложенная схема дает вполне удовлетворительные результаты. При этом средние квадратические отклонения вычисленных средних суточных температур от наблюдаемых для отдельных месяцев не превышают $3,7^\circ$ (см. ниже). В данном случае также необходимо учесть, что и измерение температуры поверхности почвы производится с ошибкой $2-3^\circ$.

Месяц	V	VI	VII	VIII	IX	X	V—X
Среднее квадратическое отклонение, град. . .	3,67	3,70	2,75	3,26	2,52	1,66	2,98

ЛИТЕРАТУРА

1. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М., «Наука», 1964.
2. Денисов Ю. М. Перенос влаги и тепла в почве (неподвижной пористой среде). — Тр. САНИГМИ, 1968, вып. 39 (54).
3. Денисов Ю. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек. Л., 1965.
4. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеониздат, 1961.
5. Струзер Л. Р. Передвижение парообразной влаги в почве в процессе испарения. — Тр. ГГИ, 1952, вып. 34 (38).
6. Чудновский А. Ф. Физика теплообмена в почве. Л.—М., Гостехиздат, 1948.
7. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1969.

СТРУКТУРА ВОДНОГО БАЛАНСА И ПОТЕРИ РЕЧНОГО СТОКА В ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЕ И ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

Рациональное использование водных ресурсов и их прогноз на перспективу связаны с изучением структуры водного баланса орошаемых территорий и изменений в ней, вызванных реализацией ирригационно-мелиоративных проектов. Литература, посвященная этим проблемам, весьма обширна [1—4, 7—10], однако их сложность обуславливает целесообразность дальнейших исследований.

В данной работе излагаются результаты анализа водного баланса двух районов, где орошение проводится в существенно различных природных условиях. В основу исследования положен метод водного баланса территории с привлечением в необходимых случаях методов теплового и руслового балансов. Вопросы расчета отдельных элементов баланса изложены в работах авторов [5, 6]. В одной из них [6] удалось показать, что использованный метод с принятыми допущениями обеспечивает приемлемую точность расчета при значительном осреднении во времени и по территории.

Дискуссионным в балансовых расчетах является вопрос об участии подземного потока в водном балансе орошаемой территории. При хорошей естественной дренированности территории и разгрузке подземного потока в пределах контура орошения можно полагать его расходуемым там на испарение. Противоположное допущение о выклинивании подземного потока в русло реки (дрены) представляется нам менее реальным.

Ориентируясь на принятое допущение, подземный приток с гор в Ферганскую долину ($0,84 \text{ км}^3/\text{год}$) был включен в суммарный водозабор. Поэтому истинная величина потерь стока будет несколько ниже, чем приведено в работе.

Суммарный водозабор (брутто) по мере увеличения орошаемых площадей, естественно, возрастает в обоих регионах. В Ферганской долине приросту площадей, равному 310 тыс. га, соответствует увеличение водоподачи на $7,2 \text{ км}^3/\text{год}$, а в Голодной степи (за тот же период) увеличению орошаемых земель на 184 тыс. га — увеличение водоподачи на $2,5 \text{ км}^3/\text{год}$ (табл. 1). Таким образом,

Затраты речного стока в Ферганском и Голодностепском ирригационных районах

Расчетный период, годы	Орошаемая площадь, тыс. га	Водозабор		Сброс		Затраты стока			Изменение запасов влаги		Испарение								
		км³/год	тыс. м³/га	км³/год	тыс. м³/га	км³/год	тыс. м³/га	%	км³/год	%	км³/год			тыс. м³/га			% от водозабора		
											суммарное	производи- тельное	непроизводи- тельное	суммарное	производи- тельное	непроизводи- тельное	суммарное	производи- тельное	непроизводи- тельное
Голодная степь																			
1935—40	83,5	1,10	13,2	0,06	0,7	1,04	12,5	95	0,08	7	0,95	0,65	0,30	11,5	7,9	3,6	87,2	60,0	27,2
1940—45	129,7	1,60	12,3	0,06	0,4	1,51	11,9	96	0,03	2	1,51	1,07	0,44	11,6	8,2	3,4	94,4	65,9	27,5
1945—50	119,1	1,55	13,0	0,06	0,5	1,49	12,5	96	0,14	9	1,35	0,94	0,41	11,3	7,9	3,4	87,1	60,6	26,5
1950—55	167,1	1,94	11,6	0,21	1,2	1,73	10,4	89	0,12	6	1,61	1,35	0,26	9,7	8,1	1,6	83,0	69,6	13,4
1955—60	213,5	2,60	12,2	0,42	2,0	2,18	10,2	84	0,05	2	2,13	1,78	0,35	10,0	8,4	1,6	82,0	68,5	13,5
1960—65	268,0	3,60	13,4	0,81	3,0	2,79	10,4	78	0,25	7	2,54	2,03	0,48	9,5	7,7	1,8	70,5	57,2	13,3
1935—65			12,6				11,3							10,6	8,0	2,6	84,0	64,0	20,0
Ферганская долина																			
1935—40	670	10,32	15,4	2,64	3,9	7,69	11,5	74			7,68	5,50	2,18	11,5	8,2	3,3	74,5	53,4	21,1
1940—45	817	12,66	15,5	3,59	4,4	9,07	11,1	72		2	8,87	6,36	2,51	10,8	7,8	3,0	70,1	50,3	19,8
1945—50	817	12,35	15,1	4,63	5,7	7,72	9,4	62			8,76	6,62	2,14	10,7	8,1	2,6	71,0	53,7	17,3
1950—55	806	12,77	15,9	5,29	6,6	7,48	9,3	59	0,20	—8	8,14	6,06	2,08	10,1	7,5	2,6	63,7	47,4	16,3
1955—60	946	15,28	16,2	6,98	7,4	8,30	8,8	54	—1,04	—5	8,30	7,55	0,75	8,8	8,0	0,8	54,4	49,5	4,9
1960—65	981	17,53	17,9	8,14	8,3	9,39	9,6	54	—0,66		9,39	8,15	1,24	9,6	8,3	1,3	53,6	46,5	7,1
1935—65			16,0				10,0							10,2	8,0	2,2	64,5	50,1	14,4

освоение 100 тыс. га земель в Ферганской долине потребовало увеличения водозабора из реки на $2,3 \text{ км}^3/\text{год}$, а в Голодной степи — на $1,4 \text{ км}^3/\text{год}$. Более интересна, однако, динамика удельного водозабора-брутто на 1 га орошаемой площади. В Ферганской долине этот показатель в среднем за рассматриваемый период больше, чем в Голодной степи ($16 \text{ тыс. м}^3/\text{га}$ в год против $12,6 \text{ тыс. м}^3/\text{га}$). Повышенный удельный водозабор в Ферганской долине можно объяснить, по-видимому, меньшим к. п. д. оросительных систем, большими фильтрационными потерями в разных звеньях оросительной сети и непосредственно на полях орошения.

Намечается четкая тенденция к увеличению удельного водозабора по мере развития орошения в Ферганской долине. Особо заметна она в последние 15 лет, а за 1960—1965 гг. удельный водозабор возрос на $2,5 \text{ тыс. м}^3/\text{га}$ в год по сравнению с начальным. Повышение водообеспеченности орошаемых земель здесь является результатом реконструкции старых и строительства новых каналов при относительно небольшом приросте орошаемых площадей. Согласно схеме комплексного использования водных ресурсов, разработанной институтом Средазгипроводхлопок, в отдаленной перспективе планируется сократить удельный водозабор-брутто до $13,6 \text{ тыс. м}^3/\text{га}$. В Голодной степи этот показатель предполагается сохранить на современном уровне.

Затраты речного стока в пределах балансируемых контуров определяются разностью между поступлением воды в контур и сбросом воды из него. В Ферганской долине речной сток расходуется главным образом на испарение. В Голодной степи часть стока идет на пополнение запасов грунтовых вод.

Суммарные затраты речного стока в обоих районах весьма динамичны во времени. В Ферганской долине прирост орошаемых земель на 310 тыс. га (за период 1935—1965 гг.) вызвал увеличение затрат стока на испарение на $1,7 \text{ км}^3$ в год, т. е. прирост потерь составил $0,55 \text{ км}^3$ на 100 тыс. га вновь осваиваемых земель.

В Голодной степи орошаемые площади выросли на 170 тыс. га, а прирост затрат стока на испарение при орошении 100 тыс. га составил $0,86 \text{ км}^3$ в год. Столь существенная разница в приросте затрат стока на испарение станет ясной, если рассмотреть отдельно производительные и непроизводительные потери стока.

Под первыми мы подразумеваем затраты стока на испарение с орошаемой территории — нетто, под вторыми — испарение с неорошаемых земель, связанное с почвенным и грунтовым подтоком влаги с окружающих орошаемых массивов.

В Ферганской долине за период с 1935 по 1965 г. продуктивное испарение увеличилось на $2,7 \text{ км}^3/\text{год}$, тогда как непродуктивное за счет улучшения мелиоративного состояния земель уменьшилось на $1,0 \text{ км}^3/\text{год}$. В Голодной степи за тот же период возросло как продуктивное, так и непродуктивное испарение ($1,4$ и $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$).

Представляет интерес анализ удельных затрат стока (на 1 га орошаемой площади) на производительные и непроизводительные потери (см. табл. 1).

Общность климатических условий обуславливает равенство и стабильность производительных потерь стока на испарение (8,0 тыс. м³/га). Непроизводительные потери стока на испарение в Голодной степи несколько больше, однако тенденция развития во времени этого показателя практически одинакова в обоих регионах. Потери этого вида уменьшились в Ферганской долине с 3,3 тыс. м³/га в 1935—1940 гг. до 1,3 тыс. м³/га в 1960—1965 гг., а в Голодной степи — с 3,6 до 1,8 тыс. м³/га соответственно. Этот процесс в Ферганской долине является следствием снижения уровня грунтовых вод и ликвидации массивов дикой влаголюбивой растительности, а в Голодной степи — в основном повышения коэффициента земельного использования (КЗИ).

На современном уровне ведения водного хозяйства в Голодной степи и Ферганской долине непроизводительные потери составляют 13 и 7% соответственно от водозабора-брутто. В будущем эти потери, вероятно, будут сокращены, но не до нуля, поскольку орошение неизбежно связано с почвенным и грунтовым перетоком влаги на соседние неорошаемые земли.

Производительные потери стока на испарение составляют в Ферганской долине в среднем за рассмотренный период 50% водозабора-брутто, а в Голодной степи — 64%*.

К непроизводительным потерям стока на испарение в Голодной степи на современном уровне водного хозяйства следует отнести коллекторно-дренажные воды, сбрасываемые в Арнасайское понижение. В последнее из рассмотренных пятилетий (1960—1965 гг.) величина этого сброса составила 4% величины водозабора-брутто за этот период; в последующем, по мере улучшения дренарованности Голодной степи, эта величина существенно вырастет.

Ирригационное питание грунтовых вод является небольшим по величине, но весьма важным элементом водного баланса, в существенной мере определяющим мелиоративное состояние орошаемых земель. В Ферганской долине резкое увеличение водозабора и орошаемых площадей в 1940—1945 гг. обусловило потери речного стока на питание грунтовых вод в размере 0,2 км³/год. Последующее массовое мелиоративное строительство привело к сработке этих, а также многолетних запасов грунтовых вод с интенсивностью 1,04 км³/год в 1945—1950 гг. и 0,66 км³/год в 1950—1955 гг. Всего было сработано 8,5 км³ грунтовых вод, что вызвало понижение их уровня и осушение значительных массивов заболоченных земель.

В Голодной степи орошение сопровождается непрерывным подъемом грунтовых вод. За 50-летний период (1915—1965 гг.) более 7 км³ сырдарьинской воды (9% водозабора за этот период) пошло на питание грунтовых вод, что обусловило повышение их

* Учитывая, что доля транспирации в суммарном испарении хлопкового поля составляет 70%, можно полагать, что непосредственно в создании урожая участвуют 35% количества речной воды, забранной на орошение в Ферганской долине, и 45% — в Голодной степи.

уровня в степи на 8—9 м. Планируемые водоподача и прирост орошаемых площадей дают основания полагать [6], что в 70-х годах средневзвешенная глубина залегания грунтовых вод составит 2,5—3,0 м.

Емкость подземного «водохранилища» будет заполнена, и дальнейшее увеличение водоподачи при современных темпах ввода дренажных систем и их качестве может привести к массовым явлениям засоления и заболачивания. Во избежание этого необходимо либо резко сократить водоподачу, либо существенно увеличить отвод «лишней» воды по коллекторно-дренажной сети. Наши ориентировочные расчеты [6] показывают, что при планируемой водоподаче 6,4 км³/год (на уровне 1975 г.), коллекторно-дренажный сток должен быть равен 2,6 км³/год, в том числе в Арнасайское понижение 1,8 км³/год. В этом случае грунтовые воды стабилизируются на глубине 3 м от поверхности, а коллекторно-дренажный сток составит 41% водозабора.

Возврат стока, забранного на орошение, и возможность его использования для территорий, лежащих ниже по течению, существенно различны в рассматриваемых регионах. На величине этого показателя сказываются различия в естественной дренированности территории.

Проведенные ранее расчеты показали, что естественная гидрографическая сеть Ферганской долины обеспечивает дренирование 16% речного стока, забранного на орошение. Естественное дренирование Голодностепского ирригационного района ничтожно мало и не улавливается расчетами.

Вследствие более интенсивного строительства коллекторно-дренажной сети, ее повышенной эффективности суммарный возврат стока в Ферганской долине в среднем за период 1935—1965 гг. превосходит таковой в Голодной степи на 27% (см. табл. 1). Наиболее заметны эти различия в послевоенный период. В 1945—1950 гг. возврат стока в Ферганской долине составил 37%, а в Голодной степи — 4%. В дальнейшем темпы мелиоративного строительства в Голодной степи возросли, однако степень искусственной (инженерной) дренированности этого района не достигла уровня Ферганской долины. В пятилетие 1960—1965 гг. возврат стока в Ферганской долине составил 46,5% водозабора (из которых 30% отведено по инженерным сооружениям), тогда как в Голодной степи — 23,5%.

Возвратные воды Голодностепского ирригационного района, в отличие от Ферганского, без дополнительных инженерных мероприятий не могут быть использованы полностью ниже по течению р. Сырдарьи. Часть их (2,7% водозабора в 1955—1960 гг. и 4% в 1960—1965 гг.) сбрасывается в Арнасайское понижение, где безвозвратно теряется на испарение.

Таким образом, в последнее из анализируемых пятилетий лишь 23% стока, забранного на орошение Голодной степи, возвращалось в р. Сырдарью, т. е. в два раза меньше, чем в Ферганской долине.

Как отмечалось выше, в ближайшем будущем из Голодной степи должно отводиться 41% проектируемого водозабора. Значительная часть этой воды ($1,8 \text{ км}^3/\text{год}$) будет сбрасываться в Арнасайское понижение. В связи с этим возникает вопрос о детальном исследовании структуры водно-солевого баланса этого объекта и возможности его практического использования.

Для гидрологических и водохозяйственных расчетов в бассейнах рек с развивающимся орошением важна оценка суммарных потерь (затрат стока) и их прогноз на перспективу. Методика такого прогноза, основанная на связи величины возврата стока с водозабором, изложена в работах [5, 6].

Таблица 2

Затраты речного стока

Период, годы	Водозабор, $\text{км}^3/\text{год}$	Затраты стока			
		Ферганская долина	Голодная степь	сумма	
				$\text{км}^3/\text{год}$	% от притока
1935—40	11,4	7,7	1,1	8,8	34,7
1960—65	21,1	9,4	3,0	12,4	48,8
≈1980	25,7	10,6	3,5	14,1	55,5

Перспективный водозабор ($19,8 \text{ км}^3/\text{год}$ в Ферганской долине и $5,9 \text{ км}^3/\text{год}$ в Голодной степи) принят по данным Средазгипроводхлопка. В табл. 2 приведены данные о водозаборе и суммарных потерях (затратах) стока на два характерных этапа и на перспективу. Из таблицы видно, что планируемое увеличение орошаемых площадей приведет к росту затрат стока всего лишь на $1,7 \text{ км}^3/\text{год}$. Нужно помнить, что такое положение будет иметь место лишь при реализации намечаемых мелиоративных проектов. Кроме того, в затраты стока в Голодностепском ирригационном районе не включены сбросные воды, поступающие в Арнасайское понижение. Предполагается, что на намечаемом уровне ведения хозяйства они будут использоваться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грин А. М. Изменения динамики стока р. Сырдарьи в связи с развитием орошения в Ферганской долине. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 3.
2. Дунин-Барковский Л. В. О водном балансе орошаемой территории. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1957, № 5.
3. Дунин-Барковский Л. В. Развитие ирригации и судьба Аральского моря. — В кн.: «Проблема преобразования природы Средней Азии». М., «Наука», 1967.
4. Кузнецов В. И. Об изменениях стока Сырдарьи и связи с развитием орошения. — Метеорология и гидрология, 1957, № 7.

5. Рубинова Ф. Э., Геткер М. И. Об изменениях стока р. Сырдарьи в пределах Ферганской долины в связи с развитием орошения. Тр. САНИИРИ, 1969, вып. 119.
6. Рубинова Ф. Э., Геткер М. И. Водный баланс Голодной степи. — Тр. САНИИРИ, 1970, вып. 126.
7. Ходжибаев Н. Н. Региональный водносолевой баланс Голодной степи. Ташкент, «Фан», 1966.
8. Шульц В. Л., Орешина Л. М. Водный баланс Ферганской долины. — Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1959, № 4.
9. Шульц В. Л. и др. К вопросу изменения стока р. Сырдарьи в районе Чардаринского водохранилища в связи с развитием орошения. — Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук, 1961, № 2.
10. Шульц В. Л. Изученность водных ресурсов Средней Азии и пути их использования. — В кн.: «Проблема преобразования природы Средней Азии». М., «Наука», 1967.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ВОДНОГО РЕЖИМА КОРИЧНЕВЫХ СЛАБОВЫЩЕЛОЧЕННЫХ ПОЧВ БАССЕЙНА р. ПАРКЕНТСАЙ

Впервые измерения влажности почвы в горной части Средней Азии проводились С. Ф. Карповым [3] на Чаткальской горно-мелиоративной опытной станции в 1938—1939 гг. В послевоенные годы они были продолжены там же Ю. Г. Булулуковым [1]. В 1964 г. Л. Н. Побережским [6] в бассейне р. Ходжаата испытан нейтронный индикатор влажности почвы НИВ-1. С 1965 г. УГМС Узбекской ССР приступило к измерениям влажности почвы в бассейне р. Кызылча. В том же году начато исследование водного режима почв в бассейне р. Паркентсай [5], расположенном на юго-западных отрогах массива Казыл-Нура.

Коричневые слабовыщелоченные почвы занимают здесь в основном пологие ($13-20^\circ$) склоны южных экспозиций на высотах 1000—1800 м [2]. Материнской породой для них являются лёсс и лёссовые суглинки, состоящие на 20—70% из частиц величиной 0,01—0,05 мм; легкие и средние суглинки чаще всего на 20—50% состоят из частиц мельче 0,01 мм. В нижней части высотной зоны коричневые слабовыщелоченные почвы заняты под богарные посевы зерновых. В условиях низкогорья эти почвы формируются под сухостепной растительностью, переходящей в затененных местах в разнотравно-злаковую. Из деревьев и кустарников встречаются единичные экземпляры арчи, вишни, боярышника, миндаля и шиповника.

Почвенный профиль коричневых слабовыщелоченных почв относительно хорошо дифференцирован. Общая мощность их гумусового серого, внизу буроватого горизонта достигает 80—90 см (в том числе горизонта А — 25—40 см). Верхняя часть его (0—5 см) на целинных участках густо переплетена корнями, образующими в отдельных местах плотную дернину.

Коричневые слабовыщелоченные почвы обладают слабой структурой, комочки их под действием воды легко разрушаются, но тем не менее эти почвы имеют достаточно высокую водопроницаемость, довольно легко впитывают осадки и сохраняют их. Количество гумуса в горизонте 0—10 см составляет на целине 2,0—3,5% [4].

Уменьшение его по профилю довольно резкое: уже на глубине 20—30 см содержание гумуса не превышает 1%. Представление о почвенном профиле можно получить по почвенному разрезу 52, расположенному на правом склоне р. Паркентсай в 200 м от русла на высоте 1650 м абс. и описанному И. Н. Степановым.

Разрез 52. Коричневая слабовыщелоченная, на 50% оголенная почва с рыхлой дерниной и серой поверхностью, местами покрытая трещинами до 1 см.

Слой A_0 (0—4 см): темно-серый, рыхлый, сильно корешковатый (корешки очень тонкие, мочковатые, беловато-серые) горизонт; кипит с поверхности; переход выражен хорошо.

Слой A_1 (4—20 см): темно-серый, среднетплотный суглинок, корешки серые и белые; переход заметен хорошо.

Слой A_2 (20—40 см): темно-серый, тяжелый, среднетплотный суглинок; изобилует ходами дождевых червей; зоогенные образования до 2—5 см в диаметре, корешки серые и белые средней величины; переход выражен неровной линией.

Слой B_1 (40—100 см): светло-коричневый суглинок, карбонатный, среднеуплотненный, чуть плотнее предыдущего, комковато-призматический; мелкие слабоокатанные камешки делювия; на глубине 40 см начинаются фигурки карбонатных конкреций переход заметен по цвету и плотности.

Слой B_2 (100—160 см): буроватый тяжелый суглинок, плотный, мелкопористый, карбонаты в виде плесени; переход выражен слабо.

Слой BC (160—300 см): светло-коричневый с палевым оттенком, тяжелый карбонатный суглинок, комки средней величины, корешков очень мало, встречаются прочные конкреции; переход выражен слабо.

Слой C (300—600 см): палево-серый, тяжелый карбонатный суглинок; тонко отмученный однородный делювий без камней.

Физические константы почвы приводятся в табл. 1. Определение физических свойств производилось следующими способами:

Таблица 1

Воднофизические свойства коричневой слабовыщелоченной почвы (разрез 52)

Глубина, см	Объемный вес, г/см ³	Удельный вес, г/см ³	Пористость, % от объема	Максимальная гигроскопичность % от объема	Наименьшая влагоемкость % от объема	Полная влагоемкость, % от веса	Послойные влагозапасы, мм		
							слой, см	максимальная гигроскопичность	наименьшая влагоемкость
0—4	0,83	2,61	68	5,73	27,6	82	0—5	2,9	13,8
4—20	1,18	2,66	52	6,84	33,0	44	0—50	31,4	146
20—40	1,04	2,70	62	6,00	27,3	60	0—100	59,0	293
40—100	1,15	2,71	58	5,81	29,4	50	0—150	84,4	450
100—160	1,22	2,71	55	5,25	31,2	45	0—200	112	606
160—250	1,23	2,74	55	5,69	30,8	45	0—250	141	757

удельный вес (УВ) определялся в лаборатории с помощью пикнометра, максимальная гигроскопичность (МГ) — насыщением воздушно сухой почвы в вакууме над 10-процентным раствором серной кислоты, наименьшая влагоемкость (НВ) — методом насыщения образцов, полная влагоемкость (ПВ) — по величине порозности, расчетным путем.

Представление о гранулометрическом составе характеризуемой почвы дает табл. 2. Как видно из нее, почво-грунты опытного участка по гранулометрическому составу являются суглинистыми. В пределах всей толщи преобладающей является фракция 0,05—0,01 мм. Верхний предел пластичности колеблется от 51% на глубине 0,50 м до 31% на 2,50 м; нижний — от 33 до 21% на тех же глубинах. Наибольшим числом пластичности обладает 50-сантиметровый горизонт (16%), наименьшим — 2,5-метровый (10%).

Таблица 2

Гранулометрический состав коричневой слабовыщелоченной почвы (разрез 52)

Глубина взятия образ- цов, м	Вес (%) различных фракций, мм					Определение породы по клас- сификации В. В. Скотинина	Пластичность, %		
	0,25— 0,05	0,05— 0,01	0,01— 0,005	0,005— 0,002	<0,002		верх- ний предел	ниж- ний пре- дел	число пластич- ности
0,50	4	42	16	11	27	Суглинок пылеватый, тяжелый	51	33	18
1,00	3	37	16	14	30	То же	37	25	12
1,50	1	41	17	14	27	"	30	23	7
2,00	—	45	17	12	26	"	30	22	8
2,50	—	48	15	12	25	"	31	21	10

Удельный вес коричневых слабовыщелоченных почв на опытном бассейне изменяется от 2,59—2,61 г/см³ в слое 0—5 см до 2,75—2,76 г/см³ в слое 200—250 см; объемный вес соответственно — от 0,83—1,04 до 1,23—1,30 г/см³; пористость уменьшается с 68 до 53—55%.

Ежегодно в течение шести лет с апреля по июль на метеоплощадке «Лагерь», расположенной в низкогорной части бассейна р. Паркентсай, проводились наблюдения за температурой воздуха и осадками. Самым теплым и засушливым годом для бассейна р. Паркентсай был 1965. За период апрель—июль этого года температура воздуха была на 1,4° выше средней за шестилетие. Наиболее низкими температурами отличался 1969 г., когда средняя за период апрель—июль температура воздуха была ниже средней за период наблюдений на 1,1°. Срочный максимум температуры воздуха отмечен в июле 1968 г. (36,1°), минимум — в апреле 1968 г. (—5,9°) (табл. 3).

Средние месячные и экстремальные температуры воздуха (°C)
по метеоплощадке «Лагерь»

Год	IV	V	VI	VII	Средняя за IV—VII	Максимум за IV—VII	Минимум за IV—VII
1965	10,6	17,3	20,1	23,5	17,9	33,0	0,4
1966	9,4	13,9	22,1	22,4	16,9	32,9	0,9
1967	9,2	13,9	19,5	21,0	15,9	30,1	—2,0
1968	8,7	13,3	19,1	23,4	16,1	36,1	—5,9
1969	9,7	13,5	18,6	20,6	15,6	28,8	1,3
1970	11,2	15,5	18,8	20,8	16,6	31,4	0,9
Среднее	9,8	14,6	19,7	22,0	16,5	36,1	—5,9

Количество атмосферных осадков в годы наблюдений и их распределение по месяцам также отличается большими колебаниями (табл. 4). Минимальное количество осадков приходится на 1966 г. (101,2 мм), максимальное — на 1969 г. (468,8 мм). Самым дождливым месяцем является апрель со средним количеством осадков 130—140 мм, самым сухим — июль (8—16 мм). Значительное количество осадков выпадает иногда в мае (1969 г.).

Таблица 4

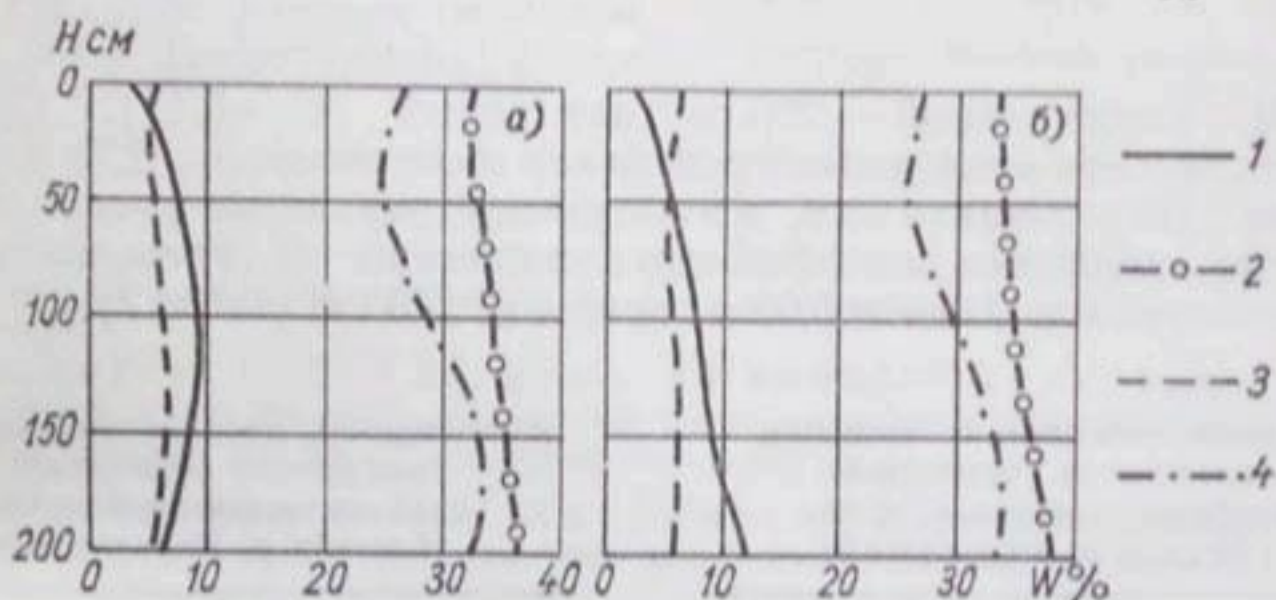
Месячные суммы осадков (мм) по метеоплощадке «Лагерь»

Год	IV	V	VI	VII	Сумма за период
1965	91,5	34,6	4,2	16,1	146,4
1966	39,9	60,3	0,6	0,4	101,2
1967	182,3	57,8	15,0	7,9	263,0
1968	151,8	60,3	37,6	12,5	262,2
1969	162,4	210,6	47,2	48,6	468,8
1970	136,3	40,8	3,6	11,3	192,0
Среднее	127,4	77,4	18,0	16,1	238,9
Среднее за 16 лет по вод- постам Киргизии	140,0	72,2	20,3	8,5	241,0

Наблюдения за режимом влажности коричневой слабовыщелоченной почвы велись в паводочный (апрель—июль) период с помощью нейтронного индикатора влажности почвы НИВ-1. Измерения повторялись по два-три раза в каждой точке еженедельно через каждые 50 см от поверхности до глубины 200—250 см.

Скважины на наблюдательных площадках были заложены в интервале высот 1400—1650 м на разных по крутизне и характеру подстилающих поверхностей склонах, на различных притоках и между ними и в различной удаленности от поймы р. Паракентсай и частных русел притоков. Ниже приведены краткие описания участков, на которых были заложены скважины.

Скважины № 1—4 расположены на сходных по типу растительности и степени эрозии почвах в 10, 20, 40 и 15 м от русел притоков. Поверхности, на которых они заложены, имеют слабую дернину, растительность редкая травянистая, в отдельных местах встречается низкорослый кустарник; скважины № 5 и 19 расположены на слабоэродированных, поросших густым высоким (1,5—2,0 м) кустарником склонах, скважина № 5 — в 10 м от русла мел-



Распределение объемной влажности в коричневой слабовыщелоченной почве.

а — скв. 3; б — скв. 5; 1 — 26 сентября 1970 г., 2 — 31 марта 1969 г., 3 — максимальная гигроскопичность (МГ), 4 — наименьшая полевая влагоемкость (НВ).

кого сая, а № 19 — в приводораздельной зоне между притоками в 150 м от русла р. Паркентсай; скважина № 22 расположена на первой надпойменной террасе у подножия южного склона.

Определение влажности почвы обычно начинали производить сразу же после схода снежного покрова и заканчивали в конце лета, когда ее значения были близки к наименьшим в данном году. На рисунке показано распределение объемной влажности почвы по характерным скважинам № 3 и 5 за 31 марта 1969 г. и 26 сентября 1970 г. Из графика хорошо видно, что 31 марта 1969 г. ее значения превысили НВ, а 26 сентября 1970 г. были меньше МГ в поверхностном слое и близки к ней во всех остальных слоях.

Наибольшей величиной влагооборота отличается гумусовый горизонт почвы: объемная влажность почвы в нем изменяется от 3 до 32% (табл. 5). Амплитуда колебаний влаги за период наблюдений уменьшается до глубины 100 см от 29,0 до 25,2% (среднее по семи скважинам), затем вновь увеличивается до 27,9% на глубине 200 см. Следует, однако, указать, что на всех горизонтах

Таблица 5

Амплитуда изменения влажности
коричневой слабовыщелоченной
почвы (бассейн р. Паркентсай)

Глубина, см	Амплитуда влажности почвы, % от объема	Отклонение от среднего, % от объема
5	29,0	+1,9
50	26,8	-0,3
100	25,2	-1,9
150	26,8	-0,3
200	27,9	+0,8

амплитуда объемной влажности почвы незначительно отличается от средней по всему почвенному профилю. Максимальная ее величина не превышает $\pm 1,9\%$ от объема.

Для выяснения характера изменчивости влажности почвы по площади и во времени с увеличением глубины были подсчитаны ее статистические характеристики. Как видно из табл. 6, максимальной изменчивостью влажности почвы во времени обладает верхний 5-сантиметровый слой ($C_v =$

$=0,45$), минимальной — 200-сантиметровый ($C_v = 0,17$). Среднее квадратическое отклонение составляет соответственно 5,78 и 3,70% объема. По площади же, несмотря на различное расположение скважин, величина коэффициента вариации не превышает 0,15 в горизонтах 5 и 50 см и 0,09 в горизонте 200 см (табл. 7).

Таблица 6

Средние многолетние значения
влажности коричневой
слабовыщелоченной почвы
(бассейн р. Паркентсай)

Глубина, см	Число случаев	Средняя влажность, % от объ- ема	Среднее квад- ратическое отклоне- ние, %	Коэффициент вариации
5	26	12,0	5,78	0,45
50	26	20,4	6,03	0,30
100	26	22,7	5,92	0,26
150	26	23,5	5,55	0,22
200	19	21,3	3,70	0,17

Таблица 7

Изменчивость средней многолетней
влажности коричневой
слабовыщелоченной почвы
(бассейн р. Паркентсай)

Глубина, см	Число случаев	Средняя влажность, % от объ- ема	Среднее квад- ратическое отклоне- ние, %	Коэффициент вариации
5	35	12,0	1,94	0,15
50	35	20,4	2,59	0,15
100	35	22,7	2,23	0,11
150	35	23,5	2,75	0,11
200	25	21,3	1,77	0,09

ЛИТЕРАТУРА

1. Булукулов Ю. Г. Влажность почвогрунтов в горах в зависимости от состояния поверхности. — Тр. Чаткальской ГМОС, 1960, вып. 1.
2. Генусов А. З. Почвы Ташкентской области. — В кн.: «Почвы Узбекской ССР». Т. 3. Ташкент, 1964.
3. Карпов С. Ф. Динамика влажности горных почв. — Тр. Чаткальской ГМОС, 1960, вып. 1.
4. Кочерга Ф. К. Физико-географические условия расположения Чаткальской ГМОС. — Тр. Чаткальской ГМОС, 1960, вып. 1.
5. Побережский Л. Н. Зависимость испарения от метеорологических условий и влажности почв применительно к различным типам их водного режима. — Тр. САНИИРИ, 1966, вып. 111.
6. Побережский Л. Н. Изучения водного режима почв орехоплодовых лесов с помощью нейтронного индикатора влажности. — Тр. Сары-Челекского заповедника, 1966, вып. 2.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Л. Шульц. Некоторые итоги и пути развития способов расчета стока в условиях горных стран	3
<u>В. Н. Рейзвих</u> , А. М. Никитин, Н. М. Абраменков. Водные ресурсы горных озер Средней Азии	17
М. И. Геткер, Г. Е. Глазырин, Ю. Н. Емельянов. Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах	30
М. И. Геткер, Г. Е. Глазырин, Ю. Н. Емельянов. Расчет месячных сумм твердых осадков по общим месячным суммам осадков и средним месячным значениям температуры воздуха	39
Л. Н. Побережский, Г. Н. Трофимов. Перехват атмосферных осадков растительностью и его учет при воднобалансовых исследованиях	46
Л. Н. Побережский. Способ оценки испаряемости в условиях орошения	54
<u>В. Н. Рейзвих</u> , А. Б. Попова. Испарение с водной поверхности в условиях Средней Азии	57
А. И. Сергеев. Схема расчета испарения с поверхности почвы	75
Ф. Э. Рубинова, М. И. Геткер. Структура водного баланса и потери речного стока в Ферганской долине и Голодной степи	84
В. Е. Чуб. Некоторые вопросы водного режима коричневых слабощелоченных почв бассейна р. Паркентсай	91

Труды САНИГМИ, вып. 62 (77)

**ВОДНЫЙ БАЛАНС
ТЕРРИТОРИИ
СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Отв. редактор Ю. Н. Иванов

Редактор Т. С. Шмидт

Техн. редактор М. Я. Флаум

Корректор Т. Н. Черненко

Сдано в набор 7/X 1971 г. Подписано к печати
3/I 1972 г. М-08001. Бумага тип. № 1 60×90¹/₁₆.
Бум. л. 3,25. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 7,01.
Тираж 530 экз. Индекс ГЛ-104. Гидрометеоиздат.
Заказ № 585. Цена 49 коп. Ленинград, В-53,
2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

Некоторые итоги и пути развития способов расчета стока в условиях горных стран. Шульц В. Л. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 3—16.

Расчетные приемы для определения характеристик стока горных рек при отсутствии данных начали разрабатываться как у нас, так и за границей немногим более 35 лет тому назад. Благодаря огромному влиянию рельефа на питание и режим горных рек разработка методов гидрологических расчетов сразу пошла по пути разыскания связей между характеристиками стока и элементами рельефа. Этому способствовала также плохая метеорологическая изученность горных территорий. Для рек с площадями водосборов менее 100 км², возможно за редкими случаями, необходим учет неклиматических факторов и аномалий климата на небольших территориях.

При разыскании зависимостей следует избегать дробления горной территории на чрезмерно большое число районов, так как это приводит к малообоснованным зависимостям.

В последние годы наметилась тенденция к отказу в условиях горных территорий от применения метода изолиний. Такая тенденция является неверной. Метод изолиний может и должен применяться во всех случаях, когда имеет место соблюдение всех условий, при которых он может быть использован.

Метод аналогии сейчас широко распространен. Однако следует иметь в виду, что подбор аналога — дело весьма сложное, в особенности для горных стран. Как правило, не может быть универсального аналога для всех характеристик стока. Кроме того, аналог часто может находиться на значительном удалении от реки, для которой устанавливаются характеристики стока.

Дальнейшее совершенствование методов расчета стока должно идти по следующим направлениям: а) развитие эмпирических приемов расчета; б) изучение деталей процессов стока и закономерностей распределения характеристик стока в пространстве и времени; в) развитие теоретических приемов расчета, в том числе математического моделирования.

Водные ресурсы горных озер Средней Азии. Рейзвих В. Н., Никитин А. М., Абраменков Н. М. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62(77), стр. 17—29.

Произведены расчеты водных ресурсов и водного баланса горных озер Средней Азии. При определении запасов воды в горных озерах авторы использовали материалы стационарных наблюдений и экспедиционных обследований, а также данные литературных источников. Объемы неизученных озер оценивались по зависимостям между площадью зеркала и объемом или средней глубиной озера.

Запасы воды в горных озерах Средней Азии составляют $50,4 \text{ км}^3$, из них $20,3 \text{ км}^3$ — это пресные и ультрапресные воды, 26 км^3 — солоноватые, $4,08 \text{ км}^3$ — это воды, качество которых неизвестно. Погрешность оценки запасов воды равна 5—10%. На основании анализа водного баланса для пяти наиболее крупных озер оценены вековые запасы воды в них, которые оказались равны $43,2 \text{ км}^3$, или 86% водных ресурсов горных озер Средней Азии.

Табл. 7. Илл. 1. Библ. 7.

УДК 551.577.57

Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах. Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. Н. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 30—38.

При расчетах осадков в горах обычно используют зависимости осадков от абсолютной высоты. Количественная оценка влияния прочих, помимо высоты, характеристик рельефа для условий Средней Азии пока не дана.

В статье рассматриваются показатели удаленности пунктов наблюдений от тыловых и боковых гребней долин трех горных рек (Ахангаран, Талас, Сурхандарья). Корреляционный анализ показал, что для открытых, благоприятно ориентированных долин типа долины р. Сурхандарья коэффициенты корреляции месячных и годовых сумм осадков с удаленностью от гребня, замыкающего долину в верховьях, увеличиваются больше, чем с абсолютной высотой.

Анализ остаточных коэффициентов корреляции осадков с удаленностью, когда «снято» влияние абсолютной высоты, показывает важность учета этих показателей при расчетах осадков. Для периода октябрь—май, когда выпадает подавляющая часть годовой суммы осадков, остаточные коэффициенты корреляции колеблются в пределах 0,65—0,90 (долина Сурхандарья), 0,40—0,60 (Ахангаран) и 0,40—0,60 (Талас).

Табл. 3. Илл. 3. Библ. 10.

Расчет месячных сумм твердых осадков по общим месячным суммам осадков и средним месячным значениям температуры воздуха. Геткер М. И., Глазырин Г. Е., Емельянов Ю. Н. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 39—45.

Предлагается вероятностный способ расчета доли твердых осадков в месячной их сумме, что важно в тех случаях, когда наблюдения за осадками производятся суммарными осадкомерами. Для проведения расчетов необходима стандартная метеорологическая информация — месячные суммы осадков и среднемесячные значения температуры воздуха. Последние, как известно, относительно надежно могут быть экстраполированы.

Как показала проверка метода на данных шести метеорологических станций, несмотря на принятые допущения результаты расчетов оказались удовлетворительными.

Илл. 2. Библ. 1.

Перехват атмосферных осадков растительностью и его учет при воднобалансовых исследованиях. Побережский Л. Н., Трофимов Г. Н. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 46—53.

По наблюдениям в бассейнах рек Ходжаата (Сарычелекский горнолесной заповедник) и Паркентсай (горный массив Кызылнура) определен предельный слой смачивания ряда видов травянистой, кустарниковой и древесной растительности. Констатируется отсутствие влияния средней интенсивности и продолжительности дождя, а также скорости ветра на величину перехвата осадков растительностью. Приведен расчет реального слоя осадков с учетом суммарной инструментальной поправки и слоя осадков, затраченного на смачивание растительности. Расчет сделан для однородного растительного комплекса (поле пшеницы в Самаркандской области) и для речного бассейна с неоднородным покрытием растительностью различных видов (бассейн р. Паркентсай).

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 16.

Способ оценки испаряемости в условиях орошения. Побережский Л. Н. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 54—56.

Предлагается оценивать величину испаряемости по данным о температуре воздуха на метеостанциях, расположенных на орошаемой территории.

В основу метода положено предположение о постоянстве отношения радиационного баланса к температуре воздуха при влажности почвы, равной наименьшей полевой влагоемкости. Для расчетов предлагается формула $E_0 = \chi_0 t$, где E_0 — испаряемость, t — температура воздуха; χ — постоянный множитель.

Табл. 1. Илл. 1.

Испарение с водной поверхности в условиях Средней Азии. Рейзвих В. Н., Попова А. Б. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 57—74.

Рассматривается изученность испарения с водной поверхности в условиях Средней Азии, приводятся редукционные коэффициенты испарителей ГГИ-3000, анализируются применяемые в настоящее время эмпирические формулы для расчета испарения.

На основе общепринятой методики разработана региональная формула для расчета испарения с водной поверхности в условиях Средней Азии и приводится способ определения входящих в нее элементов. Рассмотрено изменение редукционных коэффициентов и коэффициента C в формуле Б. Д. Зайкова для расчета испарения с влажной местности.

Табл. 8. Илл. 4. Библ. 9.

Схема расчета испарения с поверхности почвы. Сергеев А. И. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 75—83.

Приводится математическая схема расчета испарения на основе решения стационарной задачи для системы почва—воздух при равновесном распределении влаги в почве. Получены выражения, позволяющие вычислить: распределение температуры (Θ) и плотность пара ($\rho_{\text{п}}$) по глубине почвы, а также определить температуру и упругость пара на дневной поверхности; с учетом этих элементов производится расчет величины испарения. Исходной информацией для расчета являются стандартные наблюдения метеорологических станций.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 7.

Структура водного баланса и потери речного стока в Ферганской долине и Голодной степи. Рубинова Ф. Э., Геткер М. И. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 84—90.

Анализируется структура горного баланса двух ирригационных районов, где орошение осуществляется в различных природных условиях.

Суммарные затраты стока в обоих регионах динамичны во времени. В Ферганской долине прирост затрат стока на 100 тыс. га вновь осваиваемых земель составил $0,55 \text{ км}^3$, а в Голодной степи $0,86 \text{ км}^3$. В Ферганской долине суммарные затраты стока за исследуемый период (1935—1965 гг.) возросли на $1,7 \text{ км}^3/\text{год}$; при этом производительные потери возросли на $2,7 \text{ км}^3/\text{год}$, а непроизводительные сократились на $1,0 \text{ км}^3/\text{год}$. В Голодной степи расширение орошаемых площадей сопровождалось ростом и первого, и второго вида потерь.

На современном уровне ведения водного хозяйства непроизводительные потери составляют в Фергане 13%, в Голодной степи 7% от водозабора-брутто. Эти потери могут быть сокращены, но не сведены до нуля, поскольку орошение неизбежно связано с почвенным и грунтовым перетоком влаги на соседние неорошаемые земли.

Возврат стока, забранного для орошения, в источник орошения в Ферганской долине в 1960—1965 гг. составил 46,5% от водозабора, а в Голодной степи — 23,5%.

Увеличение размеров орошаемых площадей в Ферганской долине и Голодной степи в ближайшей перспективе (1980 г.) приведет к росту потерь стока на $1,7 \text{ км}^3/\text{год}$.

Табл. 2. Библ. 10.

Некоторые вопросы водного режима коричневых слабовыщелоченных почв бассейна р. Паркентсай. Чуб В. Е. Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 62 (77), стр. 91—96.

Анализируются материалы экспериментальных наблюдений за динамикой влажности почвы, полученные с помощью нейтронного индикатора влажности почвы НИВ-1 в весенне-летний период 1965—1970 гг. Описываются коричневые слабовыщелоченные почвы, приводятся их воднофизические свойства и гранулометрический состав. Дается характеристика температуры воздуха и осадков за шесть лет наблюдений. Проводится сопоставление величин влажности почвы на опытных участках по глубине, во времени и по площади. Наибольшей изменчивостью влажности почвы во времени обладает верхний 5-сантиметровый горизонт, наименьшей — 200-сантиметровый. Некоторое уменьшение вариации и среднего квадратического отклонения влажности почвы с глубиной отмечены по площади изучаемых почв. Максимальная влажность почвы измерена вслед за стаиванием снежного покрова, когда она превышала НВ, минимальная — в конце лета — меньше МГ.

Табл. 7. Илл. 1. Библ. 6.