АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Озеро ИССЫК-КУЛЬ и тенденции его природного развития



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОЗЕРОВЕДЕНИЯ

Озеро ИССЫК-КУЛЬ и тенденции его природного развития

4711

Ответственные редакторы
Д. В. СЕВАСТЬЯНОВ, Н. П. СМИРНОВА

ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ
1986



УДК 551.481.1

Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития. Л.: «Наука», 1986. 256 с.

В монографии рассматриваются особенности современного состояния оз. Иссык-Куль в связи с проблемой многолетнего снижения его уровня. Обсуждаются вопросы влияния климатических, гидрогеологических факторов и забора воды на орошение на водный баланс озера. Анализируются данные об исторической изменчивости состояния озера. Вскрываются основные тенденции природного развития горных областей Тянь-Шаня и Памира, на фоне которых происходит эволюция оз. Иссык-Куль.

Библиогр. — 292 назв. Табл. — 48. Ил. — 59.

Рецензенты

И. С. КОПЛАН-ДИКС, Е. В. МАКСИМОВ

О $\frac{1903030000\text{-}707}{042(02)\text{-}86}$ 168—86—III

© Издательство «Наука», 1986 г.

Предисловие

Монография «Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития» посвящается светлой памяти доктора географических наук профессора Арсения Владимировича Шнитникова — ученого-географа, известного своими исследованиями в области озероведения и ритмики природных процессов, внесшего существенный вклад в изучение природы Иссык-Куля (1957, 1969, 1970, 1976, 1977, 1979, 1980; Шнитников, Севастьянов, 1984).

Книга является итогом исследований группы сотрудников Института озероведения АН СССР, работавших под руководством А. В. Шнитникова в горах Тянь-Шаня и Памира с целью выявления основных тенденций в современном природном развитии оз. Иссык-Куль и других высокогорных озер.

Проблема оз. Иссык-Куль, связанная с направленным падением его уровня, в последние годы вызывает оживленные дискуссии относительно причин этого явления и возможностей регулирования процесса усыхания Иссык-Кульской котловины.

Хозяйственное освоение бассейна озера, развитие рекреации, рост населения в Иссык-Кульской котловине определяют необходимость изучения водных ресурсов этого района и перспектив их дальнейшего изменения.

Особого внимания заслуживает решение вопроса о соотношении природного и антропогенного факторов в суммарном тренде падения уровня озера. От правильной оценки этого соотношения во многом зависит планирование и развитие водохозяйственных мероприятий в бассейне озера, а в конечном итоге — эффективность капиталовложений. Таким образом, выявление основных природных факторов, влияющих на водный баланс оз. Иссык-Куль и определяющих его уровенный режим, — важнейшая задача современных исследований, решение ее позволит определить наиболее рациональные пути управления режимом оз. Иссык-Куль.

В настоящее время преобладают четыре гипотезы, объясняющие современную тенденцию уровенного режима оз. Иссык-Куль: существование значительного подземного оттока из озера; отрыв р. Чу, в прошлом впадавшей в озеро; увеличение водозабора из рек бассейна на орошение земель; влияние изменений климата.

Каждая из перечисленных гипотез в отдельности позволяет удовлетворительно объяснить длительное существование отрицательного водного баланса озера, который наблюдается в течение

всего текущего столетия. Что же является определяющим фактором в уровенном режиме озера?

До настоящего времени этот вопрос остается открытым из-за недостатка знаний о закономерностях развития природы Прииссыккулья. Все еще крайне недостаточно изучены особенности влагооборота в бассейне озера, что не позволяет определить объем влаги, выносимой из Иссык-Кульской котловины воздушными потоками, и оценить роль испарения с поверхности водоема и с орошаемых площадей в водном балансе озера.

Существующие точки зрения на подземный отток из озера весьма разнообразны: от полного отрицания возможности подземного оттока, до отведения этой статье расхода главной роли в формировании отрицательного водного баланса. Можно с уверенностью отметить, что на современном этапе исследований пока еще нельзя однозначно решить этот вопрос. Более или менее определенно в настоящее время, на основе выполненных гидрохимических исседований, можно утверждать отсутствие подземного оттока из озера в р. Чу в районе Боомского ущелья.

Сток самой р. Чу в озеро безусловно имел место в прошлом. Об этом свидетельствует глубокая подводная долина, протягивающаяся через Рыбачинский залив оз. Иссык-Куль на восток. «Отрыв» реки от озера по тектоническим или гидродинамическим причинам, вероятно, мог произойти только один раз. Следствием этого должно было быть единственное в истории озера значительное понижение уровня. Однако исторические и археологические материалы указывают на неоднократные значительные повышения и понижения уровня озера относительно его современного положения на протяжении последних нескольких тысяч лет.

Что касается интенсивного разбора рек бассейна на орошение, то его эффект может быть признан значимым только во второй половине текущего столетия, в то время как направленное понижение Иссык-Куля началось 150 лет назад. С наибольшей вероятностью такая изменчивость положения уровня озера может быть объяснена с климатических позиций.

Развивая взгляды А. В Шнитникова на роль колебаний климата в изменчивости состояния озера, авторы монографии анализируют фактические данные о современном состоянии компонентов природы в бассейне оз. Иссык-Куль и их изменениях во времени. Особое внимание уделено выявлению циклов различной длительности и общих тенденций в многолетней изменчивости элементов климата, оледенения бассейна, состояния грунтовых вод и уровня оз. Иссык-Куль.

Важное место в монографии отведено изучению элементов водного и теплового баланса озера, состоянию водопотребления на орошаемое земледелие в бассейне и масштабам его воздействия на уровенный режим озера.

Однако изучение и анализ тенденций развития природных условий в бассейне озера лишь за короткий период инструментальных наблюдений в отрыве от исторической изменчивости уровня

Иссык-Куля, от состояния других водных объектов и циклов увлажненности этого региона было бы методологически неверно.

В связи с этим авторами уделено большое внимание проведению ретроспективного анализа динамики природных процессов в бассейне озера сопоставлению историко-археологических сведений, геоморфологических, палинологических, биогеохимических и других материалов, касающихся изменчивости компонентов увлажненности Иссык-Кульской котловины в голоцене.

Рассмотренные в монографии особенности современного состояния и изменчивости во времени других высокогорных озер Тянь-Шаня и Памира как индикаторов изменений климата позволяют выявить общие тенденции развития природы горных областей.

В целом тенденции природного развития оз. Иссык-Куль рассмотрены на фоне динамики физико-географических условий обширного региона, включающего горные сооружения Средней Азии.

Исследования выполнялись в тесном научном содружестве с географическим факультетом Ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова, с Институтом зоологии и ботаники АН ЭССР и Тянь-Шанской высокогорной физико-географической станцией АН КиргССР.

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам книги И. С. Коплан-Диксу и Е. В. Максимову за ценные замечания, А. А. Лийва и Т. С. Ринне за методическую помощь, оказанную при проведении полевых работ, и выполнение радиоуглеродного датирования образцов, а также президенту Географического общества КиргССР С. У. Умурзакову за доброжелательную критику и ряд важных замечаний, учтенных при написании монографии.

Глава 1

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ БАССЕЙНА ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ

1.1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПРИИССЫККУЛЬЯ

Озеро Иссык-Куль — крупнейший горный водоем СССР, расположенный на высоте 1607 м над уровнем моря, он обладает целым рядом уникальных особенностей. В настоящее время — это бессточное, слабоминерализованное озеро. Площадь его современной акватории 6236 км^2, а площадь всего бассейна — 21 891 км^2. Объем водной массы озера достигает 1738 км^3 при максимальной глубине 668 м. Длина озера 178 км, наибольшая ширина 60 км, длина береговой линии 688 км, средняя глубина 278 м (Кодяев, 1973).

Озеро окружено горными хребтами — с севера Кюнгей-Ала-Тоо, с юга Терскей-Ала-Тоо, которые защищают его от холодных вторжений воздушных масс и знойного дыхания пустынь Центральной Азии. Наибольшая высота хр. Кюнгей-Ала-Тоо 4770, а хр. Терскей-Ала-Тоо 5216 м. На востоке котловину озера замыкают отроги массивов Центрального Тянь-Шаня с высотой хребтов до 6000 м и более, а с запада отроги Киргизского хребта — горы Кызыл-Омпул — высотой до 3500 м.

Вершины горного обрамления Иссык-Кульской котловины покрыты вечными снегами и ледниками, в которых сосредоточен основной запас влаги, питающей озеро. Площадь ледников около 650.4 км^2, объем пресной воды 48 км^3, что почти в 13 раз превышает годовой сток основных рек бассейна озера. Высота снеговой линии на хребтах Прииссыккулья изменяется от 3700 до 4100 м вследствие их повышения с запада на восток и различий в экспозиции склонов. Концы ледников располагаются на высоте от 3500 до 3700 м, и лишь отдельные крупные ледники спускаются до 3000—3100 м.

Основная масса ледников бассейна оз. Иссык-Куль располагается на склонах хр. Терскей-Ала-Тоо, чему способствует значительное количество осадков, достигающее здесь 800—900 мм в год, большие высоты и глубокое расчленение широкого склона хребта, обращенного на север. Здесь сосредоточено около 80 % всех ледников бассейна озера (Забиров, 1981).

В хр. Кюнгей-Ала-Тоо ледников значительно меньше, что объясняется меньшими абсолютными высотами и южной экспозицией склонов, а также худшими условиями увлажнения этого хребта. Основной центр его оледенения расположен в Чоктальском горном узле. Площадь оледенения здесь достигает 25.1 км^2.

Всего же на южном склоне хр. Кюнгей-Ала-Тоо насчитывается 150 ледников общей площадью около 140 км^2 (Садыков, 1976; Диких, 1982).

В озеро впадает 118 рек и ручьев, большинство из которых берут начало с ледников и имеют непостоянный сток. Только около 50 рек питают озеро круглый год. Часть из них в настоящее время почти полностью разбирается на орошение в летний период и не доносит вод до озера русловым стоком. Основной объем ($^5/_6$) воды по рекам поступает весной и летом. В апреле—июне происходит таяние сезонного снега до высоты климатической снеговой линии, в июле—августе в реки стекает талая вода с поверхности ледников и из фирновой зоны. Водность рек бассейна увеличивается с запада на восток, что объясняется общим увеличением осадков в этом направлении. Основная масса воды поступает в озеро главным образом из рек ледниково-снежного и снежно-ледникового питания — они составляют преобладающую часть рек котловины. Жидкие осадки играют меньшую роль в питании рек бассейна озера. Приходная часть водного баланса оз. Иссык-Куль формируется в основном реками со средними годовыми расходами более 2 м^3/с (Озеро Иссык-Куль, 1978):

Река	Расход, м^3/с	Река	Расход, м^3/с
Джергалан	22.50	Чонг-Кызыл-Суу	4.70
Тюп	10.60	Ак-Терек	4.47
Каракол	6.60	Барскаун	4.04
Джууку	6.28	Туура-Суу	3.11
Ак-Сай-Тон	5.87	Ак-Суу (сев.)	2.92
Джети-Огуз	5.60	Чон-Джаргылчак	2.32
Чонг-Ак-Суу	5.12	Тоссор	2.28

Как показано Р. Д. Забировым и М. П. Хейфецем (Озеро Иссык-Куль, 1978), вместе эти реки дают 73 % среднего годового многолетнего поверхностного стока всех рек котловины, а их суммарный годовой сток, по М. Н. Большакову (1974), составляет 3.72 км^3, по Г. Н. Голубеву (1964), — 3.62 км^3 в год.

По сезонам сток рек распределяется следующим образом: весна — 1.26 км^3 (33.7 %), лето — 1.62 км^3 (44.3 %), осень и зима — 0.79 км^3 (22 %).

В многолетнем стоке рек южного склона хр. Кюнгей-Ала-Тоо прослеживается слабая тенденция к увеличению с хорошо выраженной внутривековой изменчивостью. В то же время многолетний сток рек северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо проявляет тенденцию к некоторому снижению, с такой же хорошо выраженной внутривековой изменчивостью (Шнитников, 1979).

Озеро Иссык-Куль с его огромным объемом воды — своеобразный аккумулятор солнечной энергии, вследствие чего оно не замерзает в зимнее время. По данным Т. Б. Орловой (Озеро Иссык-

Куль, 1978), летом поверхность воды прогревается до 21—22 °С, зимой поверхность и стометровая толща воды не остывает ниже 4 °С. Только в мелководной западной части Рыбачинского залива к середине зимы образуется тонкий ледяной покров.

Характерной чертой Иссык-Кульской котловины является ее орографическая замкнутость и глубина. Это затрудняет проникновение в котловину внешних воздушных масс, способствует сохранению относительно теплого местного воздуха и препятствует свободному воздухо- и влагообмену. Внутри котловины преобладает бризовая и долинная циркуляция воздуха. Внешний воздухообмен изучен недостаточно. По результатам аэрологических исследований вынос влаги из котловины оценивается в 0.42 км^3 в год (Стависский, 1985). При вторжении холодных атмосферных фронтов в Киргизию в западной части Иссык-Кульской котловины со стороны Боомского ущелья дуют сильные ветры, имеющие местное название «улан». С востока в котловину нередко прорываются сильные ветры под названием «санташ».

Сама котловина, на дне которой лежит оз. Иссык-Куль, располагается в зоне высокогорных теплых полупустынь умеренного пояса, что обусловливает специфику физико-географических процессов, которые в береговой зоне озера несут черты, свойственные аридной зоне (эоловое перевевание береговых форм, процессы карбонатной литификации береговых наносов, селевая деятельность и т. д.), а в горном обрамлении — черты, присущие гумидной зоне (солифлюкция, лавинная деятельность).

В соответствии со степенью увлажненности в пределах равнинной части Иссык-Кульской котловины широко распространены ландшафты трех аридных поясов — пустынного на западе, полупустынного в центральных частях и степного на востоке (Соболев, 1972).

Пустынный пояс по северному берегу тянется до с. Чок-Тал, захватывая каменистую равнину, полого спускающуюся от хр. Кюнгей-Ала-Тоо. По южному берегу он распространяется до гор Кызыл-Чоку. В этих районах развиты в основном серо-бурые карбонатные, местами сильно засоленные почвы, встречаются участки такыровидных почв и песков. Полупустынный пояс почти не выходит на поверхность прибрежной голоценовой террасы, лишь узкая полоса пролювиальной равнины и конусов выноса временных водотоков между реками Бар-Булак и Кыр-Булак на южном берегу занята полупустынными ландшафтами. На северном берегу, там, где горы близко подходят к озеру, прослеживается неширокая полоса полупустынных ландшафтов аллювиально-пролювиальной равнины и конусов выноса рек. Степной пояс занимает всю восточную часть приозерной и предгорной равнины. Здесь распространены злаково-полынные и полынно-злаковые степи на каштановых и темно-каштановых почвах. На крайнем востоке котловины они сменяются разнотравно-злаковыми степями на черноземах.

Ландшафты всех перечисленных областей котловины отли-

чаются недостаточным увлажнением и преобладанием в растительном покрове ксерофитов, только местами в береговой зоне встречаются гумидные ландшафты с мезофильной и болотной растительностью (Соболев, 1972).

Береговая зона Иссык-Куля подвержена постоянным изменениям в связи с колебаниями уровня озера. Постепенное понижение уровня озера в текущем столетии вызывает обсыхание больших площадей мелководий, возникновение баров, кос, островов и прибрежных отмелей. Только за последние 25 лет площадь осушки берегов составила более 55 км^2 (Севастьянов и др., 1985).

Наиболее низменные и пустынные берега наблюдаются в западной части побережья, где уклоны дна озера наименьшие и в результате падения уровня озера развивается фитогенно-илистый осушной, местами заболоченный берег. Далее к востоку, как на северном, так и на южном берегах появляются косы, лагуны, участки узких песчаных и ракушняковых пляжей, заболоченных зарослей тростников и полос облепихи. Береговая линия западной половины озера изрезана слабо. Отдельные галечниково-валунные аллювиально-пролювиальные конусы выноса образуют выступающие в озеро п-ова Тору-Айгыр, Улахол, Чирпыкты, мыс Карагул и др.

Далее к востоку на южном побережье распространены обширные песчаные и галечниковые пляжи, которые прорезаются глубокими заливами в устьях рек Ак-Терек, Тон, Барскаун. Эти заливы представляют собой затопленные переуглубленные древние долины, выработанные в подступающих к озеру поверхностях бедлендов (рис. 1).

На северном берегу глубокие бухты чередуются с полуостровами. В бухтах преобладают песчаные пляжи, которые сменяются галечниково-валунными на мысах. Отдельные участки берега сложены размываемыми конгломератами, развалами глыб сцементированного карбонатами песчаника. Наибольшее распространение песчаных пляжей характерно для южного побережья озера.

Восточная часть берега озера наиболее изрезана. Для нее характерны глубокие, далеко вдающиеся в сушу заливы, похожие на фьорды. Наиболее крупные из них — Джергаланский и Тюпский — разделены п-овом Сухой Хребет.

Вдоль береговой линии озера повсеместно развиты песчаные и галечниковые подводные валы, достигающие наибольшего размера вблизи устьев рек, где происходит смешение пресных речных вод с солоноватыми озерными и отложение твердых речных наносов.

Одна из уникальных особенностей оз. Иссык-Куль — химический состав его вод, который сформировался под воздействием физико-географических и геологических факторов, присущих этой области Тянь-Шаня. Как показывают современные исследования (Кадыров и др., 1976; Куцева, 1980) минерализация речных вод в бассейне озера изменяется в пределах от 100 до 300 мг/кг.

В речных водах преобладают ионы кальция и гидрокарбонатов. В то же время состав воды оз. Иссык-Куль отличается повышенным



Рис. 1. Оз. Иссык-Куль, зал. Тон. Фото Д. В. Севастьянова.

содержанием ионов Na^+, Mg^{2+}, Cl^- и сульфатов. Общая минерализация озерных вод достигает 5.84 г/кг.

В устьевых частях рек при смешении речных и озерных вод происходит нарушение карбонатного равновесия и интенсивное осаждение карбоната кальция, что проявляется в образовании карбонатных корок на дне озера и плит сцементированных конгломератов.

Иссык-Кульская котловина расположена в зоне интенсивного тектонического дробления, на пересечении глубинных разломов земной коры, что обусловливает высокую сейсмичность территории и широкое распространение выходов термальных вод как на склонах котловины, особенно в восточной ее части, так и в пределах дна озера.

Гидрогеология и тектоническое строение района весьма сложны и определяют многие черты природы Прииссыккулья. Их особенности рассматриваются в разд. 1.2.

1.2. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Иссык-Кульская котловина — самая обширная из тектонических межгорных впадин, отделяющих Северный Тянь-Шань от Центрального и Внутреннего. Образовалась она в эпоху альпийского орогенеза, начавшегося в олигоцене и достигшего наибольшей интенсивности в неогене и в раннечетвертичное время. Прогибание впадины происходило одновременно с воздыманием хребтов Кюнгей-Ала-Тоо по северной ее границе и Терскей-Ала-Тоо — по южной.

Альпийским орогенезом были вовлечены снивелированные к тому времени древние каледонские и герцинские структуры, сложенные метаморфическими и изверженными породами протерозоя и нижнего палеозоя и в меньшей степени осадочными породами — известняками нижнего и среднего карбона и красноцветами девона (в районе Боома), а также местами сохранившейся глинистой сиалической корой выветривания раннего мезозоя, красно-бурой от окислов железа (Щукин, 1983).

В результате неотектонических движений в хребтах древние породы подняты и обнажаются в их осевых частях, а во впадине — погружены на большую глубину. Судя по огромной мощности мезо-кайнозойских отложений, прогибание было наиболее интенсивным в юго-восточной части Иссык-Кульской котловины, где глубина погружения палеозойского фундамента достигает 4500 м (Ранцман, 1955). Если учесть, что хр. Терскей-Ала-Тоо, ограничивающий впадину с юга, поднимается здесь до высоты 5216 м над уровнем моря, то суммарная амплитуда новейших тектонических движений на востоке котловины достигает 8—9 км (что соответствует общей глубине впадины). В остальных ее частях амплитуда меньше, она зависит от погружения фундамента и высоты поднятия

сопредельных гор и составляет за период от неогена до настоящего времени по северному борту впадины 4—6 км, а по южному — 5 км. Наименьший прогиб фундамента (до 2 км) был в западной и особенно в северо-западной части котловины (Ранцман, 1955; Попов, Резанов, 1955).

К палеоген—неогену относится образование киргизского красноцветного (нижнего) и тянь-шанского орогенического (верхнего) комплексов (Григоренко, 1957). Начинаются эти отложения, по данным О. К. Чедия и соавторов (Геология. . ., 1976), континентальными отложениями сулутерекской свиты мел-палеогенового возраста (Cr_2?—Pg_2st). Вышележащие отложения киргизского красноцветного (шамсинская свита Pg_3—$N_1šm$) [1] и тянь-шанского орогенического (чуйская [2] $N_2^{1-2}čs$ и шарпылдыкская N_2^3—$Q_I^1šr$ свиты) комплексов — это молассовая формация. Формирование ее происходило в межгорных впадинах в процессе роста гор, о чем свидетельствует грубообломочный характер отложений.

В течение четвертичного периода в Иссык-Кульской впадине продолжалась последовательная наложенная аккумуляция осадков. По П. Г. Григоренко (1979), осадки делятся на четыре возрастных комплекса: нижнечетвертичный — чолпонатинский (Q_I); среднечетвертичный — джергаланский (Q_{II}); верхнечетвертичный (Q_{III}) и современный (Q_{IV}). Представлены они континентальными образованиями различных генетических типов — аллювиальными, пролювиальными, флювиогляциальными, озерными и эоловыми. Наиболее широко распространены в Иссык-Кульской котловине пролювиальные и пролювиально-аллювиальные отложения. Из них периферические части впадины — крутонаклонные подгорные равнины — сложены крупнообломочным материалом, а слабонаклонные равнины — мелкообломочным, представленным преимущественно суглинками, часто лёссовидными.

Эоловые отложения — бугристые пески, мелко- и среднезернистые, распространены на небольшой площади в западной части Иссык-Кульской котловины и в восточной — на п-ове Сухой Хребет.

Озерные отложения широко распространены по всей прибрежной озерной равнине. Они представлены двумя литологическими комплексами: 1) разнозернистыми песками с гравием и галькой с маломощными прослоями суглинков; 2) суглинками и глинистыми породами с линзами и прослоями песчано-галечных отложений и конгломератов. Первый комплекс пород слагает молодые, первую и вторую озерные террасы, второй — более высокие террасы. Мощность озерных отложений в Иссык-Кульской котловине несколько более 150 м (Григоренко, 1957).

---

[1] В Иссык-Кульской впадине ей соответствует выделенная С. С. Шульцем (1948) джетиогузская свита (олигоцен—ранний миоцен).

[2] В Иссык-Кульской впадине — иссык-кульская или, по Э. К. Азыковой (Озеро Иссык-Куль, 1978), согуттинская и джуукинская свиты.

На востоке Иссык-Кульская впадина, по данным И. П. Герасимова (1955), полностью отделена от системы соседних впадин Текес-Кегеньской и Каркаринской молодыми возвышенностями антиклинального характера (хр. Тасма). Холмы Оргочер, Бир-Баш и Тепке в этом районе В. В. Попов и И. А. Резанов (1955) также определяют как растущие в верхнеплейстоценовое — голоценовое время третичные брахиантиклинали.

На юго-западе граница с Кочкорской впадиной тоже проходит по антиклинальным структурам (зона молодых тектонических поднятий — горы Орток, Каргау, Арчалы-Мазар) и по передовым грядам хр. Терской-Ала-Тоо (горы Тегерек, Алабель) в его западной периклинали.

На западе Иссык-Кульская впадина ограничена Восточно-Киргизской антиклиналью (восточной периклиналью Киргизской мегаантиклинали) и структурами Кызыломпул—Голоминского блока. Северо-западная граница Иссык-Кульской впадины — район Боомского ущелья, отделяющего ее от Чуйской впадины, имеет сложное геологическое строение. Детально тектоника и стратиграфия этого района освещена в работе коллектива авторов «Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления» (1976). Исходя из данных, приведенных в упомянутой работе, в палеоген-миоценовое время эта зона была связана с обеими впадинами — и Иссык-Кульской и Чуйской. В четвертичное время район Боома был захвачен горообразовательными движениями, в результате которых произошло наращивание площадей хребтов Заилийского, Кюнгей-Ала-Тоо и Киргизского и спаивание их между собой. Это привело к полной изоляции Иссык-Кульской мегасинклинали от Чуйской.

Современная граница Иссык-Кульской впадины с молодыми структурами района Боома проходит по Караташскому порогу — выступу палеозойских пород, отделяющему ее от Кокмойнокской впадины (Мандычев, Суюнбаев, 1981). На этом участке палеозойский цоколь Кунгейской мегаантиклинали наклонен к юго-западу под Киргизский хребет — произошло смыкание цоколей хребтов (Геология. . ., 1976).

Таким образом, Иссык-Кульская впадина в тектоническом отношении является замкнутой структурой, изолированной от соседних впадин (Текес-Кегеньская — на востоке, Кочкорская — на юго-западе, Кокмойнокская и далее Чуйская — на северо-западе) молодыми поднятиями — структурами второго порядка, и ограничена разломами, которые оконтуривают впадину.

Геологическим строением и тектоникой Иссык-Кульской котловины обусловлены ее гидрогеологические условия. Здесь выделяются два типа основных гидрогеологических структур: артезианский бассейн, соответствующий впадине, и гидрогеологические массивы, соответствующие окружающим впадину хребтам.

Иссык-Кульский артезианский бассейн, согласно геологическому строению, подразделяется на три структурно-геологических этажа: нижний, средний и верхний.

Нижний этаж — палеозойский фундамент, сложенный жесткими породами протерозоя и палеозоя. Он образует замкнутую синклинальную структуру за счет значительного (до 5000 м) погружения в эпоху альпийского орогенеза с общим уклоном ее с запада на восток. Воды нижнего этажа вскрыты в Иссык-Кульской впадине только двумя скважинами на глубинах 1803—1920 м в песчаниках и кварцевых порфирах, там, где глубина залегания кровли палеозойского фундамента наименьшая. Воды напорные — одна из скважин дала самоизлив, во второй — пьезометрический уровень установился на глубине 480 м (Гидрогеология СССР, 1971).

Новейшая структура среднего мезо-кайнозойского структурно-геологического этажа является не вполне замкнутой. На востоке, в районе перевала Сан-Таш, она соединяется с соседним Кегеньским артезианским бассейном (единая впадина в мезо-кайнозое; Герасимов, 1955). Мощность пород этого этажа достигает 4—5 км. Представлены они главным образом неогеновыми и палеогеновыми отложениями. Водоносными являются песчаники, конгломераты, гравелиты, реже известняки, алевролиты в толще глинистых и песчано-глинистых моласс, залегающих в виде отдельных горизонтов небольшой мощности (метры, реже десятки метров) или их комплексов. Мощные водоносные горизонты (преимущественно в конгломератах), измеряемые сотнями метров, содержатся в толще шарпылдыкской свиты.

Воды среднего этажа напорные. Разведаны единичными скважинами до глубины 1500 м. Разгрузка подземных вод осуществляется за счет их проникновения в фундамент бассейна (Гидрогеология СССР, 1971).

Новейшая структура верхнего, третьего этажа, сложенного рыхлыми четвертичными отложениями, как это было показано при рассмотрении новейшей тектоники района, является вполне замкнутой.

Верхний структурно-геологический этаж объединяет различные по генезису и литологическому составу рыхлые четвертичные отложения. Мощность их колеблется от нескольких десятков до 500 м. На северо-западном побережье озера разведанная мощность их составляет 340 м. Водовмещающие слои представлены гравийно-галечными отложениями с различным заполнителем. В целом это единая обводненная толща с единым зеркалом грунтовых вод, движущаяся в направлении господствующего уклона поверхности — к озеру, которое является очагом региональной разгрузки подземных вод.

Все четвертичные отложения, слагающие Иссык-Кульский артезианский бассейн, делятся относительно озера на 4 гидрогеологические зоны: 1) зона поглощения поверхностных и формирования подземных вод; 2) зона частичного выклинивания грунтовых вод и самоизлива напорных вод; 3) зона транзита подземного стока и распространения напорных вод без самоизлива; 4) зона дренирующего воздействия оз. Иссык-Куль с неглубоким залеганием грунтовых вод, местами с выклиниванием.

Наиболее широко развита из них первая зона, которая является областью питания всего гидрогеологического бассейна. В приходной части водного баланса подземных вод Иссык-Кульской котловины фильтрация из русел рек составляет 47 $м^3/с$ (71 %), фильтрационные потери из оросительной сети 14 $м^3/с$ (21 %; Гидрогеология СССР, 1971). Водоносные горизонты в этой зоне содержатся в аллювиально-пролювиальных отложениях; состав галечниковый и валунно-галечниковый. Подземные воды относятся к типу грунтовых и имеют характер грунтового потока. Режим уровня грунтовых вод определяется режимом расходов горных рек.

В многолетнем аспекте в этой зоне наблюдается снижение уровня грунтовых вод (кол.-скв. 811; Гидрогеология СССР, 1971). На фоне спада уровня наблюдается подъем в конце 60-х годов, а затем, начиная с 1970 г., резкое повсеместное снижение уровня подземных вод (Григоренко, 1979).

Вторая и третья зоны распространены на юго-восточном побережье озера. Подземные воды в пределах этих зон составляют единый комплекс грунтовых и напорных вод — единую обводненную толщу, приуроченную к мелкообломочным пролювиально-аллювиальным отложениям. Процесс питания и процесс разгрузки единого напорного комплекса тоже едины, поскольку в процессе разгрузки — выклинивания и испарения (вместе с транспирацией растениями) вовлекаются не только грунтовые, но и напорные воды.

В соответствии с новейшей тектоникой Иссык-Кульской котловины в ее восточной части внутренние антиклинальные структуры среднего этажа (Оргочер, Бир-Баш, Тепке и др.) нарушают сплошность верхнего гидрогеологического этажа, что определяет некоторые особенности гидродинамических условий залегания подземных вод данного района, а также особенности их уровенного режима, отличного от режима подземных вод в остальной части котловины (Гидрогеология СССР, 1971).

Четвертая зона — зона дренирующего воздействия оз. Иссык-Куль, неглубокого залегания подземных вод и местами их выклинивания — охватывает приозерную равнину, включающую, по В. Н. Коротаеву (Озеро Иссык-Куль, 1978), пляжи и три озерные террасы: голоценовую, позднеплейстоценовую и среднеплейстоценовую. На западном, северном и восточном берегах ширина приозерной равнины достигает 15—20 км, а на южном берегу — не более 2 км. Общая площадь приозерной равнины, по данным Р. Д. Забирова и В. Н. Коротаева (Озеро Иссык-Куль, 1978), составляет 3092 $км^2$.

Здесь распространен единый напорный комплекс подземных вод. Напорный характер их обусловлен линзообразно-слоистым залеганием озерных отложений — песков и суглинков. Высота напора увеличивается в направлении к озеру. Подземные воды испытывают подпор со стороны озера и дренируются им.

Режим уровня грунтовых вод в прибрежной полосе соответствует режиму уровня оз. Иссык-Куль. В многолетнем разрезе

в этой зоне, так же как и в зоне I, сохраняется тенденция ежегодного снижения уровня грунтовых вод (скв. 119, Гидрогеология СССР, 1971).

Расчлененность приозерной равнины слабая и неглубокая (до 3—5, реже 10—30 м), что определяет глубину залегания грунтовых вод в этой зоне. В условиях полуаридного климата Прииссыккулья (см. разд. 1.4) это приводит к большой роли процесса испарения грунтовых вод в их расходовании. Наиболее активно этим процессом охвачена полоса вдоль озера площадью около 550 км^2, где глубина залегания грунтовых вод не превышает 2 м (что соответствует высоте капиллярного поднятия в легких и средних озерных суглинках). Это полоса поверхностного засоления.

В расходной части баланса подземных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна испарение грунтовых вод составляет около 6 % (около 4.5 м^3/с). Основная же часть подземных вод 94 % (около 64 м^3/с) дренируется озером (Гидрогеология СССР, 1971).

В пределах гидрогеологических массивов, окружающих впадину, наиболее развиты грунтовые воды зон открытой трещиноватости в скальных палеозойских и допалеозойских породах и только к местам региональных тектонических нарушений приурочены выходы термальных и минеральных вод (хр. Терскей-Ала-Тоо). Основным источником питания этих вод служат атмосферные осадки и талые воды.

В режиме грунтовых вод зон открытой трещиноватости в многолетнем аспекте наблюдается тенденция к снижению расходов родников, усилившаяся с 1971 г., что привело к уменьшению их расходов до 50 % (Григоренко, 1979).

Условия накопления подземных вод в пределах горных массивов неблагоприятны. Это связано с глубокой расчлененностью рельефа, которая способствует быстрому переходу подземных вод в поверхностный сток. Здесь начинается формирование поверхностного стока. Таким образом, эти структуры служат областью питания преимущественно поверхностных вод, а также подземных вод нижнего гидрогеологического этажа артезианского бассейна, поскольку являются выходами на поверхность скальных пород фундамента.

Основные гидрогеологические структуры — артезианский бассейн и гидрогеологические массивы, их части, обращенные в сторону впадины, составляют, по П. Г. Григоренко (1979), «замкнутую гидродинамическую систему» — подземный водосборный бассейн, объединенный замкнутостью процесса формирования, движения и расходования подземных вод, начиная от области питания в горах и кончая очагом разгрузки — оз. Иссык-Куль.

Внутренняя гидрогеологическая замкнутость Иссык-Кульского подземного водосборного бассейна, обусловленная, как уже было отмечено, его геологическим строением и новейшей тектоникой, дополняется большой глубиной депрессии, в которую погружено озеро, что приводит к неблагоприятным условиям для общего

воздухообмена и влагообмена в его пределах. Неблагоприятным является также соотношение между площадью акватории озера и площадью водосбора, составляющее около 40 %. Все это делает озеро чувствительным индикатором всех природных процессов, происходящих в его бассейне (Шнитников, 1973, 1980). В своих работах А. В. Шнитников подчеркивал тесную взаимосвязь всех водных ресурсов Иссык-Кульской котловины, в том числе — ледников и подземных вод, и их зависимость от климатических факторов, от колебаний общей увлажненности как внутривековой, так и многовековой.

Среди водных ресурсов Иссык-Кульской котловины в целом значительная роль принадлежит подземным водам. Они не только участвуют в питании рек, текущих в оз. Иссык-Куль, составляя в среднем 49 % их стока (Цигельная, 1973), но и непосредственно дренируются озером. Приток подземных вод оценивается в 64 $м^3/с$ (2.06 $км^3$/год), что составляет 38 % приходной части водного баланса озера (Каплинский, Тимченко, 1977).

Такая исключительно большая доля участия подземных вод в питании оз. Иссык-Куль определяется отмеченными выше особенностями строения котловины, в том числе и подводной ее части. Озеро — региональная дрена подземных вод бассейна: 94 % расходной части подземных вод непосредственно дренируется озером, а 6 % тратится на внутригрунтовое испарение в прибрежной полосе (Гидрогеология СССР, 1971).

Роль подземных вод в питании озера и рек бассейна не исчерпывается их непосредственным участием, но, как отмечал А. В. Шнитников (1979), наравне с ледниками они являются важнейшим фактором многолетнего регулирования стока рек. Поэтому наблюдающееся за последнее столетие направленное снижение уровня озера представляет собой закономерное явление, обусловленное взаимосвязью всех водных ресурсов бассейна, оно тесно связано с процессом продолжающегося отступания ледников, что в свою очередь влечет за собой уменьшение потенциальных ресурсов многолетнего питания рек и снижения уровней и расходов подземных вод (Шнитников, 1979, 1980).

Наиболее тесная связь в режиме уровня подземных вод с уровнем озера (см. разд. 2.2) наблюдается, как уже было отмечено, в зоне его дренирующего воздействия. Достаточно отчетливо прослеживается эта связь и в остальных гидрогеологических зонах впадины, а также в горных массивах — в расходах родников. Как показывают данные режимных наблюдений (Гидрогеология СССР, 1971), в бассейне в основном происходит направленное снижение уровня и расходов подземных вод (за исключением восточной его части).

4711



1.3. ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В почвенном отношении котловина оз. Иссык-Куль является Иссык-Кульской почвенной подпровинцией Тянь-Шанской почвенной провинции (Мамытов, Ройченко, 1961). Для нее характерно проявление двух типов природной (в том числе почвенной) зональности — горизонтальной, связанной с изменением климатических условий с запада на восток вдоль озера, и вертикальной, обусловленной изменением физико-географических условий с высотой. В связи с проявлением горизонтальной зональности в Иссык-Кульской почвенной подпровинции выделяется два почвенно-климатических округа: Западное Прииссыккулье — с сухим климатом и пустынным ландшафтом и Восточное Прииссыккулье — с влажным климатом и мезофильным ландшафтом. В каждом из округов в связи с проявлением вертикальной зональности выделяются почвенные районы.

Почвенный округ Западного Прииссыккулья. Он занимает западную часть котловины с ее горными склонами по северному берегу от Рыбачьего до р. Чонг-Ак-Суу, по южному — до р. Барскаун. Климат континентальный, средняя годовая температура воздуха в Рыбачьем 6.6 °С, безморозный период длится 158—186 дней, сумма температур вегетационного периода — 2500—3000 °С, среднее годовое количество осадков — 110—220 мм, с летним максимумом, постоянного снежного покрова нет. Растительность представлена сухими полынными степями с примесью терескена и эфедры; на крайнем западе этого почвенного округа господствуют солянково-полукустарничковые сильно изреженные растительные сообщества. В пределах Западного Прииссыккулья выделяются четыре почвенных района.

1. Район серо-бурых каменистых пустынных почв (1620—1820 м). К этому району относятся каменистые пустыни Западного Прииссыккулья — восточная часть Кочкорской впадины и территория к востоку от Рыбачьего. Почвы здесь формируются на аллювиальных равнинах с тонким слоем (10—15 см) суглинистого мелкозема; они маломощны, бесструктурны, карбонатны (CO_2 карбонатов 4—7 %), бедны гумусом (0.5—1.0 %, с преобладанием фульвокислот), отношение C : N узкое, 3—4. Почвы характеризуются щелочной реакцией (pH 8—8.5), местами они глубоко гипсированы. Для них характерно низкое содержание валовых и подвижных форм N, P и K; почвы сильно водопроницаемы (более 20 см за 1-й час), не засолены и не солонцеваты. В целом они характеризуются кальциево-натриевым классом водной миграции. Однако в некоторых почвах, в основном прибрежной зоны, в окислительной обстановке проявляется соленосный (Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}) класс, в восстановительной — соленосный глеевый (Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}, Fe^{2+}) и в восстановительно-сероводородной — соленосный сульфидный (Na^+, H_2S) классы водной миграции.

Растительность района солянково-кустарниковая, сильно изреженная. На приозерных террасах формируются луговые и лугово-солончаковые почвы.

2. Район светло-бурых почв (1620—2500 м) расположен *на подгорных волнистых пролювиальных равнинах* от с. Чок-Тал на западе до с. Корумды на востоке на северном берегу и на узкой полосе от р. Ак-Сай на западе до с. Чичкан на востоке, на южном побережье.

В качестве почвообразующих пород здесь выступают карбонатные валунно-галечниковые и хрящеватые супеси и суглинки, подстилаемые на разных глубинах галечниковыми отложениями, местами глинистыми озерными отложениями. В связи с этим светло-бурые почвы района скелетны и маломощны. Механический состав мелкозема — от легких до тяжелых суглинков. Почвы карбонатные (CO_2 карбонатов 5—10 %), местами засолены и солонцеваты, малогумусные (1—1.5 %), с преобладанием фульвокислот; характеризуются отношением C : N 4—6, щелочной реакцией (pH 8.2—8.8) и местами глубокой гипсоносностью (100—110 см); валовое содержание азота 0.1—0.2 %, фосфора 0.15—0.20 %, калия 1.5—2.0 %. Засоленные почвы относятся к хлоридно-сульфатному или сульфатно-хлоридному типам засоления, иногда с примесью соды, и характеризуются теми же классами водной миграции, что и в предыдущем районе.

3. Район каштановых почв (1700—2700 м) занимает верхние части подгорного шлейфа и предгорья бассейна. Растительность района — типчаковые степи. В качестве почвообразующих пород здесь выступают продукты разрушения горных пород, в основном гранитов, поэтому почвы маломощны и скелетны; обладают хорошей водопроницаемостью, механический состав мелкозема — от средних до тяжелых суглинков. Почвы обладают слабощелочной реакцией (pH 7.2—8.6), карбонатны (CO_2 карбонатов от 1—4 % в верхних горизонтах до 10 % в нижних); содержание гумуса 2.5—3.5 % в светло-каштановых и 4.5—6.5 % в темно-каштановых почвах; отношение C : N 5.6—7. В основном почвы района не засолены, но встречаются слабозасоленные и солонцеватые, для которых характерен кальциево-натриевый класс водной миграции.

4. Район луго-степных субальпийских и альпийских горных почв (2500—4000 м) расположен на горных склонах Кюнгей-Ала-Тоо и Терскей-Ала-Тоо (выше каштановых почв). Растительность — субальпийские и альпийские луго-степи и луга богатого видового состава. Почвообразующие породы — элювий и делювий коренных пород (граниты, сланцы, известняки и песчаники).

Субальпийские почвы характеризуются высоким содержанием гумуса (6—15 %) с преобладанием гуминовых кислот, широким отношением C : N (11—16), выщелоченностью от карбонатов, слабокислой или нейтральной реакцией (pH 6.5—7); механический состав мелкозема — от легких до тяжелых суглинков.

Альпийские почвы также характеризуются высоким содержанием гумуса (10—15 %), но с преобладанием фульвокислот. Лугово-степные альпийские почвы карбонатны с поверхности, горно-луговые выщелочены от карбонатов. Альпийские почвы характеризуются значениями pH 6.5—7.5; механический состав мелкозема — от средних до тяжелых суглинков.

В целом почвы района характеризуются кальциевым классом водной миграции. Кроме того, в альпийском поясе местами наблюдаются в окислительных условиях кальциево-натриевый, в восстановительных — карбонатный глеевый (Ca^{2+}, Fe^{2+}) и в восстановительных сероводородных — карбонатный сульфидный (Ca^{2+}, H_2S) классы водной миграции.

Почвенный округ Восточного Прииссыккулья. К нему относится восточная часть котловины с горными склонами. Средняя годовая температура воздуха здесь 5—6 °С, длительность безморозного периода 115—151 день, сумма температур вегетационного периода 2100—2500 °С, снежный покров постоянен. Среднее количество осадков 500—600 мм. Растительность округа представлена луговыми формациями, еловыми лесами, арчовыми стланиками. В пределах этого округа выделяется восемь почвенных районов.

1. *Район горно-долинных светло-каштановых почв* (1620—2600 м) расположен на северном берегу от с. Корумды до с. Ойтал, на южном берегу — от урочища Тосма и на предгорных равнинах Терскей-Ала-Тоо до Ак-Терека. В качестве почвообразующих пород выступают хрящеватые и реже лёссовидные суглинки и супеси, подстилаемые галечником. Растительность представлена типчаково-полынными сообществами.

По степени карбонатности почв данный район подразделяется на подрайоны:

а) Ананьевский, с малокарбонатными орошаемыми светло-каштановыми почвами, расположенный на подгорной равнине Кюнгей-Ала-Тоо от с. Корумды до с. Ойтал;

б) плато Тосма, с карбонатными светло-каштановыми почвами, гипсоносными (с глубины 60—70 см), часто солончаковатыми;

в) подгорная долина Терскей-Ала-Тоо, с орошаемыми мощными выщелоченными на всю глубину от карбонатов светло-каштановыми почвами.

Почвы района характеризуются слабощелочными значениями pH (7.2—8.6); количество гумуса в них колеблется от 0.7 до 4.4 % (в среднем 2.3 %); отношение C : N довольно широкое — 7—10. Среди поглощенных катионов преобладает кальций, натрий — не более 2—4 %, т. е. почвы района не солонцеваты, для них характерен кальциевый и кальциево-натриевый классы водной миграции.

2. Район горно-долинных темно-каштановых почв (1800—2700 м) расположен на покатой подгорной долине Терскей-Ала-Тоо от Пржевальска до с. Соколовка.

Растительность представлена сухостепными ковыльно-полынно-типчаковыми сообществами с участием разнотравья. В качестве

почвообразующих пород здесь выступают хрящеватые средние суглинки. Механический состав почв от средне- до тяжелосуглинистого. С поверхности они выщелочены от карбонатов, в них присутствует маломощный иллювиальный горизонт. Реакция почв слабощелочная (pH 7.6—8.5), количество гумуса варьирует от 1.4 до 6.2 % (в среднем — 3.6 %), отношение C : N довольно широкое — 7—11; в почвенном поглощающем комплексе преобладает кальций, натрия 2—4 %. В пределах района в окрестностях пос. Джергалан и Тюп развиты лугово-каштановые и лугово-болотные почвы. В целом для почв рассматриваемого района характерны кальциево-натриевый и гипсовый классы водной миграции.

3. Район горно-долинных черноземов (1800—2300 м) занимает крайнюю северо-восточную часть Прииссыккулья в пределах долины р. Тюп и прилегающих к ней шлейфов Кюнгей-Ала-Тоо и хр. Тосма.

Растительность представлена здесь злаково-разнотравными луговыми степями. Почвообразующие породы — лёссовидные суглинки, подстилаемые галечниковыми отложениями. Почвы в основном средне- и тяжелосуглинистого механического состава, *с поверхности выщелоченные от карбонатов, с четко выраженным* иллювиальным горизонтом, CO_2 карбонатов 4—12 %; реакция — нейтральная и слабощелочная (pH 7—8.4); количество гумуса колеблется от 5.2 до 10.5 %; отношение C : N довольно широкое — 8—11; почвы хорошо оструктурены. Для них характерны кальциевый и кальциево-натриевый классы водной миграции.

4. Район горных темно-каштановых почв (2300—2900 м) расположен на горных склонах хребтов Восточного Прииссыккулья.

Растительность представлена типчаково-ковыльными и разнотравно-типчаковыми сообществами. В качестве почвообразующих пород выступают пролювиально-делювиальные хрящеватые карбонатные суглинки. Почвы — скелетные, но мощные. Они карбонатны с поверхности или с глубины 10—15 см; количество гумуса в них 4.5—6.5 %, отношение C : N 6—7; почвы характеризуются слабощелочной реакцией (pH 7.6—8.5) и кальциево-натриевым и гипсовым классами водной миграции.

5. Район горных черноземов (2600—2900 м). Растительность района представлена сомкнутыми злаково-разнотравными и разнотравно-злаково-кустарничковыми луговыми степями. В качестве почвообразующих пород здесь выступают делювиальные и делювиально-пролювиальные суглинки. Механический состав формирующихся на них почв средне- и тяжелосуглинистый; количество гумуса 6.5—9.5 % в среднегумусных и 10—15 % в тучных черноземах; значения pH нейтральные и слабощелочные — 6.5—7.5; отношение C : N довольно узкое — 6—7.5. В составе органического вещества гуминовые кислоты преобладают над фульвокислотами. Для почв района характерен кальциевый тип водной миграции.

6. Район горно-лесных темноцветных (бурых) почв еловых лесов и черноземовидных горно-луговых почв лесных полян

(1900—3100 м) расположен в среднегорном поясе горного обрамления округа на северном склоне Терскей-Ала-Тоо и южном склоне Кюнгей-Ала-Тоо.

Растительность представлена елово-пихтовыми парковыми светлыми травяными лесами. В качестве почвообразующих пород здесь выступают граниты, сланцы, порфириты и др. Механический состав формирующихся на них почв — от средних и тяжелых суглинков до легких глин. Количество гумуса колеблется в широком диапазоне — от 5.7 до 17.1 %, отношение C : N 6—12, почвы района в большей части бескарбонатны.

На лесных полянах травяных ельников почвы приобретают характер горных черноземов или черноземовидных горно-луговых почв при отсутствии оторфованности.

В восточной части округа (район р. Каркары), где выпадает осадков около 800 мм в год, почвы имеют кислые значения pH, а в западной его части они менее выщелочены. В этой связи в западной части почвы характеризуются кальциевым, а в восточной части кислым кальциевым классами водной миграции.

7. Район субальпийских лугово-степных горно-луговых черноземовидных почв (2500—3500 м) расположен в субальпийском поясе горных склонов.

Растительность представлена субальпийскими луго-степями и лугами, достаточно богатыми по видовому составу. Почвообразующие породы — элювий и делювий коренных пород (гранитов, известняков, сланцев).

В горных лугово-степных субальпийских почвах количество гумуса колеблется от 6 до 10 %, отношение C : N широкое — 13—16, почвы карбонатные. В горно-луговых субальпийских почвах гумуса несколько больше — 8—15 %. Они отличаются большим диапазоном изменения степени карбонатности — от карбонатных до выщелоченных. Почвы района характеризуются слабокислой и нейтральной реакцией (pH 6.5—7). В зависимости от геохимических условий наблюдаются различные классы водной миграции: в окислительной обстановке — кальциевый, в восстановительной — карбонатный глеевый (Ca^{2+}, Fe^{2+}), в восстановительно сероводородной — карбонатный сульфидный.

8. Район альпийских горных лугово-степных, горно-луговых, дерново-полуторфянистых почв (3200—3800 м) расположен на верхней части склонов до нивального пояса.

В качестве почвообразующих пород здесь выступают элювий и делювий коренных пород, в связи с чем почвы маломощны и сильно скелетны.

Горно-лугово-степные альпийские почвы формируются под альпийскими луго-степями. По механическому составу они относятся к средне- и тяжелосуглинистым; количество гумуса в них 10—11 %, с преобладанием фульвокислот; почвы карбонатны с поверхности, обладают нейтральной и слабощелочной реакцией (pH 7—8). Для них характерны кальциевый и кальциево-натриевый классы водной миграции в окислительной, карбонатный

глеевый — в восстановительной, карбонатный сульфидный — в восстановительно-сероводородной обстановках.

Горно-луговые альпийские почвы формируются под альпийскими лугами в условиях поверхностного атмосферного увлажнения. Количество гумуса в них 10—15 %, в оторфованных горизонтах — до 20 % с преобладанием фульвокислот; характерна слабокислая реакция (pH несколько ниже 7). Эти почвы выщелочены от карбонатов и среди них господствует кислый кальциевый класс водной миграции.

Высокогорные дерново-полуторфянистые почвы кобрезиевых пустошей развиваются в условиях избыточного подпочвенного увлажнения и малой испаряемости из-за низких температур, что приводит к замедленному разложению растительных остатков и оторфовыванию; образуется мощный гумусово-аккумулятивный горизонт. Количество гумуса здесь достигает 20 %. По степени выщелоченности от карбонатов эти почвы подразделяются на три разновидности: 1) выщелоченные (не вскипают от действия 10 % HCl); 2) слабовыщелоченные (вскипают с глубины 25—30 см); 3) карбонатные (вскипают с поверхности).

Все эти почвы по механическому составу относятся к средне- и тяжелосуглинистым, количество гумуса в них варьирует от 10 до 20 %, в карбонатных вариантах 4—11 %; отношение C : N 6—14; pH выщелоченных вариантов 7—7.4, слабовыщелоченных 7.7—8.4, карбонатных 8—8.7. В выщелоченных и слабовыщелоченных почвах легкорастворимых солей нет. В карбонатных вариантах — почвы различной степени засоленности, вплоть до солончаковой. В выщелоченных разновидностях полуторфянистых почв господствуют кальциевый и кальциево-натриевый классы водной миграции, в слабовыщелоченных и карбонатных — кальциево-натриевый класс.

Проведенный анализ почвенно-геохимических особенностей бассейна оз. Иссык-Куль свидетельствует о значительной пестроте почвенного и растительного покровов котловины, что обусловлено главным образом проявлением здесь вертикальной и горизонтальной природно-климатической зональности. В то же время наблюдается наличие в котловине единых тенденций почвенно-геохимического процесса миграции, выноса и аккумуляции химических элементов, проявляющихся, в частности, в господстве на всей территории бассейна кальциевого и кальциево-натриевого классов их водной миграции, что в большой степени определяет химический состав воды озера.

На современном этапе своего геохимического развития оз. Иссык-Куль находится в стадии перехода от пресного к соленому, что объясняется бессточностью озера и особенностями водного питания его в настоящее время (Озеро Иссык-Куль, 1978). Источником засоления являются горные породы, поверхностные, почвенно-грунтовые и глубинные воды, а также почвы водосбора. Общее количество всех наносов, поступающих с водосбора в озеро, — 990 тыс. т/год (Лефлат, 1972).

К горным породам, являющимся источниками солей, относятся в основном осадочные породы палеозойского и мезозойского возраста, а также третичные и четвертичные озерные и ледниковые отложения, содержащие растворимые в воде соли. Среди осадочных пород особенно выделяются глинистые сланцы с кристаллическим известняком, каменноугольные известняки, красноцветные меловые отложения и зеленоватые гипсоносные глины с залежами воднорастворимых солей и гипса. Имеются данные о значительной роли массивно-кристаллических пород гранодиоритового состава в процессе обогащения вод щелочными катионами (pH 6.8—8.5), а также о влиянии притоков на соленость прибрежных вод озера (Матвеев, 1935; Кадыров, 1965, 1967; Кадыров, Карманчук, 1971).

На направленность геохимического процесса оказывает влияние и минералогический состав горных пород бассейна. По минералогическому составу современных аллювиальных и озерных отложений Иссык-Кульская котловина относится к единой крупной терригенно-минералогической провинции — ильменит-эпидот-роговообманковой с небольшой примесью акцессорных минералов (циркона, апатита и др.; Алешинская и др., 1971). Для провинции характерен однообразный набор минералов, однако наблюдаются значительные изменения в их концентрациях на небольших по протяженности участках.

Из новообразованных (аутигенных) минералов, являющихся наиболее яркими показателями физико-химических условий осадконакопления, в рыхлых отложениях Иссык-Кульской котловины присутствуют окислы и гидроокислы железа и марганца, сульфиды железа, карбонаты, вивианит, гипс, барит (Теодорович, 1958). Встречающиеся здесь ассоциации аутигенных минералов (их парагенез с гидроокислами железа в окислительных обстановках и с сульфидами железа в восстановительных) обусловлены положением озера в аридных климатических условиях.

Ассоциации встречаемых в современных отложениях Иссык-Кульской котловины глинистых минералов, являющихся показателями направленности процессов выветривания, также отражают засушливые климатические условия и интенсивность процессов выветривания и выноса, при которых преобразование глинистых минералов останавливается на гидрослюдистой и монтмориллонитово-хлоритовой стадии; единичные обломки каолинита переотложены из юрских образований (Алешинская и др., 1971).

В целом в бассейне оз. Иссык-Куль преобладают неустойчивые минералы, коэффициент устойчивости которых к процессам выветривания значительно меньше единицы. Геохимический анализ новейших отложений котловины показывает, что для бассейна характерна малая активность соединений SiO_2, Al_2O_3 и Fe_2O_3, которые переносятся в основном с твердым стоком, при этом алюминий и кремний мигрируют в виде алюмосиликатов. Источником $CaCO_3$ в современных отложениях являются изверженные, осадочные породы и почвы (Алешинская и др., 1971). Господство

в почвах бассейна озера кальциевого и кальциево-натриевого и широкое распространение карбонатного, сульфидного, гипсового и гипсово-глеевого классов водной миграции свидетельствуют об активности ионов кальция, натрия, серы (в виде сульфидного и сульфатного ионов) в бассейне озера. Накопление же в воде озера магния в бóльшей степени, чем кальция, обусловлено, в частности, значительным выпадением карбоната кальция в осадок (Берг, 1904; Коротаев, 1967).

1.4. ВЛИЯНИЕ ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРИБРЕЖНЫХ ВОД (на примере долины р. Джууку)

Среди природных процессов, развивающихся в высокогорных областях, определенный интерес представляют вынос и накопление химических элементов на водосборе оз. Иссык-Куль и особенно вопросы взаимодействия химического состава почв, почвенно-грунтовых и поверхностных вод, отражающиеся на формировании химического состава воды озера.

Исследования выполнены в долине р. Джууку — от верховья до устья, охватывающей условия высокогорий (3800—3000 м), среднегорий (3000—2000 м) и низкогорий (2000—1600 м).

Полевые исследования проводились методом опорных почвенно-геохимических профилей с одновременным отбором проб почвенно-грунтовых, поверхностных вод и образцов почв. По данным валовых анализов [3] почв и почвообразующих пород были рассчитаны элювиально-аккумулятивные коэффициенты ($K_э$) различных химических элементов для отдельных горизонтов почв по формуле

$$K_э = y_1/z, \qquad (1)$$

где y_1 — содержание элементов в почвенном горизонте, %; z — содержание его в исходной породе. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты для почвенного профиля в целом могут быть рассчитаны по формуле (Нечаева, 1971):

$$K_i = \sum_{i=1}^{n} K_э n_1 \Big/ \sum_{i=1}^{n} h_i, \qquad (2)$$

где $i = 1, 2, \ldots, n$ — почвенные горизонты; $K_э$ — элювиально-аккумулятивный коэффициент отдельного горизонта; n_1 — мощность горизонта, см; h_i — мощность почвенной толщи, см.

Кроме того, были составлены геохимические формулы и рассчитаны показатели выноса — накопления элементов для каждой из геохимически сопряженных фаций ландшафтов высокогорной,

[3] В аналитической обработке почв принимали участие В. И. Ильина, И. А. Краснова, Е. И. Попова, А. Д. Свирко, Р. Ю. Струкова и Н. В. Надеждина; анализы природных вод выполнены Л. Ф. Жехновской, Г. Т. Ларионовой и Л. И. Соломахиной.

средне- и низкогорной частей долины р. Джууку (Глазовская, 1964). Элювиально-аккумулятивные коэффициенты и показатели выноса — накопления химических элементов отражают пространственно-временны́е тенденции процесса их выноса — накопления на водосборе в масштабе геологического времени, от начала формирования почвенного покрова до наших дней. О тенденциях современного почвенно-геохимического процесса можно судить по коэффициентам водной миграции (K_x) отдельных химических элементов, отражающих их миграционную способность в водных растворах (Перельман, 1969):

$$K_x = m_x \cdot 100/(n_x \cdot a), \qquad (3)$$

где m_x — количество элемента в воде, мг/л; n_x — содержание элемента в дренируемой толще (почве), %; a — минеральный остаток воды, мг/л.

Пространственная трансформация физико-химического состава почв, почвенно-грунтовых и поверхностных вод

Активная реакция исследуемых почв (pH) в основном находится в диапазоне щелочных значений (>6.5), кроме верхних оторфованных горизонтов почвенных разрезов 37, 152 и 147, где она имеет слабокислые значения (табл. 1). Карбонатность исследуемых почв невысокая — средние значения 2—3 % (1.5—7.2 %). Как правило, карбонатность характерна для верхних частей почвенной толщи. Книзу она уменьшается, что свидетельствует об обусловленности ее современными процессами выветривания и почвообразования.

Для сравнительного определения степени выветренности почв были рассчитаны молекулярные отношения Fe_2O_3/Al_2O_3 для каждого исследуемого почвенного разреза (рис. 2). Отмечается тенденция уменьшения этого отношения от высокогорий к средне- и низкогорьям, что свидетельствует об увеличении степени подверженности пород и почв процессам выветривания в этом направлении, что обусловлено изменением климатических условий с высотой и увеличением биогенности почв низкогорий по сравнению с высоко- и среднегорьями.

В исследуемом районе изменение механического состава почв поймы р. Джууку не связано с рельефом, а обусловлено степенью выветрелости коренных пород и почв (рис. 2). Определяющим фактором интенсивности процесса выветривания здесь, наряду с климатическим, является состав пород. Именно этим обусловлен наиболее тяжелый механический состав почв высокогорий и верхних частей среднегорий (почвенные разрезы 34, 37, 38, 140, 141 и 149), где почвы формируются на сланцах, легче поддающихся процессу выветривания по сравнению с гранитами, на которых формируются почвы остальной части долины реки (разрез

Таблица 1

Физико-химические и химические параметры почв и природных вод

Номер разреза	Горизонт	Глубина, см	Почва					Индекс воды по О. А. Алекину		
			pH	$C_{орг}$, %	$N_{общ}$, %	C : N	емк. погл., мг/100 г	водной вытяжки	почвенно-групповой	водной реакции
					Высокогорный пояс					
34	Алл.	0—34	8.6	0.34	0.07	4.86	Не опр.	S^{Na}_{III}	C^{Ca}_{II-III}	C^{Ca}_{II}
37	A_1	0—20	6.4	6.83	0.42	16.26	» »	S^{Ca}_{II}	C^{Ca}_{III}	C^{Ca}_{II}
38	Алл.	0—40	7.5	0.26	0.07	3.71	» »	S^{Na}_{I}	C^{Ca}_{III}	C^{Ca}_{II}
140	A_1	0—5	6.90	7.21	0.43	16.76	34.37	S^{Ca}_{II}	Не опр.	C^{Ca}_{II}
141	A_1, T	0—17	8.00	9.18	0.40	22.95	Не опр.	$SC^{Na, Ca}_{II}$	» »	C^{Ca}_{II}
143	A_1	0—10	8.20	4.30	0.22	11.28	» »	S^{Na}_{II}	» »	C^{Ca}_{II}
					Среднегорный пояс					
152	A_1, T	0—8	6.35	12.83	1.12	11.46	46.35	S^{Ca}_{II}	Не опр.	C^{Ca}_{II}
154	A_1, T	0—5	7.80	14.46	1.06	13.64	22.52	SCl^{Ca}_{I}	C^{Ca}_{II}	C^{Ca}_{II}
147	A_1, T	0—22	6.35	21.73	1.48	14.68	Не опр.	S^{Ca}_{III}	C^{Ca}_{II}	C^{Ca}_{II}
150	A_1	0—7	7.40	13.24	0.96	13.79	27.43	S^{Ca}_{III}	C^{Ca}_{I}	C^{Ca}_{II}
156	A_1	0—10	8.00	18.92	1.36	13.90	Не опр.	C^{Na}_{I}	Не опр.	C^{Ca}_{II}
159	Алл.	0—2	7.80	2.08	0.17	12.20	» »	S^{Na}_{II}	» »	C^{Ca}_{II}
161	A_1	0—8	8.10	1.60	0.16	10.0	» »	$SC^{Ca, Na}_{II}$	$CS^{Mg, Ca}_{III}$	C^{Ca}_{II}
165	A_1	0—10	8.10	5.97	0.68	8.78	» »	S^{Na}_{II}	C^{Ca}_{III}	C^{Ca}_{II}
167	A_1	0—4	8.70	2.36	Не опр.	Не опр.	» »	$CCIS^{Na}_{I}$	C^{Ca}_{II}	C^{Ca}_{II}
					Низкогорный пояс					
169	A_1	0—1	8.40	0.74	0.18	4.11	4.69	S^{Na}_{II}	Не опр.	C^{Ca}_{II}
4	A_1	0—6	8.90	1.01	0.09	11.22	Не опр.	C^{Ca}_{I}	C^{Ca}_{II}	C^{Ca}_{II}
5	A_1	0—6	8.50	2.50	0.14	17.86	10.21	SC^{Ca}_{II}	C^{Ca}_{II}	C^{Ca}_{II}

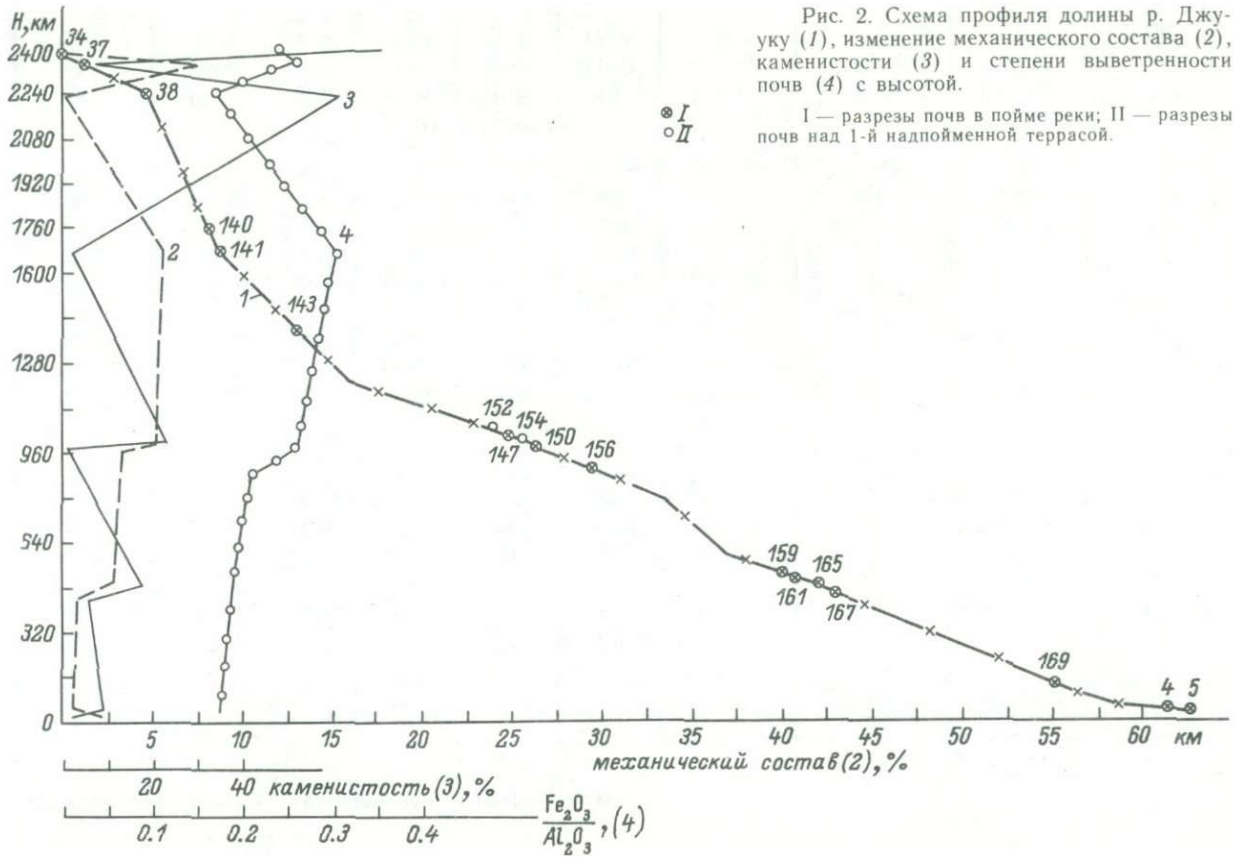


Рис. 2. Схема профиля долины р. Джуруку (*1*), изменение механического состава (*2*), каменистости (*3*) и степени выветренности почв (*4*) с высотой.

I — разрезы почв в пойме реки; II — разрезы почв над 1-й надпойменной террасой.

154 и все ниже расположенные; рис. 2). Каменистость и содержание тонкой фракции (частицы <0.01 мм) в исследуемых почвах связаны обратной зависимостью (рис. 2). Наши данные подтверждают известную закономерность горных почв — количество органического вещества в них увеличивается с высотой в связи с замедлением процесса его разложения из-за уменьшения биогенности почв в этом направлении, но до определенного предела. Максимальное количество органического вещества отмечается для почв среднегорного пояса долины р. Джууку, в высоко- и низкогорьях оно уменьшается (табл. 1). Но, если в низкогорьях фактором, ограничивающим накопление органического вещества, является их высокая биогенность, то в высокогорьях таким фактором становится незначительное поступление его в почву из-за сильной изреженности растительного покрова, обусловленной климатическим фактором. Ход изменения отношения углерода к азоту (C : N) в почвах высотных поясов повторяет закономерность, отмеченную для органического вещества в целом, — его сужение в низкогорьях по сравнению с высокогорьями (11.0 и 11.9 соответственно) с максимальным расширением в среднегорьях — 12.7. При этом на всех участках с прямой зависимостью изменения механического состава почв от содержания органического вещества отношение C : N изменяется так же — увеличение содержания органического вещества сопровождается утяжелением механического состава почвы и расширением отношения C : N. По-видимому, это обусловлено тем, что органическое вещество, связанное с самыми тонкими фракциями почвы, становится менее доступным для микроорганизмов. Прямая зависимость между этими тремя параметрами отмечается для почв поймы высокогорий (разрезы 34, 37, 38 и 141), некоторых почв среднегорий (разрезы 154, 147, 150 и 161) и низкогорий (устьевая часть реки, разрезы 4 и 5); для почв 1-й надпойменной террасы — по всей длине долины. На некоторых участках наблюдаются самые разнообразные отношения между этими тремя параметрами. Так, в верхних и нижних частях среднегорий (разрезы 141—154 и 161—167) большее количество обогащенного азотом органического вещества образуется в почвах облегченного механического состава. В верхних частях низкогорий (разрезы 167—169) уменьшение количества органического вещества сопровождается обогащением его азотом и утяжелением механического состава почвы. В почвах устьевой части реки увеличение количества органического вещества сопровождается обеднением его азотом (расширение отношения C : N) и облегчением механического состава почв.

В тесной связи с изложенным находятся и изменения значений емкостей поглощения исследуемых почв (табл. 1).

Данные, представленные на рис. 3, свидетельствуют о том, что наблюдается совпадение хода кривых изменения минерализации почвенно-грунтовых вод и суммы воднорастворимых ионов почв поймы реки с высотой. Прямая зависимость нарушается только в центральной части среднегорья (разрезы 154, 147,

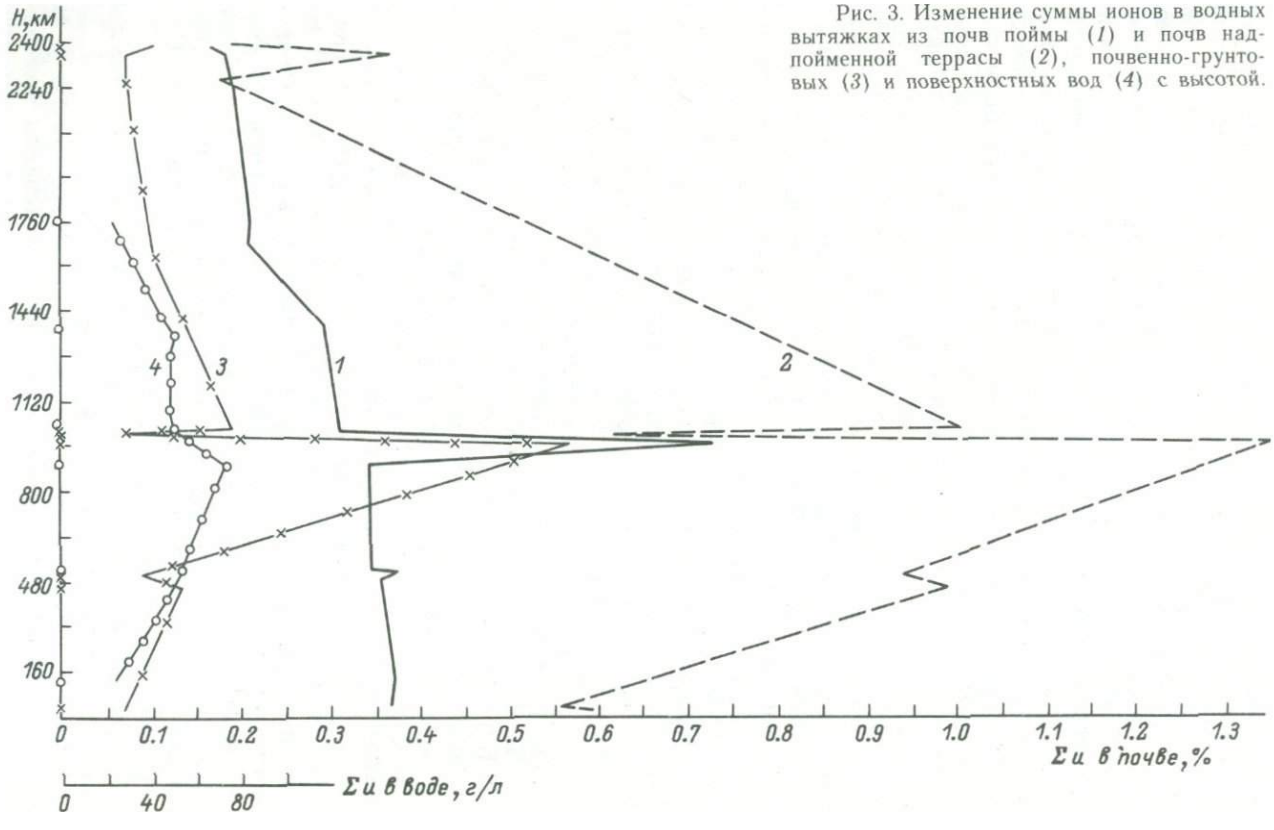


Рис. 3. Изменение суммы ионов в водных вытяжках из почв поймы (*1*) и почв надпойменной террасы (*2*), почвенно-грунтовых (*3*) и поверхностных вод (*4*) с высотой.

150, 167, 169), где она становится обратной. От высокогорий к устью р. Джууку происходит постепенное увеличение минерализации почвенно-грунтовых и поверхностных вод и суммы воднорастворимых ионов почв поймы. Почвы высокогорий, несмотря на более тяжелый механический состав, сильнее промыты от воднорастворимых солей по сравнению с почвами нижележащих частей долины (рис. 2, 3). Вероятно, это обусловлено тем, что высокогорный пояс долины р. Джууку является наиболее хорошо дренируемой ее частью из-за самой высокой расчлененности его рельефа по сравнению со средне- и низкогорьями (60, 30 и 17 м на 1 км соответственно) и самой высокой каменистостью пород (рис. 2).

Изменение с высотой суммы воднорастворимых солей почв 1-й надпойменной террасы происходит аналогично таковой в почвах поймы, за исключением центральной части среднегорья (разрезы 152—156), т. е. от высокогорий к среднегорьям эти суммы находятся в прямой связи с изменением минерализации почвенно-грунтовых и поверхностных вод, а в низкогорьях — в прямой связи с изменением минерализации почвенно-грунтовых и в обратной связи с изменением минерализации поверхностных вод. В центральной части среднегорья (разрезы 152—156), в отличие от почв поймы, сумма воднорастворимых солей в почвах 1-й надпойменной террасы изменяется аналогично изменению минерализации поверхностных и обратно изменению минерализации почвенно-грунтовых вод.

Итак, можно сделать вывод, что на формирование почв поймы р. Джууку на всем их протяжении решающую роль оказывают почвенно-грунтовые воды, в то время как на почвы 1-й надпойменной террасы центральной части среднегорий основное влияние оказывают поверхностные воды, что обусловлено близким залеганием плиты коренных пород (на глубине около 20 см), которая экранизирует влияние почвенно-грунтовых вод.

Можно отметить общую закономерность изменения с высотой минерализации почвенно-грунтовых и поверхностных вод и суммы воднорастворимых солей почв поймы и 1-й надпойменной террасы — минимальные их значения в высокогорьях, увеличение к низкогорьям через максимум в среднегорном поясе. Такой же закономерности пространственного распределения на исследуемой территории подчиняются содержание в почвах органического вещества, азота, емкость поглощения почв. Все это свидетельствует о том, что в долине р. Джууку существуют, по крайней мере, два геохимических барьера на пути миграции химических веществ — более мощный в среднегорном поясе и менее мощный в низкогорном.

Формирование этих барьеров обусловлено, вероятно, уменьшением дренированности этих участков долины в связи с уменьшением степени каменистости их почв и утяжелением механического состава. На пространственное распределение органического вещества на рассматриваемой территории, как и на другие хими-

ческие параметры, кроме климатического фактора, оказывает влияние и структура водосбора.

Как видно из табл. 1, почвенно-грунтовые воды и воды р. Джууку относятся к гидрокарбонатному классу, группе кальция (Алекин, 1970). Почвенно-грунтовые воды по соотношению между ионами — к типам I, II и III, воды р. Джууку — стабильно к типу II. Все воды пресные. Исследуемые почвы (кроме разреза 150) не засолены. В водных вытяжках большинства почв среди анионов преобладает сульфатный ион, среди катионов — кальций и натрий.

Гидрокарбонатный кальциевый тип поверхностных вод обусловлен преобладанием на территории, дренируемой р. Джууку, *гранитов и гранодиоритов, пород, трудно поддающихся выветриванию*. Преобладающую роль в исследуемых почвах сульфатного иона, при наличии хорошей проточности территории и высокой водопроницаемости почв, можно объяснить местоположением их в рельефе, в пойме реки, на самых низких отметках, куда осуществляется вынос химических элементов с вышерасположенных территорий.

Химический состав почв поймы р. Джууку формируется под влиянием почвенно-грунтовых вод. Почвы эти характеризуются *в основном наличием промывного водного режима*, а следовательно, в них должны аккумулироваться менее растворимые по сравнению с почвенно-грунтовыми водами соли (Мирошниченко, 1982), сульфат-ионы, при наличии постоянного источника их поступления (табл. 1). Такие источники известны в бассейне оз. Иссык-Куль (Озеро Иссык-Куль, 1978), например, в долине р. Джууку имеется 2 серных источника.

Изменение класса водных вытяжек почв с увеличением роли иона хлора (разрез 141, табл. 1) можно объяснить изменением условий выноса — значительным утяжелением механического состава данной почвы, наличием здесь на небольшой глубине (30 см) монолитной плиты коренных пород и отсутствием каменистости. Все это ведет к формированию на этом участке поймы застойного режима увлажнения почв, при котором аккумулируются более растворимые по сравнению с почвенно-грунтовыми водами соли (табл. 1). Взаимоотношения химического состава почв и почвенно-грунтовых вод определяются характером водного режима: при наличии выпотного или застойного водного режима в почве аккумулируются ионы более растворимых солей по сравнению с почвенно-грунтовыми водами; при наличии промывного водного режима — ионы менее растворимых солей; в случае скомпенсированного водного режима как в почве, так и в почвенно-грунтовых водах аккумулируются одни и те же соли. Последний случай наблюдается в разрезе 156 в почве 1-й надпойменной террасы и в разрезе 4 в почвах поймы.

Процессы выноса—накопления в различных фациях геохимического ландшафта долины р. Джууку

Долину р. Джууку можно рассматривать как геохимический ландшафт, высокогорные пояса которого представляют геохимически сопряженные фации ландшафта. Высокогорья, являющиеся зоной выноса, представляют элювиальные фации, средне- и низкогорья, являющиеся зоной транзита и частичной аккумуляции веществ, — трансэлювиальные и трансаккумулятивные фации, оз. Иссык-Куль — аккумулятивную фацию ландшафта.

На рис. 4 помещены кривые, отражающие изменение с высотой содержания воднорастворимых ионов кальция, магния и натрия, а также коэффициентов их водной миграции (K_x). По А. И. Перельману (1969), кальций и магний в исследуемом ландшафте являются легкоподвижными мигрантами, натрий — подвижным. Изменение миграционной способности кальция и магния в высокогорном поясе происходит одинаково, т. е. с образованием здесь максимума, что соответствует минимальным количествам Ca и Mg в почвах (рис. 4). В верхней части среднегорного пояса подвижность этих элементов уменьшается, что сопровождается увеличением их количества в воднорастворимой форме в почвах и природных водах (рис. 4). Ниже по рельефу эта закономерность нарушается. В низкогорном поясе происходит увеличение подвижности кальция с одновременным уменьшением его количества в воднорастворимой форме в почвах. В устьевой части долины наблюдается вновь снижение миграционной способности кальция при увеличении его количества в почвах, что уменьшает его вынос в озеро. Что касается магния, то его миграционная способность после минимума в среднегорье сначала плавно, а затем в низкогорье резко и еще более резко в устьевой его части увеличивается при одновременном снижении его количества в воднорастворимой форме в почвах. Это приводит к его значительному выносу и накоплению в аккумулятивной фации ландшафта, в озере (рис. 4). Подвижность натрия наименьшая в высокогорье, что соответствует максимальным значениям его содержания в воднорастворимой форме в почвах и природных водах этой части долины. Ниже по рельефу значения K_x натрия постепенно возрастают до устьевой части и резко в устьевой, что свидетельствует о его значительном выносе из ландшафта и накоплении в озере.

Анализ геохимических формул и показателей выноса—накопления рассматриваемых химических элементов (табл. 2) показывает тесную связь и обусловленность степени миграционной способности элементов с историческими процессами их выноса—накопления. От высокогорий (разрезы 34, 38) к среднегорьям (разрезы 141—147) процессы выноса большинства элементов сменяются процессами их аккумуляции. К ним относятся Mg, Ca, Na, Fe, Al, Mn и P, что соответствует изменению миграционной способности этих элементов (Ca, Mg и Na) в условиях современ-

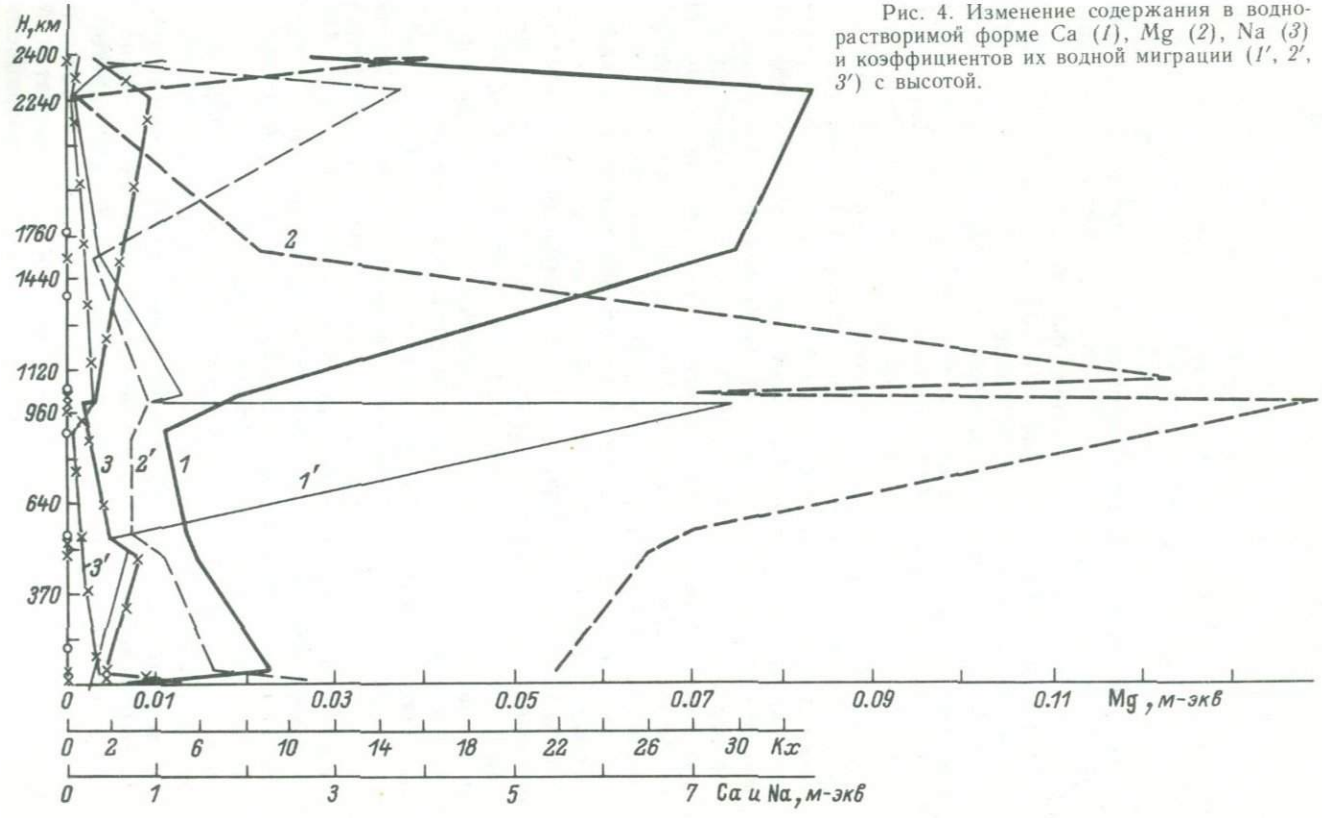


Рис. 4. Изменение содержания в водорастворимой форме Ca (*1*), Mg (*2*), Na (*3*) и коэффициентов их водной миграции (*1′*, *2′*, *3′*) с высотой.

Таблица 2

Геохимические формулы и показатели выноса—накопления химических элементов в различных фациях геохимического ландшафта долины р. Джууку

Номер разреза	Геохимические формулы и показатели выноса—накопления химических элементов	
	Высокогорный пояс	
34	+0.57 +0.20 Ca > Si	+0.39
	Mn > Fe > Al > Na > Mg > P −0.60 −0.40 −0.30 −0.28 −0.27 −0.14	−0.32
38	+0.14 +0.04 Si > Na	+0.09
	Mg > Ca > Fe > Mn > P > Al −0.91 −0.64 −0.42 −0.28 −0.25 −0.21	−0.45
141	+8.47 +1.47 +0.89 +0.88 +0.71 +0.45 Mg > Fe > P > Ca > Mn > Al	+2.16
	Na > Si −0.52 −0.13	−0.33
	Среднегорный пояс	
147	+1.80 +0.27 +0.06 0 Ca > Na > P > Si	+0.71
	Mg > Mn > Fe > Al −0.43 −0.18 −0.13 −0.06	−0.20
161	+0.14 +0.04 Si > Fe	+0.09
	P > Na > Al > Ca > Mn > Mg −0.89 −0.44 −0.19 −0.19 −0.17 −0.12	−0.33
	Низкогорный пояс	
4	+0.10 Si	+0.10
	Ca > Mg > Na > Fe > Mn > P > Al −0.58 −0.36 −0.30 −0.26 −0.25 −0.10−0.08	−0.28

ного почвенно-геохимического процесса (рис. 4). Анализ рис. 4 и табл. 2 свидетельствует о том, что миграция магния и натрия в современных условиях полностью соответствует тенденциям их выноса — накопления в масштабе геологического времени. Что касается иона кальция, его современная миграция несколько отличается от направленности процесса в историческом разрезе в устьевой части долины (рис. 4, табл. 2).

Исторические тенденции свидетельствуют о довольно резком увеличении выноса кальция от среднегорий к устью реки, в то же время современная миграционная способность его в устье резко уменьшается. Следовательно, современный почвенно-геохимический процесс объясняет формирование ионного состава вод Покровского залива, который соответствует химическому составу

вод всего озера. Для вод с активной циркуляцией K_x характеризует интенсивность миграции ионов, для озерных вод он показывает интенсивность накопления этих ионов, чему и соответствуют концы кривых хода K_x (рис. 4), это свидетельствует об увеличении в водах озера K_x магния и натрия и — уменьшении K_x кальция, т. е. об интенсивном процессе накопления в озере магния и натрия и менее значительном накоплении кальция. Этот процесс и определяет особенности ионного состава воды озера с ведущей ролью катионов магния и натрия — $Cl^{Mg, Na}$. Уменьшение роли кальция в составе вод оз. Иссык-Куль объясняется, во-первых, уменьшением его выноса с водосбора в условиях современного почвенно-геохимического процесса по сравнению с историческим временем, а, во-вторых, с выпадением его в осадок в результате нарушения условий карбонатного равновесия (Алешинская и др., 1971; Коротаев, 1967 и др.).

Ионный состав вод озера обусловлен особенностями как внутриозерных, так и почвенно-геохимических процессов выноса—накопления химических элементов на водосборе, современных и идущих в масштабе геологического времени.

В заключение следует отметить, что в настоящем разделе выявлены пространственно-временные особенности трансформации ряда физико-химических параметров почв и природных вод на водосборе оз. Иссык-Куль, которые сводятся к следующему:

а) увеличение степени подверженности почв долины р. Джууку процессам выветривания от высокогорий вниз, к устью реки;

б) обратная зависимость каменистости и содержания тонких фракций в почвах. Механический состав исследуемых почв обусловлен в основном составом почвообразующих пород;

в) минимальное содержание всех изученных химических компонентов в почвах и природных водах высокогорного пояса. Оно увеличивается к низкогорному через максимум в среднегорном, что обусловлено наличием в среднегорном и низкогорном поясах двух геохимических барьеров. Формирование последних объясняется уменьшением степени дренированности этих участков;

г) по выявленным взаимосвязям химического состава почв, почвенно-грунтовых и поверхностных вод установлено, что почвы поймы формируются преимущественно под влиянием почвенно-грунтовых вод, а почвы 1-й надпойменной террасы в среднегорной части ландшафта — под влиянием поверхностных вод. Взаимоотношения химического состава почвенно-грунтовых вод и почв определяются типом водного режима почв;

д) выявленные как исторические, так и современные тенденции почвенно-геохимических процессов миграции химических элементов свидетельствуют об их влиянии на формирование ионного состава вод прибрежной зоны оз. Иссык-Куль наряду с внутриозерными процессами.

1.5. ВНУТРИВЕКОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ КЛИМАТА ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Климатическая характеристика по средним многолетним данным

Иссык-Кульская котловина — это самостоятельный климатический район, расположенный на северо-востоке Киргизии (Рязанцева, 1965). С севера котловина оз. Иссык-Куль окружена хр. Кюнгей-Ала-Тоо, защищающим ее от северных холодных вторжений, с юга ее замыкает хр. Терскей-Ала-Тоо. Повышение хребтов наблюдается с запада на восток (наибольшая высота хр. Кюнгей-Ала-Тоо 4770 м, хр. Терскей-Ала-Тоо 5280 м).

В горном обрамлении оз. Иссык-Куль имеются два основных понижения, через которые воздушные массы проникают в котловину озера: на западе это узкое Боомское ущелье длиной около 20 км, соединяющее котловину с Чуйской долиной, и на востоке — перевал Сан-Таш высотой около 2320 м (примерно 700 м относительно уровня озера), разделяющий хребты Кюнгей-Ала-Тоо и Терскей-Ала-Тоо.

Своеобразие климата Иссык-Кульской котловины обусловлено ее географическим положением (42—43° с. ш.), субширотным простиранием, орографической замкнутостью, приподнятостью над уровнем моря (высота 1608 м), наличием в этой широтной зоне на высоте 2—3 км в атмосфере преобладающих западных воздушных течений, а также существованием незамерзающей водной массы оз. Иссык-Куль.

Смягчающее влияние незамерзающего глубоководного оз. Иссык-Куль сказывается прежде всего на температуре воздуха в зимний период, вследствие чего средние годовые амплитуды температуры на побережье небольшие (20—24 °С) и соответствуют преимущественно морскому и континентально-морскому климату.

Отличительной чертой климата Иссык-Куля является и режим увлажнения атмосферными осадками с максимумом их выпадения в летние месяцы (май—август) теплого периода года, т. е. в сезон наиболее интенсивного испарения.

Условия увлажнения на западе и на востоке котловины резко различны. В западной, засушливой части годовая сумма осадков изменяется от 100 мм в прибрежной зоне (Рыбачье — 119 мм) до 300 мм на склонах. В восточной части котловины осадков выпадает около 400—600 мм в год в прибрежной зоне (Пржевальск — 386 мм, Красный Октябрь — 583 мм) и около 700—800 мм в год на склонах (Сан-Таш — 860 мм). Температура воздуха в Рыбачьем в летнее время (май—август) на 1.5 °С, а в среднем за год — на 2 °С выше, чем в Пржевальске.

В теплый период года при западных и восточных вторжениях холодных воздушных масс в Иссык-Кульскую котловину атмо-

сферных осадков выпадает мало из-за небольшого содержания влаги в холодном воздухе.

В холодный период количество осадков мало, так как Иссык-Кульская котловина находится под влиянием сибирского антициклона. Выпадение осадков в это время связано с циклоническими вторжениями и местной термической депрессией над поверхностью незамерзающего озера.

По современным представлениям, обобщенным М. Н. Хейфецем (Озеро Иссык-Куль, 1978), основное количество атмосферных осадков в Иссык-Кульской котловине выпадает в теплый период года при прохождении атмосферных фронтов. Почти все фронты подходят к котловине с запада.

Существенно, что при прохождении западного фронта западные и восточные склоны межгорной котловины имеют разную ветровую экспозицию, что приводит к резкому различию количества осадков в западной и восточной частях котловины. Так, западная, подветренная, часть котловины оказывается под влиянием «дождевой тени», т. е. резкого уменьшения осадков, что обусловлено размыванием фронта при переваливании воздушных масс через хребты Киргизский и Кюнгей-Ала-Тоо, которое сопровождается потерей влаги. При прохождении над озером фронт восстанавливается, воздушные массы обогащаются испарившейся влагой.

Увеличение увлажнения на востоке котловины наблюдается еще на побережье, перед подходом фронта к горам, что вызвано осадками предвосхождения, которые особенно значительны при высоком влагосодержании воздушных масс (Красный Октябрь, вблизи юго-восточного склона Кюнгей-Ала-Тоо). Наибольшее количество осадков в котловине выпадает на восточных наветренных склонах, обращенных к влагонесущим воздушным массам.

Как отмечает М. Н. Хейфец (Озеро Иссык-Куль, 1978), имеют место и другие причины образования атмосферных осадков в центральной части котловины. Так, при одновременном вторжении воздушных масс с запада и востока осадки часто выпадают здесь в результате вынужденного подъема встречных воздушных масс с последующей конденсацией влаги. При высоком влагосодержании воздуха в котловине затоки холодных воздушных масс небольшой мощности с запада по межгорному понижению, вызывающие вынужденный подъем влажного воздуха, могут стать причиной интенсивных осадков в западной части котловины.

В теплый период в Иссык-Кульской котловине хорошо развиты процессы испарения с водной поверхности и выноса влаги озерными бризами и долинными ветрами в область высокогорий, где происходит ее конденсация и образование кучевой облачности. Эти процессы усиливаются конвективными токами над хорошо прогретыми влажными склонами.

Испарение в котловине озера оказывает стимулирующее влияние на проходящие фронтальные воздушные массы, спо-

собствуя выпадению осадков в центральной и восточной частях котловины.

По различным косвенным оценкам, приводимым М. Н. Хейфецем (1978; Озеро Иссык-Куль, 1978), вклад водоема в общее годовое количество осадков, выпадающих в его бассейне оценивается в 6—10 %.

Влияние оз. Иссык-Куль на уровень влагосодержания в воздухе проявляется в увеличении упругости водяного пара (e) и зимой и летом примерно на 1 мбар и в уменьшении средних месячных значений дефицита влажности (d) на 1—2 мбар по сравнению с другими районами северной Киргизии, расположенными на аналогичных высотах (Климат . . ., 1965). В Иссык-Кульской котловине наблюдается и наиболее высокая в Киргизии средняя годовая относительная влажность воздуха (r) — 55—70 %.

Разность между летней и годовой упругостью водяного пара в котловине озера составляет 3.4—4 мбар, между летним и годовым дефицитом влажности 2.5—3.5 мбар. Годовая относительная влажность выше летней не более, чем на 4 % (табл. 3).

Из табл. 3 следует, что в пределах равнинной зоны Иссык-Кульской котловины самый низкий уровень влагосодержания в воздухе в летнее время наблюдается в западной части котловины (Рыбачье), самый высокий — на северном побережье (Чолпон-Ата, Красный Октябрь).

Таблица 3

Средняя годовая и средняя летняя (май—август) влажность воздуха в Иссык-Кульской котловине за многолетний период наблюдений

Метеостанция, период	Период	e, мбар	d, мбар	r, %
Рыбачье	V—VIII	9.6	9.4	53
(1957—1964)	Год	6.2	5.8	55
	Δ	3.4	3.6	—2
Чолпон-Ата	V—VIII	11.4	6.5	66
(1936—1964)	Год	7.4	4.0	68
	Δ	4.0	2.5	—2
Тамга	V—VIII	10.4	7.9	59
(1937—1947, 1953—1964)	год	6.8	5.1	58
	Δ	3.6	2.8	1
Покровка	V—VIII	10.0	7.7	59
(1950—1964)	год	6.4	4.8	60
	Δ	3.6	2.9	—1
Пржевальск	V—VIII	10.2	7.5	62
(1943—1964)	год	6.5	4.4	65
	Δ	3.7	3.1	—3
Красный Октябрь	V—VIII	10.7	6.6	67
(1936—1943, 1949—1964)	год	6.7	3.8	71
	Δ	4.0	2.8	—4

Примечание. Использованы средние годовые и месячные нормы влажности воздуха из Справочника по климату СССР, вып. 32, ч. IV, 1969.

Ветровой режим в Иссык-Кульской котловине формируется под влиянием горно-долинной и бризовой циркуляции, а в ее западной части (Рыбачье) в основном под влиянием западных воздушных потоков.

На склонах котловины развиты горно-долинные ветры. В течение суток продолжительность горных (ночных) ветров, спускающихся со склонов гор к озеру, больше продолжительности долинных (дневных) восходящих ветров.

В прибрежной зоне наблюдается сочетание бризовой и горно-долинной циркуляций. Бризовые ветры, особенно хорошо развитые в теплое время года, имеют направление строго перпендикулярное береговой линии и склонам гор. Дневной (озерный) бриз дует с озера, ночной (береговой) — в сторону озера. Ночью направление берегового бриза совпадает с направлением горного ветра. В целом за сутки в прибрежной зоне преобладают горные нисходящие ветры, усиленные береговыми бризами.

Днем озерные бризы на побережье имеют следующие направления: восточное на западном берегу, западное на восточном; на северном побережье при продвижении с запада на восток ветер меняется от юго-восточного на южный и затем на юго-западный; на южном побережье ветер меняется от северо-восточного на северный и северо-западный.

Озерные бризы северного побережья отличаются большей скоростью, что связано с более сильным прогревом горных склонов южной экспозиции.

В зимний период озерные бризы развиты слабо.

На некоторых участках побережья режим ветра имеет местные особенности, зависящие от характера береговой линии, направления и экспозиции горных склонов.

Как видно из табл. 4, в среднем за летний сезон на западном берегу (Рыбачье) преобладают западные ветры, на южном (Тамга) ветры южного направления, на северном побережье, в Чолпон-Ате, развиты юго-восточные и северо-восточные ветры, в Красном Октябре юго-западные и в меньшей степени восточные, на востоке котловины, в Пржевальске, преобладают западные и восточные ветры, в Покровке — юго-восточные и западные.

Вследствие орографической замкнутости котловины средние годовые и летние скорости ветра в прибрежной зоне невелики (менее 2.5 м/с). Самые большие средние годовые и летние скорости ветра, обусловленные орографическим усилением ветра при вторжениях воздушных масс в котловину с запада и с востока, отмечены в Рыбачьем (средняя годовая 4.7, летняя 4.2 м/с) и на перевале Сан-Таш.

На западном и восточном побережьях оз. Иссык-Куль сильные ветры (со скоростью 15 м/с и более), дующие с горных склонов к озеру, носят местные названия «улан» и «санташ». Это ветры термодинамического происхождения, они аналогичны «боре». Западные ветры «уланы» иногда достигают 20—30, реже 40 м/с, однако в летнее время повторяемость их меньше. По мере распро-

Таблица 4

Повторяемость (%) направлений ветра и штилей (средняя многолетняя за май—август)

Метеостанция, период	Повторяемость	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Штиль
Рыбачье, озерная	Σ	10	16	108	46	3	7	198	12	164
(1936—1956)	Средняя	2	4	27	11	1	2	50	3	41
Рыбачье	Σ	21	39	91	61	6	15	136	31	74
(1957—1964)	Средняя	5	10	23	15	1	4	34	8	18
Чолпон-Ата	Σ	52	79	59	94	38	27	29	22	88
(1936—1960)	Средняя	13	20	15	23	10	7	7	5	22
Тамга	Σ	61	34	16	22	128	24	41	74	103
(1940—1963)	Средняя	15	8	4	6	32	6	10	19	26
Покровка	Σ	14	44	66	95	16	32	89	44	84
(1950—1964)	Средняя	4	11	16	24	4	8	22	11	21
Пржевальск	Σ	33	62	21	19	68	100	50	47	108
(1936—1953)	Средняя	8	16	5	5	17	25	12	12	27
Пржевальск, поле	Σ	23	48	78	21	44	44	83	59	146
(1953—1964)	Средняя	6	12	19	5	11	11	21	15	36
Красный Октябрь	Σ	33	22	86	20	35	111	70	23	225
(1940—1947, 1951—1963)	Средняя	8	6	21	5	9	28	17	6	56

Примечание. Использованы месячные нормы повторяемости направлений ветра и штилей из Справочника по климату СССР, вып. 32, ч. III, 1967.

странения на восток «улан» ослабевает, восточная граница проникновения этого ветра проходит по линии Чолпон-Ата—Тамга. Район действия «санташа» ограничен восточной частью котловины, причем, как по скорости, так и по продолжительности «санташ» уступает «улану».

Как отмечает З. А. Рязанцева (Климат ..., 1965), ветры западного направления являются наиболее сильными по сравнению с ветрами других направлений не только в Рыбачьем, но и на всем побережье, однако повторяемость их невелика и скорость уступает «улану» в Рыбачьем. Западные ветры на восточном побережье связаны с бризовой циркуляцией.

Многолетняя изменчивость элементов климата

Многолетний режим важнейших элементов климата — температуры воздуха, атмосферных осадков, влажности воздуха, скорости ветра — в значительной мере определяет состояние общей увлажненности бассейна оз. Иссык-Куль.

При исследовании многолетнего водного режима оз. Иссык-Куль, направленного на постепенное понижение уровня озера, перечисленные климатические факторы представляют наибольший интерес в связи с тем, что от изменчивости и направленности их развития во времени зависит интенсивность испарения с поверхности озера, а следовательно, и состояние уровня озера и его водного баланса в целом.

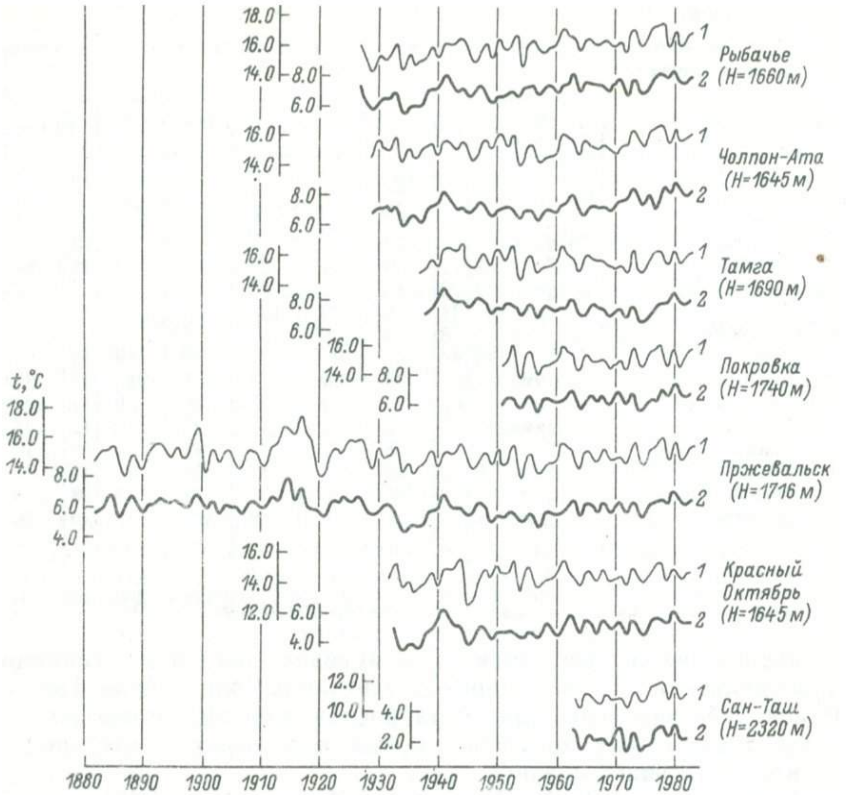


Рис. 5. Температура воздуха, средняя за май—август (*1*) и средняя годовая (*2*).

Для анализа многолетних колебаний климата Иссык-Кульской котловины использованы данные метеорологических наблюдений семи метеостанций, шесть из которых расположены в прибрежной зоне озера (с запада на восток: Рыбачье, Чолпон-Ата, Тамга, Красный Октябрь, Пржевальск, Покровка), седьмая — Сан-Таш — на востоке котловины, на перевале высотой 2320 м.

Длина рядов наблюдений в массе не превышает 50 лет. Самые длинные ряды по температуре воздуха и атмосферным осадкам имеются для метеостанции Пржевальск, где наблюдения ведутся более 100 лет, с 1881 г. Самый короткий ряд наблюдений — 20 лет — имеет метеостанция Сан-Таш.

Для каждой метеостанции исходные многолетние данные по атмосферным осадкам обобщены за холодный (ноябрь—март) и теплый (апрель—октябрь) периоды и за гидрологический год (ноябрь—октябрь), по остальным элементам — за лето (май—август) и за год.

Температура воздуха

Анализ представленного на рис. 5 многолетнего хода температуры воздуха показывает, что начиная с 30-х годов, когда начались наблюдения на большинстве рассматриваемых метеостанций, и вплоть до последних лет температура воздуха в Иссык-Кульской котловине, как летняя (май—август), так и годовая, имеет тенденцию к постепенному повышению. Наиболее четко эта тенденция выражена в западной (Рыбачье) и в северной (Чолпон-Ата) частях побережья. Исключением является Тамга на южном побережье, где многолетний температурный режим не имеет явно выраженной тенденции.

Наблюдения за температурой воздуха в Пржевальске позволяют проследить вековую тенденцию в многолетнем ходе температуры воздуха на востоке котловины. По А. В. Шнитникову (1979; устное сообщение в 1982 г.), с конца XIX столетия и до 20-х годов текущего в котловине озера наблюдалась тенденция к некоторому понижению температурного фона. С 30-х годов XX в. для средней годовой температуры воздуха, а с начала 20-х годов для летней температуры появилась тенденция к повышению, сохраняющаяся до самых последних лет, подобно тому, как это наблюдается и по остальным метеостанциям Иссык-Кульской котловины, кроме Тамги. Следовательно, за последние 50 лет в Иссык-Кульской котловине наблюдается общая тенденция к некоторому потеплению.

Значительно энергичнее процесс происходящего с 30-х годов потепления в котловине выражен в многолетней изменчивости годовой суммы положительных температур, характеризующей теплообеспеченность в период наиболее интенсивного испарения (рис. 6). Как видно на рис. 6, с конца 30-х годов и вплоть до последних лет на всех метеостанциях, кроме Тамги, происходит многолетний рост годовой суммы положительных температур с выделением фазы некоторого похолодания в 1940—1950 гг. Вековой ход по Пржевальску, как и в предыдущем случае (рис. 5), выражен двумя ветвями: похолоданием с конца XIX столетия до 30-х годов текущего и направленным потеплением с конца 30-х годов вплоть до последних лет.

Атмосферные осадки

Многолетний режим атмосферных осадков в Иссык-Кульской котловине отличается большой межгодовой изменчивостью, возрастающей вместе с общим ростом увлажнения в направлении с запада на восток, и малой внутривековой изменчивостью.

Основная тенденция в многолетних колебаниях осадков, сглаженных по 6-летиям, — сохранение их примерно на одном уровне (рис. 7).

На фоне общей тенденции проявляются слабо выраженные кратковременные циклы внутривековой изменчивости осадков длительностью 10—13 лет (Чолпон-Ата, Тамга, Покровка).

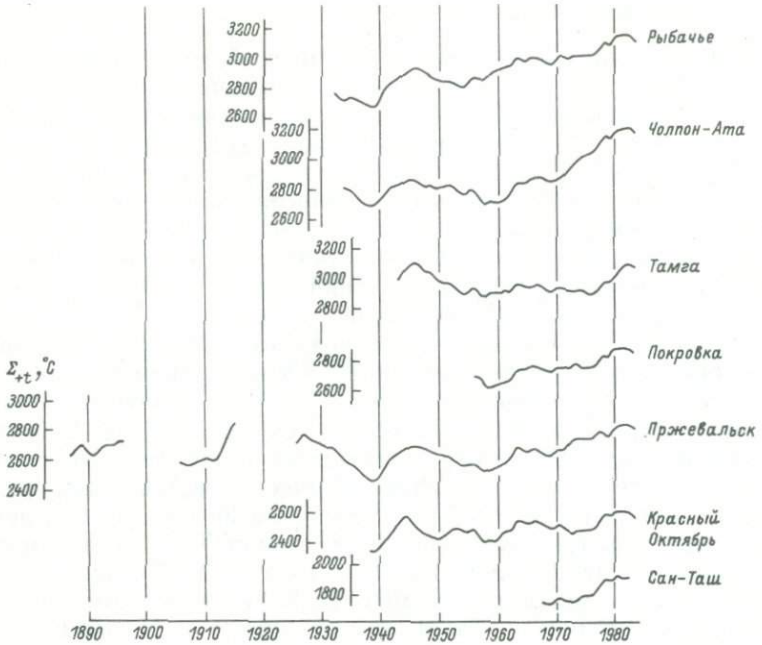


Рис. 6. Годовая сумма положительных температур. 6-летние скользящие.

Исключением является северо-восточная часть побережья (Красный Октябрь), где под влиянием наветренного юго-восточного склона хр. Кюнгей-Ала-Тоо и преобладающих в теплый период (апрель—октябрь) ветров юго-западного (28 %), западного (15 %) и восточного (27 %) направлений выпадает повышенное годовое количество осадков — 583 мм, это на 200 мм больше, чем в Пржевальске. Многолетний ход количества осадков на метеостанции Красный Октябрь за последние примерно 40 лет отличается хорошо выраженными внутривековыми колебаниями с циклами длительностью 13 и 17 лет и общей направленностью к росту увлажнения.

В целом для Иссык-Кульской котловины общая направленность многолетних колебаний осадков выражена неопределенно, поэтому был выполнен анализ неоднородности рядов наблюдений над осадками с целью более корректного их представления в нашей работе. Такое исследование представлялось тем более существенным, что, как известно из работ О. А. Дроздова и других климатологов, однородные ряды наблюдений необходимо иметь не только при воднобалансовых расчетах, но и для исследования цикличности осадков (Дроздов, Григорьева, 1971).

Существует два основных вида массового нарушения однородности рядов наблюдений над атмосферными осадками. Первое из них произошло в начале 50-х годов и было вызвано сменой

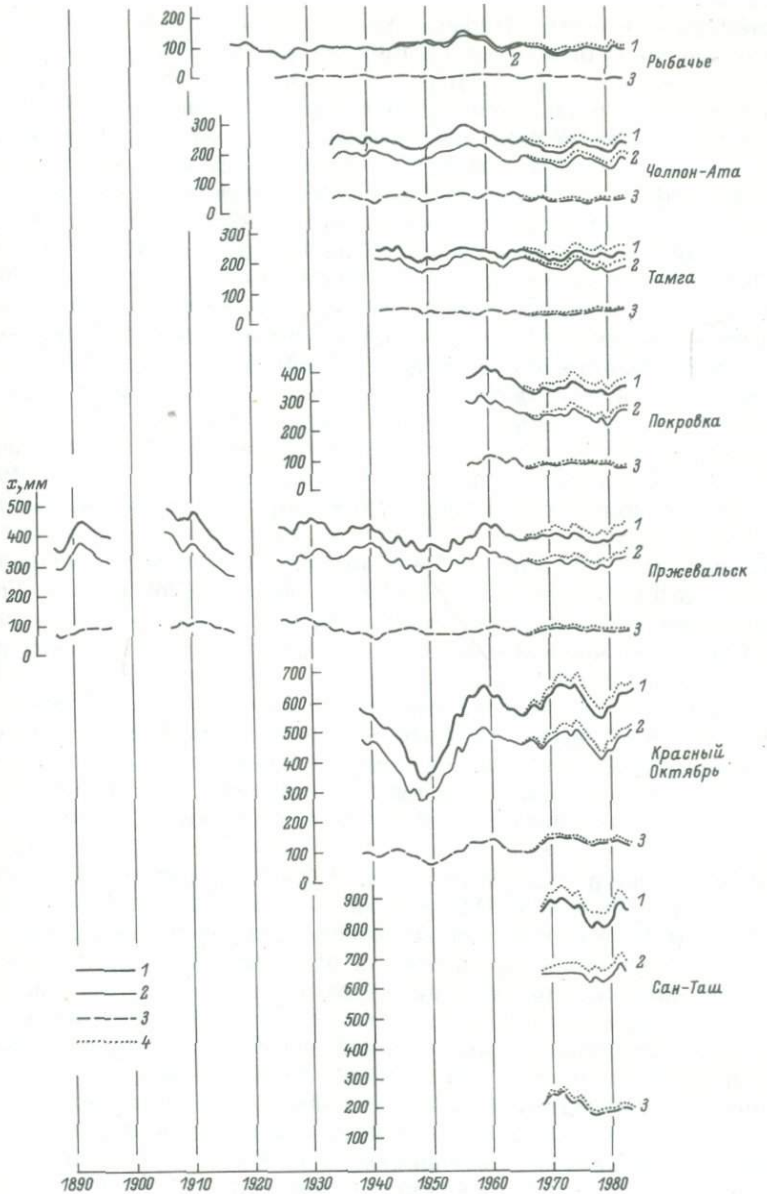


Рис. 7. Атмосферные осадки. 6-летние скользящие.

Сумма: *1* — за гидрологический год (ноябрь—октябрь); *2* — за теплый период (апрель—октябрь); *3* — за холодный период (ноябрь—март); *4* — то же, что *1*, *2*, *3*, но с поправкой на смачивание.

измерительных приборов на гидрометеорологической сети: вместо дождемера с защитой Нифера был установлен действующий по настоящее время осадкомер Третьякова, имеющий меньшую ветровую погрешность. Для увязки дождемерных и осадкомерных наблюдений были рассчитаны переходные коэффициенты K_1, которые вводятся на период дождемерных наблюдений. Как видно из Справочника по климату СССР, вып. 32, ч. IV, с. 48—51, в равнинной части Иссык-Кульской котловины K_1 для жидких осадков и K_1 для твердых осадков, если средняя скорость ветра в холодный период менее 2.5 м/с, близки к единице. Единственная метеостанция с дождемерными наблюдениями, где средняя скорость ветра в холодный период (4.9 м/с) значительно превышает 2.5 м/с, — Рыбачье. Поправочный коэффициент K_1 для Рыбачьего в период с декабря по март равен 1.02—1.03. Поскольку количество осадков, выпадающих в Рыбачьем в холодный период, составляет всего лишь 4—5 % их годовой суммы (119 мм), то K_1 нами не учитывался. Таким образом, смена измерительных приборов в равнинной зоне Иссык-Кульской котловины в 1949—1953 гг. не привела к нарушению однородности рядов наблюдений над осадками.

Второе массовое нарушение однородности данных наблюдений над осадками было вызвано тем, что с января 1966 г. в текущие наблюдения над осадками на гидрометеорологической сети вводится поправка на смачивание осадкомерного ведра, цель которой повышение точности измерения осадков. Введение этой поправки систематически завышает измеренные количества осадков по сравнению с данными наблюдений до 1966 г. Для устранения этого вида неоднородности рядов необходимо либо ввести поправку на смачивание в данные наблюдений до 1966 г., либо исключить ее из наблюдений с 1966 г. вплоть до последних лет.

Разовая поправка на смачивание для жидких и смешанных осадков составляет 0.0—0.2 мм, для твердых осадков 0.0 и 0.1 мм.

С июля 1969 г. в метеорологических ежемесячниках, вып. 32 наряду с месячными количествами атмосферных осадков, включающими поправку на смачивание, публикуются данные о введенных суммарных месячных поправках на смачивание. Имеющиеся в нашем распоряжении многолетние данные о суммарных месячных поправках с 1970 по 1983 г. были обобщены нами по станциям за холодный и теплый периоды и за гидрологический год и использованы для определения количества осадков за те же годы без поправок на смачивание. С 1966 по 1969 г. данные об осадках без поправки на смачивание за отдельные периоды и год в целом были восстановлены по соотношению осадков с поправкой и без поправки за период с 1970 по 1983 г.

На рис. 7 многолетний ход атмосферных осадков, сглаженный по 6-летиям, с 1966 по 1983 г. показан двумя кривыми: верхняя кривая для осадков с поправкой на смачивание, нижняя кривая для тех же осадков, без поправки на смачивание.

Таким образом, представленные на рис. 7 многолетние ряды наблюдений над осадками, из которых исключена поправка на смачивание в период с 1966 по 1983 г., можно считать однородными рядами.

Для анализа пространственного распределения и временной изменчивости суммарных поправок на смачивание, обобщенных за холодный, теплый периоды и за гидрологический год, по каждой станции были вычислены их средние многолетние значения за период 1970—1983 гг. (табл. 5).

Как видно из табл. 5, в пределах Иссык-Кульской котловины наибольшие средние многолетние поправки на смачивание наблюдаются в западной, засушливой части (Рыбачье), где средняя годовая поправка составляет 13 % средней годовой суммы осадков с поправкой на смачивание. Средняя годовая поправка убывает с запада на восток, по мере роста увлажнения: Чолпон-Ата, Тамга — 8—9 %; Покровка, Пржевальск — 7 %. В наиболее обеспеченных осадками Красном Октябре и Сан-Таше она составляет 5 %.

Самые большие средние поправки на смачивание отмечаются в холодный период года и, прежде всего, в западной части котловины, где зимние осадки малы. Так, в Рыбачьем средняя многолетняя поправка в холодный период (20 %) на 8 % больше, чем в теплый. По остальным станциям разность между средними поправками за холодный и теплый периоды не превышает 1 %.

Многолетняя изменчивость суммарных поправок на смачивание, обобщенных по периодам года и за год в целом и выраженных в процентах от общего количества атмосферных осадков (с поправкой) за холодный, теплый периоды и за гидрологический год, относительно невелика и составляет, например, для гидрологического года: в Рыбачьем ±6 %; в Чолпон-Ате ±4 %; Тамге, Покровке ±3 %; в Пржевальске, Красном Октябре, Сан-Таше ±1 %. Наибольшей многолетней изменчивостью отличаются поправки в холодный период в Рыбачьем, где они колеблются от 6 до 100 %.

Приведенные в табл. 5 оценки средних многолетних поправок на смачивание (%), обобщенных за холодный, теплый периоды и за год в целом (1970—1983 гг.), близки к ранее выполненным оценкам поправок на смачивание для тех же станций, но за более короткий период, М. Н. Хейфецем (1976). Небольшие различия следует отнести за счет разных периодов осреднения.

Сравнение средних многолетних поправок на смачивание (Δq, %) по непосредственным измерениям (табл. 5) с рассчитанными коэффициентами на смачивание K_3 для Иссык-Кульской котловины, помещенными в Справочнике по климату СССР, вып. 32, ч. IV, показывает, что между ними имеются существенные различия.

Поправочные коэффициенты K_3 определялись картографическим способом с помощью месячных карт поправок, составленных

Таблица 5

Среднее многолетнее количество атмосферных осадков в Иссык-Кульской котловине за 1970—1983 гг. (с поправкой на смачивание ($x+\Delta q$) и без поправки (x))

Метеостанция	Период наблюдений	Холодный период (ноябрь—март)			Теплый период (апрель—октябрь)			Гидрологический год (ноябрь—октябрь)		
		$x+\Delta q$	Δq	x	$x+\Delta q$	Δq	x	$x+\Delta q$	Δq	x
Рыбачье	1970—1983	5.9	1.2	4.7	114.9	14.3	100.6	120.8	15.5	105.3
		100	20	80	100	12	88	100	13	87
Чолпон-Ата	» »	55.1	4.6	50.5	203.1	17.0	186.1	258.2	21.6	236.6
		100	8	92	100	8	92	100	8	92
Тамга	1971—1983	47.4	4.2	43.2	213.5	19.4	194.1	260.9	23.6	237.3
		100	9	91	100	9	91	100	9	91
Покровка	1970—1983	94.8	6.7	88.1	279.5	19.9	259.6	374.3	26.6	347.7
		100	7	93	100	7	93	100	7	93
Пржевальск	» »	91.8	6.5	85.3	344.7	22.1	322.6	436.5	28.6	407.9
		100	7	93	100	6	94	100	7	93
Красный Октябрь	1970—1983	136.6	7.1	129.5	513.6	26.4	487.2	650.2	33.4	616.8
		100	5	95	100	5	95	100	5	95
Сан-Таш	1971—1982	203.3	11.7	191.6	678.3	31.9	646.4	881.6	43.6	838.0
		100	6	94	100	5	95	100	5	95

Примечание. В первой строке значения в мм, во второй строке в % от ($x+\Delta q$).

на основе расчета месячных поправок по приближенным формулам.

Из-за приближенного расчета поправок и мелкого масштаба карт K_3 для всей Иссык-Кульской котловины оказались примерно одинаковыми: в холодный период они составляют 5 %, в теплый период 6—9 %, за год 6—7 %. В отличие от средних многолетних поправок на смачивание по непосредственным измерениям, K_3 не отражают контрастность в поле осадков между западом и востоком котловины и постепенное уменьшение увлажнения с востока на запад. Для большей части котловины, исключая восточный район повышенного увлажнения, K_3 занижены.

Наибольшую погрешность имеют K_3 для западной части котловины (Рыбачье), где Δq как за год, так и за холодный период в особенности в несколько раз больше. В центральной части котловины (Чолпон-Ата, Тамга) годовая величина K_3 занижена на 2 %, в зимний период на 3—4 %.

Наибольшее расхождение между K_3 и Δq по метеостанциям Иссык-Кульской котловины, в сторону занижения K_3, существует в холодный период года.

Выполненный анализ поправок на смачивание позволил исправить существующие ряды наблюдений над осадками по метеостанциям Иссык-Кульской котловины и уточнить тенденции в многолетних колебаниях осадков для периода с 1966 по 1983 г.

Возвращаясь к анализу исправленных многолетних рядов осадков (без поправок на смачивание), сглаженных по 6-летиям (рис. 7), следует отметить, что наиболее выразительным проявлением внутривековой изменчивости осадков за период общих наблюдений по станциям (примерно с конца 30-х годов) является повсеместный рост увлажнения с конца 40-х годов вплоть до середины (конца) 50-х годов, вызвавший временное повышение уровня озера. Причем, как видно из рис. 7, росту увлажнения в 50-х годах предшествовал многолетний спад количества осадков (Чолпон-Ата, Красный Октябрь, Пржевальск). Внутривековая фаза повышенного увлажения 50-х годов хорошо выражена в многолетних колебаниях осадков как в западной части (Рыбачье), так и на северном побережье (Чолпон-Ата) и на востоке котловины (Пржевальск), однако наиболее энергично она развивалась для метеостанции Красный Октябрь (северо-восток котловины), где многолетний ход осадков вообще отличается большой внутривековой изменчивостью.

После завершения фазы повышенного увлажнения, а именно со второй половины или конца 50-х годов и вплоть до последних лет, почти по всей Иссык-Кульской котловине (Рыбачье, Чолпон-Ата, Покровка, Пржевальск), кроме метеостанции Красный Октябрь, наблюдается общая тенденция к постепенному уменьшению годового количества осадков. На метеостанции Красный Октябрь повышенное увлажнение 50-х годов сохранялось вплоть до середины 70-х годов и лишь в последнем десятилетии появилась

тенденция к некоторому снижению. К сожалению, отсутствие данных наблюдений по метеостанции Красный Октябрь до 1933 г. не позволяет сделать вывод о направленности многолетнего увлажнения за более длительный период на этой станции.

В конечном итоге можно констатировать, что в многолетних колебаниях осадков по станциям Иссык-Кульской котловины за период одновременных наблюдений выявлены следующие тенденции: сохранение многолетнего увлажнения примерно на одном уровне в западной (Рыбачье) и южной (Тамга) частях котловины, постепенное многолетнее уменьшение увлажнения на севере (Чолпон-Ата) и на востоке (Покровка, Пржевальск) и повышенное увлажнение в 1950—1970 гг. на северо-востоке котловины (Красный Октябрь). Материалы наиболее длительных наблюдений над осадками по Пржевальску (с 1882 г. с перерывами) свидетельствуют о многолетней тенденции к сохранению увлажнения примерно на уровне среднего. Причем, обращает на себя внимание характер внутривековой изменчивости осадков в Пржевальске с начала XX столетия вплоть до последних лет: трансгрессивная фаза каждого последующего цикла развивалась на несколько более низком уровне увлажнения.

Как уже отмечалось, под влиянием орографии и самого озера уровень многолетнего увлажнения и многолетняя изменчивость увлажнения различны в разных частях котловины. Вследствие мезомасштабной структуры полей осадков в Иссык-Кульской котловине отдельные метеостанции не представительны для характеристики увлажнения котловины в целом. Вместе с тем рассмотренные выше многолетние ряды наблюдений над осадками свидетельствуют о единстве проявления наиболее значительных внутривековых процессов в многолетней изменчивости осадков и о преобладании в режиме осадков Иссык-Кульской котловины многолетних тенденций к сохранению годового количества осадков примерно на одном уровне или к его постепенному уменьшению.

На рис. 8 приведены данные о многолетней изменчивости еще одного показателя увлажненности Иссык-Кульской котловины — гидротермического коэффициента (ГТК), рассчитанного как отношение годовой суммы атмосферных осадков (за ноябрь—октябрь) к годовой сумме положительных температур. Для расчета гидротермического коэффициента использованы многолетние данные наблюдений над атмосферными осадками, из которых исключена поправка на смачивание за период с 1966 г.

В изменчивости ГТК за многолетний период в целом наблюдаются те же общие тенденции, что и рассмотренные выше для атмосферных осадков. Однако более четко, чем в режиме осадков, выражена многолетняя тенденция к повсеместному снижению увлажненности после 50-х годов.

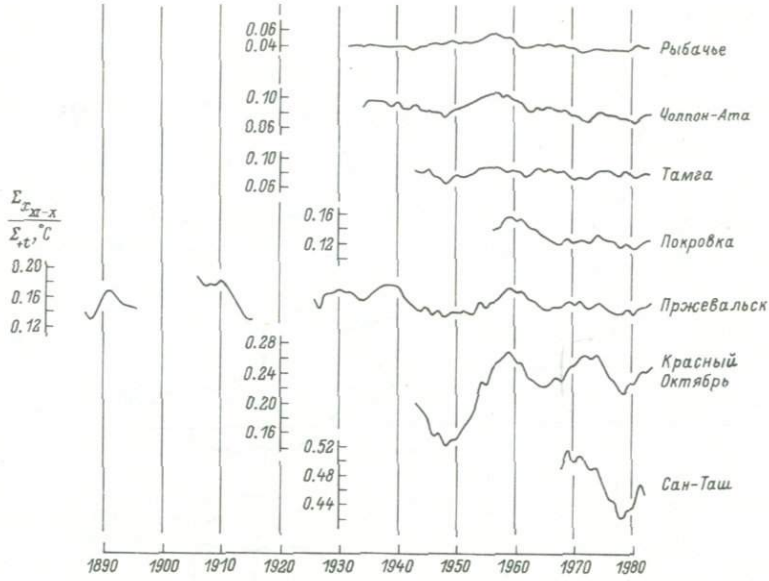


Рис. 8. Гидротермический коэффициент. 6-летние скользящие.

Влажность воздуха

Влагосодержание в воздухе является существенным климатическим фактором, влияющим на происходящие в Иссык-Кульской котловине процессы испарения и влагообмена. Как известно, интенсивность испарения зависит от степени насыщения воздуха водяным паром: чем больше недостаток насыщения воздуха водяным паром, тем больше скорость испарения.

Количество водяного пара в воздухе изменчиво во времени и в пространстве, так как водяной пар, непрерывно поступающий в атмосферу путем испарения с водной поверхности, с влажной почвы и путем транспирации растений, конвективными потоками поднимается вверх и воздушными течениями переносится в новые районы.

Влажность воздуха обычно оценивается следующими показателями: упругость водяного пара (e, мбар), относительная влажность (r, %) и недостаток насыщения (d, мбар). В суточном ходе величина упругости водяного пара меняется незначительно, так как летом в дневные часы часто наблюдается ее понижение в связи с развитием конвекции.

Наиболее наглядными показателями влагосодержания в атмосфере являются относительная влажность воздуха и недостаток насыщения, учитывающие в своих характеристиках максимально возможное количество водяного пара при данной температуре воздуха, т. е. упругость насыщения. Суточный ход упругости насыщения водяного пара находится в прямой зависимости от

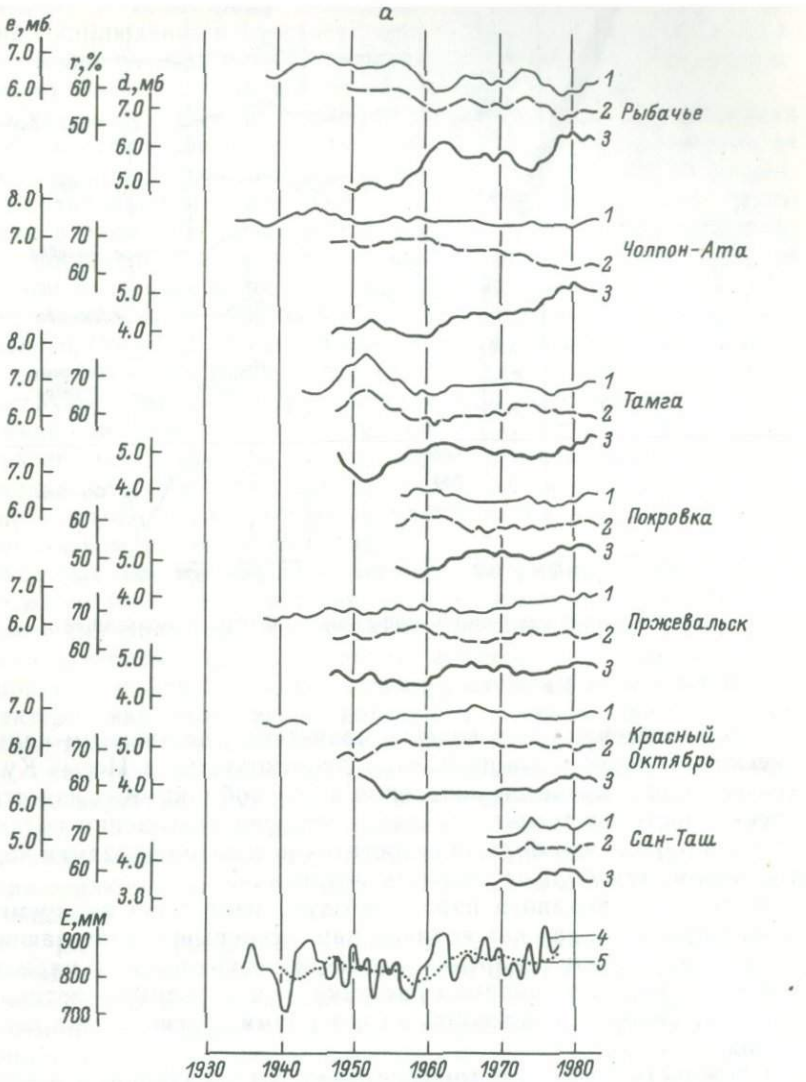


Рис. 9. Влажность воздуха, средняя годовая (*а*) и средняя за май—август (*б*). 6-летняя скользящая.

1 — упругость водяного пара; *2* — относительная влажность воздуха; *3* — недостаток насыщения; *4* — испарение с поверхности оз. Иссык-Куль (по данным Т. П. Гронской, 1983); *5* — 6-летние скользящие.

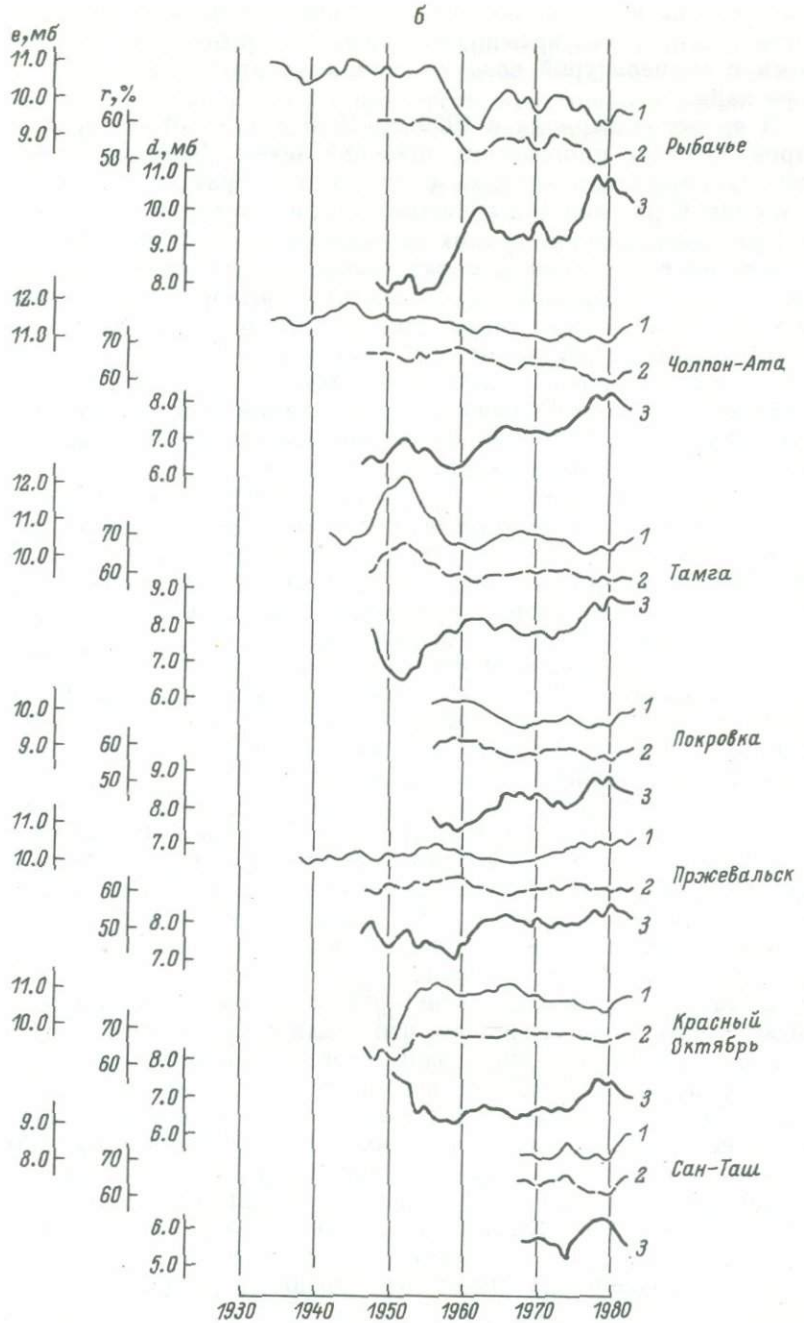


Рис. 9 (*продолжение*).

температуры воздуха, поэтому показатели относительной влажности и недостатка насыщения оказываются более тесно связанными с температурой воздуха, чем показатель упругости водяного пара.

В пределах периода с 1929 по 1980 г. нами была проанализирована связь многолетних значений летней (средней за май—август) влажности воздуха с летней температурой воздуха по станциям береговой зоны Иссык-Кульской котловины.

При сопоставлении летних значений упругости водяного пара и температуры воздуха за многолетний период выявлена сложная зависимость, представленная полем точек, которую можно объяснить отставанием хода упругости водяного пара от хода температуры воздуха в дневные часы. Связь многолетних значений летнего недостатка насыщения с летней температурой воздуха имеет линейный характер и оценивается по станциям коэффициентами корреляции от 0.76 до 0.86, за исключением метеостанции Тамга, где коэффициент корреляции равен 0.58.

Многолетняя изменчивость летней и средней годовой влажности воздуха в Иссык-Кульской котловине рассмотрена в отношении каждого ее показателя: упругости водяного пара, относительной влажности и недостатка насыщения. При этом выявлена одинаковая направленность многолетних процессов развития летней и средней годовой влажности воздуха.

На рис. 9*а* показан многолетний ход средней годовой влажности воздуха в Иссык-Кульской котловине, сглаженный по 6-летиям. Из приведенных здесь данных следует, что с 50-х годов (в Тамге с начала 50-х годов, на остальных метеостанциях с середины или конца 50-х годов) недостаток насыщения устойчиво растет на всех метеостанциях. Наиболее энергично этот процесс выражен в западной части котловины (Рыбачье). В Чолпон-Ате и Пржевальске, где наблюдения ведутся с 40-х годов, отмечается некоторое снижение недостатка насыщения в 40-х годах и многолетний рост его значений с 50-х годов вплоть до последних лет, подобно тому, как это наблюдается на остальных метеостанциях Иссык-Кульской котловины.

В летний сезон в многолетнем развитии недостатка насыщения имеют место те же тенденции, что и для года в целом (рис. 9*б*).

Таким образом, с 50-х годов многолетний режим влажности воздуха в Иссык-Кульской котловине и в особенности режим недостатка насыщения направлены на постепенное ее усыхание.

Естественно, что при таком многолетнем состоянии влажности воздуха в Иссык-Кульской котловине должно увеличиваться испарение с озера, что подтверждается расчетами испарения с поверхности оз. Иссык-Куль за период с 1935 по 1978 г., выполненными Т. П. Гронской (1983). Как видно на рис. 9*а*, с конца 50-х годов интенсивность испарения, по данным Т. П. Гронской, устойчиво возрастает.

Скорость ветра

Выше уже отмечалось исключительное положение метеостанции Рыбачье на всем побережье вследствие особенно энергичного развития здесь многолетних процессов потепления и роста дефицита влажности воздуха (недостатка насыщения). То же относится и к ветровому режиму (рис. 10).

Как видно из рис. 10, многолетний режим скорости ветра в западной части побережья (Рыбачье) выделяется как по уровню ветровой активности, так и по ее многолетней направленности.

В многолетнем ходе летней (май—август) и средней годовой скорости ветра на метеостанции Рыбачье четко выражены процессы усиления ветровой деятельности (примерно на 2 м/с) с 40-х до начала 70-х годов и такого же значительного спада ее (на 2 м/с) с 70-х годов вплоть до последних лет.

На остальных метеостанциях береговой зоны котловины оз. Иссык-Куль амплитуда многолетних колебаний скорости ветра примерно такая же, как в Рыбачьем, и меньше (от 1 м/с в Тамге до 2 м/с в Красном Октябре), однако направленность многолетних колебаний имеет противоположный характер, и происходят они на более низком уровне.

Начиная с 40-х годов и вплоть до 70-х многолетняя изменчивость скорости ветра на побережье, за исключением западной его части, направлена на постепенное ослабление скорости ветра, что наиболее четко выражено на востоке котловины, а с 70-х годов наблюдается некоторое усиление ветровой деятельности.

Многолетние тенденции в колебаниях влажности воздуха, температуры воздуха, в развитии ветрового режима и в ходе испарения хорошо отражает и режим летней (май—август) облачности в Иссык-Кульской котловине за последние 40 лет.

Как видно на рис. 11, с 40-х годов и вплоть до последних лет наблюдается направленный рост общей и нижней облачности на западном (Рыбачьем) и северном (Чолпон-Ата, Красный Октябрь) побережьях. Совершенно иную направленность к многолетнему понижению облачности с 50-х годов, наступившему после ее роста в 40-х годах и в первой половине 50-х годов, имеет ход общей и нижней облачности в Пржевальске. На остальных метеостанциях (Тамга, Покровка) общая облачность растет с 40-х годов, а нижняя облачность в течение всего периода наблюдений имеет устойчивую многолетнюю тенденцию к уменьшению.

Таким образом, для климатических условий, наблюдавшихся за последние 50 лет в наиболее теплой и сухой западной части Иссык-Кульской котловины (Рыбачье) и в центре северного побережья (Чолпон-Ата), характерны многолетнее потепление, постепенное в 30-х—начале 50-х годов и весьма энергичное с середины 50-х годов, значительный рост дефицита влажности воздуха со второй половины 50-х годов при сохранении многолетнего увлажнения осадками примерно на одном уровне или даже при некотором его понижении, что способствовало постепенному

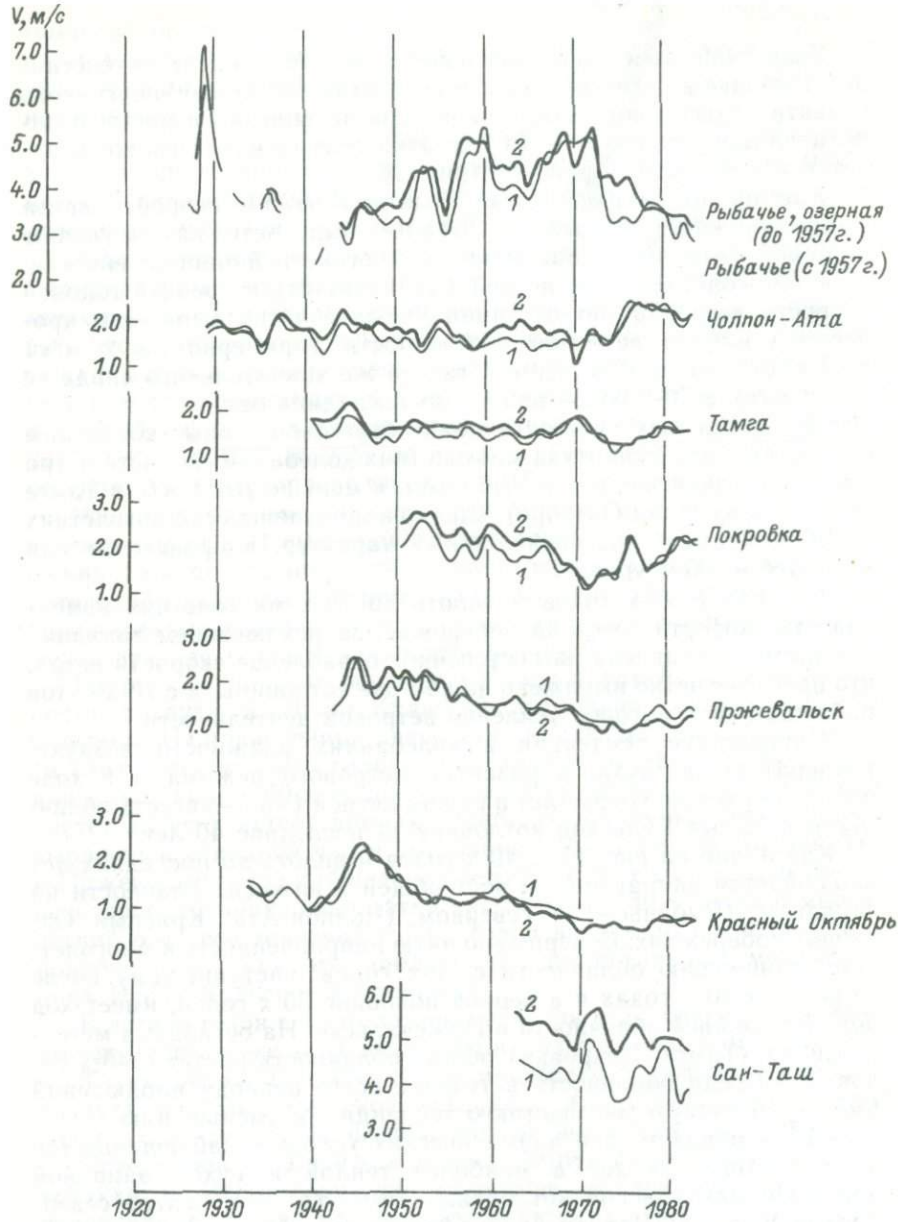
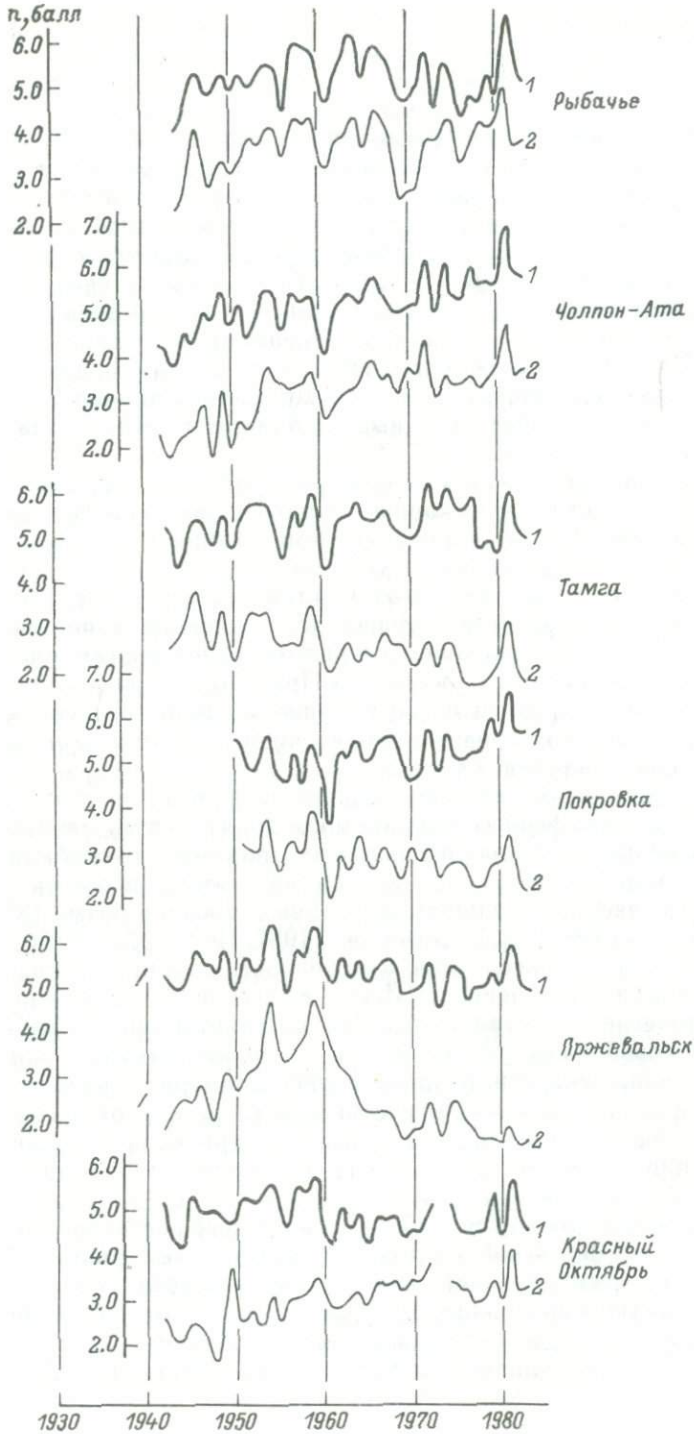


Рис. 10. Скорость ветра, средняя за май—август (*1*) и средняя годовая (*2*).

Рис. 11. Облачность, средняя за май—август.

1 — общая, *2* — нижняя.


n, балл
6.0
5.0
4.0
3.0
2.0
7.0
6.0
5.0
4.0
3.0
2.0
1
2
Рыбачье
Чолпон-Ата
Тамга
Покровка
Пржевальск
Красный Октябрь
1930
1940
1950
1960
1970
1980

многолетнему уменьшению увлажненности побережья и росту испарения с оз. Иссык-Куль. К числу благоприятных для испарения условий следует отнести и усиление ветровой деятельности в 1950—1970 гг. в районе метеостанции Рыбачье.

Важнейшей, с нашей точки зрения, чертой климата северного побережья (Чолпон-Ата, Красный Октябрь) является самый низкий на предгорной равнине котловины уровень дефицита влажности воздуха, что связано с наиболее интенсивной на северном побережье оз. Иссык-Куль бризовой деятельностью в дневное время в результате более сильного прогрева северной части котловины (южная экспозиция склона) в летнее время.

Многолетние тенденции к постепенному потеплению и увеличению дефицита влажности воздуха в целом характерны для всего побережья Иссык-Кульской котловины, однако на востоке они выражены слабее из-за высокого общего уровня увлажнения атмосферными осадками.

Многолетний режим температуры воздуха в Пржевальске за истекшее столетие имеет хорошо выраженную вековую тенденцию. Она заключается в понижении температурного фона с конца XIX столетия вплоть до 20-х годов (для летней температуры) или 30-х годов (для средней годовой температуры), когда наступил перелом этого процесса и появилась тенденция к постепенному потеплению, продолжающемуся вплоть до последних лет.

Режим атмосферных осадков в Пржевальске за последние сто лет в целом направлен на сохранение многолетнего увлажнения примерно на одном уровне с проявлением тенденции к некоторому понижению с начала XX столетия.

На фоне этих вековых тенденций в режиме температуры воздуха и атмосферных осадков происходят рассмотренные выше относительно непродолжительные внутривековые колебания.

С позиций сверхвековых колебаний климата и общей увлажненности северного полушария, развивающихся в ритме 1850-летнего периода (по А. В. Шнитникову, 1957, 1961, 1973, 1975б, и др.), рассмотренная многолетняя изменчивость климата и связанная с ним общая увлажненность Иссык-Кульской котловины за истекшее столетие представляют собой составную часть глобальной многовековой фазы постепенного потепления климата и снижения общей увлажненности, развивающейся примерно с начала XIX в.

На фоне современной многовековой регрессивной фазы общей увлажненности происходят вековые и внутривековые циклические колебания климата, в их числе и рассмотренные выше для Иссык-Кульской котловины.

Так, наблюдающийся с 30-х годов процесс постепенного потепления Иссык-Кульской котловины представляет собой развитие очередной фазы вековой изменчивости температуры воздуха, а повсеместно выраженные в Иссык-Кульской котловине процессы похолодания и роста увлажнения, охватившие конец 40-х и 50-е годы, представляют собой обычные фазы внутривековой изменчивости климата. Следует отметить, что перечисленные

климатические процессы имеют глобальный характер и хорошо известны в современных колебаниях климата и гидрологического режима за пределами Иссык-Кульской котловины.

1. 6. ДИНАМИКА И РЕЖИМ ЛЕДНИКОВ БАССЕЙНА ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ В ТЕКУЩЕМ СТОЛЕТИИ

В Иссык-Кульской котловине насчитывается 834 ледника, занимающих 650.4 км^2, или около 3 % общей площади бассейна. Распределены ледники по обрамляющим котловину горным склонам неравномерно. Из-за меньших высот и южной ориентации склонов на хр. Кюнгей-Ала-Тоо ледниками занято только 140.3 км^2. Большая высота хр. Терскей-Ала-Тоо и благоприятная северная экспозиция способствовали развитию здесь значительного оледенения — 510.1 км^2 (Каталог. . ., 1976).

Размеры и морфологические типы ледников самые разнообразные. В высокогорной зоне встречаются практически все типы ледников, свойственные горным системам умеренных широт, но количественное соотношение их различно. Наименьшее распространение как по числу, так и по площади получили ледники котловинные, шлейфовые, плоских вершин и переметные. По числу они составляют 2.5 % общего количества, а по площади только 3.5 %. Наибольшее распространение по площади (70 %) имеют ледники долинных типов.

Характерной особенностью оледенения бассейна оз. Иссык-Куль является развитие ледников малых размеров. Площадь среднего ледника хр. Терскей-Ала-Тоо составляет 0.74 км^2, и еще меньше, 0.72 км^2, площадь среднего ледника на южном склоне хр. Кюнгей-Ала-Тоо. Наиболее крупные ледники как по площади (Конурулен 11.0 км^2), так и по длине (Джеруй 7.3 км) находятся в западной части хр. Терскей-Ала-Тоо. В этой части хребет имеет благоприятные условия для развития оледенения. Его осевая часть здесь относительно высоко приподнята и, главное, слабо расчленена, что способствует накоплению и сохранению осадков в твердом виде.

В прямой зависимости от размеров ледника находится и его мощность. Обычно средняя толщина долинных ледников колеблется в пределах 50 м, каровых 30 м, а малые ледники имеют толщину порядка 20 м. Общий объем влаги, законсервированной в ледниках Иссык-Кульской котловины, можно оценить в 28—30 км^3.

По температурному режиму ледники относятся к умеренно холодным. Прогревающийся в начальный период абляции слой льда служит прослойкой между теплом, поступающим сверху. Наличие «теплого» слоя благоприятно сказывается на тепловом балансе процесса абляции, так как поступающее тепло почти на 90 % расходуется на таяние, частично на испарение, и только малая часть тратится на прогревание ледника (Авсюк, 1956).

Поверхность ледников отличается существенной замореннностью. Особенно велика площадь моренного покрова на ледниках долинных типов. В целом морены занимают 50.7 км^2 или 7.6 % всей площади оледенения. Мощность моренного покрова в концевых частях от 5—8 до 10 см и более. Слой морены такой мощности уже снижает интенсивность таяния льда, поэтому, несмотря на более низкое расположение, некоторые участки льда, покрытые мореной, имеют такую же интенсивность таяния, как и расположенные на 200—400 м выше. Велика загрязненность поверхности ледников эоловым мелкоземом. В среднем она составляет 200 г/м^2. Поставщиком эолового мелкозема является пыль, выпадающая из атмосферы и образующаяся на склонах в результате физического выветривания.

Фирновая линия в различных районах располагается на разных высотах. Ее положение зависит от характера рельефа, условий увлажнения и экспозиции ледника. Разница в высоте фирновой линии у ледников одного и того же бассейна только за счет различной экспозиции достигает 40—60 м, а за счет неодинакового положения склонов к направлению движения воздушных масс 100—110 м. Наиболее низко (3800—3850 м) фирновая линия залегает на ледниках, расположенных в центральных, самых высоких частях хребтов. К западу и востоку высота фирновой линии повышается до 4000—4100 м.

Высотный диапазон развития оледенения изменяется в широких пределах. Самые низкие отметки имеют долинные ледники, расположенные в центральной части хр. Терскей-Ала-Тоо. Высотная отметка конца ледника Ак-Су, залегающего в истоках одноименной реки, равна 3020 м. В большинстве случаев долинные ледники спускаются до отметок 3200—3400 м. С уменьшением размеров ледника его отметки увеличиваются до 3600—3700 м.

Распределение оледенения по высотным зонам (табл. 6) представляет особый интерес. Такие сведения совершенно необходимы при расчетах объемов ледникового стока.

Анализ показывает, что наименьшее развитие оледенение получило в нижних и верхних частях гляциального пояса, максимум приходится на его среднюю часть. Наибольшее оледенение на единицу высоты приходится на участки гребня, расположенные между отметками 3700—4000 м. Здесь сосредоточено почти 32 % всего оледенения. С учетом того, что в последнее десятилетие сезонная снеговая линия регулярно поднимается за пределы высоты 4000 м, площади активной абляции составляют 60.7 % ледников. В данном случае происходит уменьшение площади аккумуляции и ухудшение балансового состояния ледников как следствие современных изменений климата.

Сложное строение рельефа и различия в гипсометрии отдельных частей хребтов Терскей-Ала-Тоо и Кюнгей-Ала-Тоо предопределили неравномерность в распределении оледенения по речным бассейнам. В одних долинах ледниками заняты десятки км^2, а в других 2—5 и даже менее 1 км^2 (табл. 7).

Таблица 6

Распределение оледенения по высотным зонам в бассейне р. Чонг-Кызыл-Суу (рассчитано В. А. Кузьмиченком)

Интервал высот, м	Площадь оледенения	
	км²	%
3100—3200	0.3	0.58
3200—3300	0.9	1.98
3300—3400	2.2	5.14
3400—3500	2.8	6.40
3500—3600	3.0	6.85
3600—3700	3.4	7.91
3700—3800	4.4	10.06
3800—3900	4.8	11.16
3900—4000	4.6	10.63
4000—4100	3.9	8.95
4100—4200	3.4	7.80
4200—4300	3.2	7.49
4300—4400	2.5	5.66
4400—4500	2.0	6.61
4500—4600	1.1	2.49
4600—4700	0.8	1.84
4700—4800	0.2	0.46

Таблица 7

Распределение ледников по бассейнам рек Иссык-Кульской котловины (Каталог. . ., 1976)

Бассейн реки	Площадь ледников, км²	Бассейн реки	Площадь ледников, км²
хр. Терскей-Ала-Тоо		Бозучук	0.2
Улахол	2.4	Тургень-Аксу	33.2
Ак-Терек	24.9	Джиргалан	2.5
Ак-Сай	46.1	Тюп	4.2
Тон	34.9	Итого	496.7
Тоссор	20.1	хр. Кюнгей-Ала-Тоо	
Тамга	5.5	Каменная	3.2
Барскаун	34.7	Байсаур	4.4
Чон-Джаргылчак	12.9	Ак-Суу	12.1
Кичи-Джаргылчак	8.6	Чонг-Ак-Суу	65.2
Ак-Терек	6.7	Четки-Долонаты	0.4
Чичкан	0.6	Орто-Долонаты	2.3
Джууку	47.9	Бакту-Долонаты	1.3
Кичине-Кызыл-Суу	3.5	Чолпон-Ата	10.3
Чонг-Кызыл-Суу	43.3	Чонг-Кой-Суу	6.1
Джети-Огуз	33.1	Орто-Кой-Суу	9.3
Ирдык	4.0	Чет-Кой-Суу	4.0
Каракол	58.3	Чоктал	15.4
Ак-Суу	68.0	Кабырга	5.7
Джергес	1.1	Итого	139.7

Примечание. В таблице не учтены площади ледников размером менее 0.1 км².

Естественно, что такая неравномерность распределения ледников по бассейнам рек отражается не только на внутригодовом распределении стока, но и на соотношении составляющих стока. По рекам, в верховьях которых сосредоточено значительное оледенение (Каракол, Чонг-Кызыл-Суу, Барскаун, Ак-Суу, Чонг-Ак-Суу), в летние месяцы стекает более 50 % общегодового объема воды. С уменьшением площади оледенения доля летнего стока сокращается до 25—40 %. Собственная роль талых ледниковых вод в формировании годового стока несколько скромнее. В общегодовом объеме их доля оценивается в 30 %, увеличиваясь в летние месяцы до 61 % (Диких, 1982). Таким образом, роль ледников как источников стокоформирования в Иссык-Кульской котловине весьма существенна.

Изучение режима ледников и закономерностей накопления и расхода снежно-ледовых ресурсов в высокогорных областях позволяет оценить баланс массы и выявить тенденцию развития оледенения.

Учитывая однотипность синоптических процессов, протекающих над Иссык-Кульской котловиной, и подобие в характере рельефа хребтов, следует предположить, что оледенению исследуемого региона присущи общие черты развития. Особенности, свойственные режиму некоторых ледников, скорее исключение из правил, чем нарушение общей закономерности. Поэтому наблюдения даже на одном леднике дают возможность выявить и показать основные закономерности в аккумуляции и абляции всех ледников Иссык-Кульской котловины. Репрезентативным в этом отношении может быть ледник Кара-Баткак, наблюдения за которым осуществляются в течение 25 лет. Он расположен на северном склоне хр. Терскей-Ала-Тоо и является одним из истоков р. Чонг-Кызыл-Суу. Ледник долинного типа протянулся на 3.2 км и занимает площадь 4.8 км^2. По этому леднику имеется наиболее длинный ряд наблюдений, и он является объектом постоянных исследований Тянь-Шанской физико-географической станции Академии наук Киргизской ССР.

Из-за высокого расположения ледников снег на их поверхность выпадает практически круглый год, только в области абляции он полностью стаивает в теплый период, а в области аккумуляции лежит весь год. Обычно устойчивый снежный покров на ледниках образуется в период с 26 августа по 10 сентября, а разрушается — в июне—июле. К ноябрю высота снежного покрова достигает 55 см и с этого времени она ежемесячно увеличивается в среднем на 10 см, достигая своего максимума 103 см к апрелю. В мае, с переходом дневных температур через 0 °С, снежный покров уплотняется и его высота уменьшается. Водоотдача начинается после перехода средних суточных температур к положительным значениям. В области аккумуляции увеличение высоты снежного покрова продолжается до конца июня—начала июля. Но и здесь редки случаи, когда его толщина превышает 200 см, обычно она находится в пределах 150—200 см. Для ледника Кара-Баткак

среднее многолетнее накопление в фирновой зоне составляет 846 мм в водном эквиваленте. На ледниках, расположенных в западных частях хребтов Терскей-Ала-Тоо и Кюнгей-Ала-Тоо, аккумуляция снижается до 600—700 мм.

После стаивания снега на конце языка начинается таяние льда, причем соотношение между площадями снега и льда изменяется довольно быстро в пользу последних. На языках ледников за лето в среднем стаивает слой льда 202 см (Диких, 1982). В зависимости от климатических условий данного года слой летнего таяния изменяется от 130 до 298 см. Велики колебания и суточных величин. В отдельные дни поверхность льда может понизиться на 10—12 см, а может остаться на прежнем уровне. Прекращение таяния происходит после летних снегопадов. В такие дни сток с ледника резко сокращается и уровень в реке быстро падает.

В связи с большой стокообразующей ролью ледников в теплый период года, существенное значение имеют особенности поверхностного таяния. Суммарная абляция ледника складывается из таяния сезонного снега, твердых летних осадков и льда. Средний максимальный водозапас снега на языке ледника составляет 346.8 мм в водном эквиваленте. Максимальный водозапас отмечается обычно в апреле, но в отдельные годы может наблюдаться и в мае. Абсолютный максимум накопления сезонного снега на языке ледника Кара-Баткак составил 603 мм. Наименьшее значение максимального водозапаса равно 157 мм. Таяние снега, как правило, согласуется с ходом положительных средних суточных температур воздуха. В большинстве случаев на 1 °С положительной температуры стаивает 4.7 мм снега (в пересчете на слой воды). К характерной особенности этой зависимости следует отнести увеличение слоя стаивания на 1 °С в холодные годы и уменьшение в теплые. В связи с однотипностью характера снежной подстилающей поверхности таяние снега на ледниках зависит в основном от интенсивности накопления положительных температур. При этом необходимо иметь в виду, что начало таяния снега не ведет к увеличению стока в реке. На первоначальном этапе таяния талые воды идут на водонасыщение снежной толщи. Водоотдача начинается через неделю после начала таяния и, как правило, приурочена к устойчивому переходу средних суточных температур через 3.5—5.0 °С. Тающий снег на языке ледника полностью идет на сток, в зоне аккумуляции часть его затрачивается на внутреннее питание ледника и это необходимо учитывать при оценке объемов ледникового стока. В интервале высот от 3900 до 4300 м на внутреннее питание идет от 23 до 180 мм слоя воды (Голубев, 1976).

Таяние льда отличается значительной пространственно-временно́й изменчивостью. Связано это с изменением соотношений в структуре теплового баланса в отдельные годы, и особенно в теплый период. Резко преобладающая роль в таянии льда принадлежит радиационному теплу, но иногда стаивание происхо-

дит вследствие конвективного теплообмена. В таких случаях интенсивность абляции по площади более контрастна, чем в дни, когда таяние происходит за счет солнечной радиации. Существенное влияние на стаивание оказывает загрязненность, экспозиция и угол наклона поверхности ледника.

Продолжительность таяния на ледниках Иссык-Кульской котловины изменяется от 28 до 102 дней (Диких, 1982). Малое количество дней собственного таяния льда в отдельные годы обусловлено частыми летними снегопадами. В среднем за лето 17 дней со снегопадом, но в одни годы их может быть 2, а в другие — 40.

Среднее суточное таяние только льда составляет 3.8 см с колебаниями от 2.4 до 6.8 см. Наиболее интенсивным периодом абляции является июль—август. В это время стаивает 93—97 % общего количества льда. Но и внутри этого периода среднее суточное таяние неодинаково. По данным 22-летних наблюдений на леднике Кара-Баткак выявлена следующая общая закономерность: в первую декаду июля стаивает по 3.1 см/сут, во вторую 3.8, затем, до второй декады августа, суточное таяние находится в пределах 3.3—3.5, уменьшаясь в третьей декаде до 2.3 см/сут (Диких, 1982). Приведенные значения характерны для участков льда, расположенных на высоте 3400 м и имеющих относительно слабую загрязненность эоловым мелкоземом, — не более 100 г/м^2.

С увеличением высоты и загрязненности интенсивность таяния изменяется. Повышенная загрязненность (200 г/м^2 и более) увеличивает таяние на 16 % в сравнении с «чистой» поверхностью. Моренный покров в зависимости от мощности может как увеличивать таяние, так и уменьшать его. При толщине морены, не превышающей 2 см, таяние увеличивается, морена слоем 5 см уменьшает абляцию на 43 %, 7 см — на 60 %, 20 см — на 75—80 %. Наибольшее распространение моренный покров имеет в концевых частях ледника, и особенно он велик на бортах ледника. Меньшее таяние под мореной способствует тому, что боковые морены возвышаются над участками льда, не закрытыми значительным слоем обломочного материала.

Изменение с высотой влияния климатических факторов приводит к различной продолжительности залегания снежного покрова на поверхности ледника и к соответствующему уменьшению слоя стаивания льда. Градиент абляции имеет временну́ю и пространственную изменчивость. В одни годы за сезон он был равен 8 см/100 м, в другие 59. Среднее многолетнее значение его равно 24 см/100 м, или 3.4 мм/100 м в сутки (Диких, 1982). Особенности пространственной изменчивости сводятся к отсутствию градиента абляции в интенсивный период таяния в интервале высот от 3300—3400 до 3600—3700 м.

Влияние экспозиции склона проявляется или в увеличении продолжительности часов солнечного сияния, и соответственно большего поступления солнечной радиации, или в благоприятных углах наклона по отношению к солнечным лучам, что также

способствует повышенному стаиванию. Первый случай характерен для ледников широтного простирания, а второй — для ледников южной экспозиции. Стаивание на ледниках западной и восточной экспозиций на 23 % больше, чем на ледниках северного простирания. Ледники южной экспозиции из-за большего стаивания расположены на 200—400 м выше ледников северной, хотя в настоящее время несмотря на значительную разность высот таяние на концах ледников одинаково.

Практический интерес для гидрологических расчетов по определению объемов ледникового стока представляют выявленные зависимости таяния льда от основных климатических факторов. Не останавливаясь на рассмотрении достоинств и недостатков выявленных зависимостей, что уже было сделано Г. Н. Голубевым (1976) и А. Н. Диких (1982), отметим, что наиболее удобной и легко реализуемой является зависимость таяния льда от температур воздуха. Обычно улучшение зависимости отмечается при удлинении расчетного периода — декада, месяц, сезон (рис. 12—14). Аналитическое выражение этих зависимостей имеет следующий вид:

$$Аб_д = 0.56T_д + 0.21, \quad (4)$$

$$Аб_м = 0.47T_м + 0.7, \quad (5)$$

$$Аб = 13.5T_{ср.\,м} + 4.0. \quad (6)$$

Здесь Аб — слой стаивания льда за расчетный период; $T_д$, $T_м$, $T_{ср.\,м}$ — средняя декадная и средняя месячная температуры и сумма положительных температур воздуха на высотном уровне, для которого рассчитывается слой стаивания, соответственно.

Используя эти формулы, а также данные распределения площадей оледенения по высотным зонам, легко рассчитать объемы талых ледниковых вод, формирующихся в летнее время в Иссык-Кульской котловине. Средняя многолетняя общая абляция с поверхности ледников составляет 910 мм.

Сравнивая абляцию и аккумуляцию, нельзя не отметить преобладание расхода над приходом, что обеспечивает устойчивый отрицательный бюджет ледника. Ежегодные расчеты бюджета массы ледника Кара-Баткак свидетельствуют о 27.7 млн. $м^3$ безвозвратно потерянных масс льда, что привело к направленному сокращению конца ледника. За 22 года наблюдений положительный бюджет отмечен только в 1958, 1964, 1967, 1971, 1972 гг. Максимальный положительный баланс составил 146 мм, а максимальный дефицит оценен в 1138 мм. Начиная с 1973 г. баланс ледника устойчиво отрицательный. Отступание конца языка за год невелико и находится в пределах 2.1—6.8 м.

В связи с сокращением ледников, их большой ролью в питании оз. Иссык-Куль и понижением его уровня важно оценить динамику колебаний ледников в текущем столетии и проанализировать водность рек.

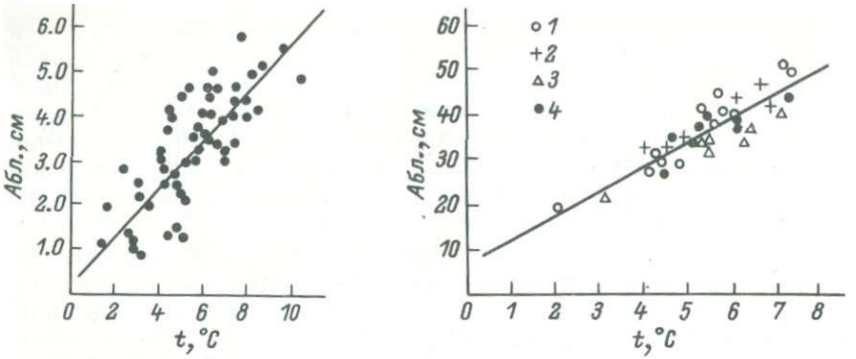


Рис. 12. Зависимость средней суточной абляции от средней суточной температуры воздуха.

Рис. 13. Зависимость средней суточной абляции от средней месячной температуры воздуха.

1 — июль 1969—1978 гг.; *2* — июль 1960—1969 гг.; *3* — август 1969—1978 гг.; *4* — август 1960—1969 гг.

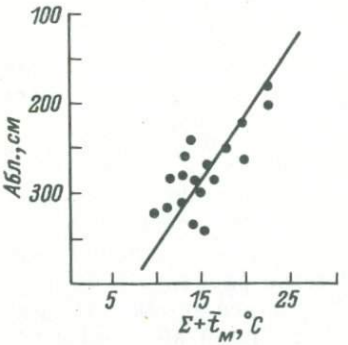


Рис. 14. Зависимость летней величины абляции от суммы положительных средних месячных температур воздуха.

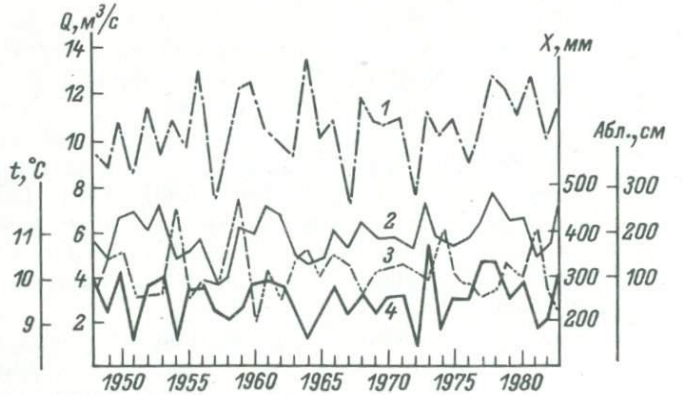


Рис. 15. Хронологический ход расходов воды р. Чонг-Кызыл-Суу, июнь—сентябрь (*1*), таяния льда (*2*), атмосферных осадков, июнь—август (*3*), температуры воздуха за летний период (*4*). 1948—1983 гг.

Колебаниям ледников Иссык-Кульской котловины уделено достаточно много внимания (Кассин, 1915; Шнитников, 1961; Забиров, Книжников, 1962; Максимов, 1966; Колебания. . ., 1974; Диких, 1977; Диких, Кузьмиченок, 1981). Проведенными исследованиями выявлена неоднозначность колебаний отдельных ледников даже при наличии общей тенденции к наступанию или сокращению. В текущем столетии ледники описываемого региона активизировались несколько раз. Наиболее крупные подвижки происходили в начале нашего века (Кассин, 1915). Вторая подвижка относится к 1928—1933 гг. (Шнитников, 1961) и третья — к концу 50-х—началу 60-х годов (Колебания. . ., 1974). Последнее десятилетие характеризуется устойчивым отступанием фронта ледников.

Активизация и регрессия оледенения хорошо согласуется с колебаниями количества осадков и температуры воздуха. С начала века выделяется три периода, отличающихся повышенным увлажнением и пониженными температурами воздуха. Все периоды совпадают по времени с периодами наступания ледников (с небольшим сдвигом на более ранние годы). Такая синхронность позволяет в дальнейшем с достаточной степенью надежности прогнозировать колебания ледников при длительном (3—5 лет) ухудшении или улучшении условий осадконакопления.

Каким же образом колебания ледников отражаются на стоке рек Иссык-Кульской котловины? Обратимся к анализу данных расходов воды р. Чонг-Кызыл-Суу. Наблюдения на этой реке проводятся с 1930 г. Накопленный ряд расходов позволяет не только определить норму стока, но и выявить временну́ю тенденцию его изменения. Учитывая, что ледниковые воды формируются в июне—сентябре, т. е. в период максимальных расходов, рассмотрим именно этот период. На рис. 15 представлен хронологический ход осредненных за июнь—сентябрь расходов воды, таяния ледника за абляционный период, осадков за июнь—август 1948—1983 гг. Межгодовые колебания всех величин значительны, но многолетнюю, явно направленную тенденцию выявить затруднительно. С некоторыми допущениями можно говорить о повышении стока в последние 6 лет. В период с 1930 по 1983 г. наиболее продолжительным по маловодности было десятилетие 1943—1952 гг.

Многоводность или маловодность года обусловлены в основном двумя факторами — температурой воздуха и осадками. Оба эти фактора связаны между собой обратной зависимостью. В годы с повышенной температурой происходит интенсивное стаивание льда и вклад талых ледниковых вод в общий сток наибольший. Увеличение осадков не всегда может привести к возрастанию водности. В данном случае это связано с пространственной особенностью стокоформирования рек Иссык-Кульской котловины. Основной зоной формирования стока является высокогорная, где формируется 80—87 % общего стока (Диких, Михайлов, 1976). В тех случаях, когда повышенное увлажнение отме-

чается в годы с температурами ниже средней многолетней, сток рек летом невелик. Вообще зависимость летнего стока от осадков слабая, коэффициент корреляции 0.07. Достаточно надежная зависимость получена между стоком и температурой воздуха, коэффициент корреляции равен 0.73. Зависимость между стоком и абляцией характеризуется коэффициентом корреляции 0.66. Обычно максимальный сток наблюдается во влажные, но теплые годы.

В настоящее время сокращение ледников пока не отражается на уменьшении стока рек. Связано это с тем, что сокращающиеся площади ледников компенсируются площадями, вовлекаемыми в интенсивное таяние за счет подъема снеговой линии. Причем подъем снеговой линии дает значительно больший прирост площадей, чем идет сокращение ледников за счет отступания фронта языка ледника.

В последние годы на ледниках, высшая отметка которых находится в пределах 4000—4300 м, сезонная снеговая линия поднимается выше этого уровня и вся поверхность льда активно участвует в формировании стока. Естественно, такой режим отрицательно сказывается на существовании ледников. Продолжительное сохранение подобных климатических условий может привести если не к полному исчезновению их в отдельных бассейнах, то к такому сокращению их площадей, при котором ледники не смогут оказывать существенного влияния на формирование стока.

Глава II

ЭЛЕМЕНТЫ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ

Направленное падение уровня оз. Иссык-Куль, отражающееся на состоянии природы и хозяйства Иссык-Кульской котловины, привлекает особое внимание исследователей. Выяснение причин этого явления возможно лишь при наличии надежных данных по водному режиму и водному балансу озера.

Водный баланс неоднократно рассчитывался и анализировался в литературе, но ряд его элементов вызывает дискуссии и в настоящее время.

В этой главе сделана попытка проанализировать состояние исследований водного баланса, а также рассмотреть ряд членов водного баланса или более детально, чем делалось раньше (уровенный режим), с несколько новых принципиальных позиций (возможность подземного стока) или более углубленно, с применением новых методов и подходов (водопотребление на орошение и испарение с водной поверхности).

2.1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОДНОГО БАЛАНСА ОЗЕРА

Все природные процессы, которые формируют водный баланс, протекают на фоне направленного векового или сверхвекового развития (Шнитников, 1979) — устойчивого понижения уровня озера, отражающегося на всех сторонах его народнохозяйственного использования. Поэтому изучение водного баланса оз. Иссык-Куль представляет огромный научный и практический интерес.

Изучение водного баланса оз. Иссык-Куль началось сравнительно недавно, с 1946 г. Гидрометеорологические наблюдения на метеостанциях и гидрологических постах дают возможность рассчитать его составляющие только за последние 30—40 лет.

Водный баланс озера суммирует вклад всех факторов (климатических, антропогенных), влияющих на состояние уровня озера, а следовательно, и на объем его водной массы.

В настоящее время имеется более 16 вариантов расчета водного баланса различных авторов. В основе этих расчетов лежит уравнение водного баланса для бессточного озера

$$x+y+y_1-z-Q\pm\Delta h=0, \quad (7)$$

где x — атмосферные осадки; y, y_1 — поверхностный и подземный приток в озеро соответственно; z — испарение с поверхности озера; Q — затраты воды на орошение; Δh — изменение уровня озера. Однако несовершенство методов измерений составляющих водного баланса является причиной появления невязок (η), что приводит к уравнению водного баланса вида:

$$x+y+y_1-z-Q\pm\Delta h=\eta. \quad (8)$$

Все известные для оз. Иссык-Куль годовые водные балансы для различных периодов расчета и не только бессточного, но и сточного озера (конец XVIII—начало XIX в.), когда наблюдался сток из озера по р. Кутемалды в р. Чу, представлены в табл. 8.

Атмосферные осадки в водных балансах изменяются от 230 до 350 мм (в 1.5 раза). К сожалению, амплитуду изменения поверхностного стока определить сложнее, так как часть авторов рассматривала поверхностный и подземный сток суммарно (Шнитников, 1973, 1977; Раткович, 1977), а Т. П. Гронская (1980б, 1983) включила в расчет поверхностного притока безвозвратные потери на орошение. Однако можно сказать, что поверхностный сток колеблется в пределах от 184 до 567 мм, т. е. в 3 раза. Еще труднее выделить пределы изменения подземного притока, который рядом авторов оценивался как незначительный. Пределы его колебания лежат от 241 до 330 мм, т. е. он изменяется в 1.4 раза. Мы не останавливаемся на рассмотрении подземного стока, оцененного в 80 мм (Зекцер, Диордиев, 1979), поскольку он рассчитан гидродинамическим методом, в то время как наблюдения на скважинах в течение ряда лет (Гидрогеология СССР, 1971) дают подземный приток 63.8 $м^3/с$, т. е. порядка 300 мм. Из табл. 8 следует, что подземный приток превышает величину поверхностного стока.

Потери влаги из озера происходят за счет испарения с водной поверхности и водозабора воды на орошение (подробнее см. разд. 2.4).

Испарение в рассчитанных водных балансах колеблется от 700 до 878 мм, т. е. в 1.3—1.2 раза (в периоды наличия стока из озера испарение составляло 600—630 мм). Следует отметить, что из всех существующих методов определения испарения с поверхности озер применялись: эмпирические формулы, данные испарителей, испарение, вычисленное как остаточный член водного баланса (табл. 9 и 10). Несмотря на то что начиная с 30-х годов основные исходные данные для расчетов одни и те же, величины испарения различны, что объясняется и совершенствованием со временем методов расчета, и появлением в последние 20 лет данных по гидрометеорологическим элементам над открытым озером.

Средняя величина испарения из всех расчетов по эмпирическим формулам составляет 821 мм, а по формуле ГГИ (Браславский —

Таблица 8

Водный баланс оз. Иссык-Куль

Элемент	З. А. Викулина (1946)		И. Д. Цигельная (1960)		А. В. Шнитников (1973)				З. А. Викулина, Т. П. Гронская, Т. Д. Кашинова, А. А. Натрус, (1974)		А. В. Шнитников, (1977, 1979)			
	1931—1943 гг.		1936—1952 гг.		многолетний				1931—1943 гг.		многолетний			
					без стока		сток из озера				без стока		сток из озера	
	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³
Осадки, x	268	1.66	251	1.56	251	1.57	300	1.92	335	2.07	250	1.57	350	2.38
Поверхностный приток, y	567	3.52	437	2.71					500	3.10				
Подземный приток, y_1	—	—	—	—	479	2.99	600	3.84	—	—	480	2.99	600	4.08
Испарение, z	865	5.37	702	4.36	702	4.37	630	4.03	865	5.36	700	4.37	600	4.08
Орошение, Q	—	—	—	—	98	0.62	270 [1]	1.73	—	—	100	0.62	350 [1]	2.38
Приращение уровня, Δh	—30	—0.19	—70	—0.43	—70	—0.43	0	0	—30	—0.19	—70	—0.43	0	0
Невязка, η	0	0	56	0.24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
η в % Σ_+	0	0	8	5.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Площадь озера F, км	6206		(6206)		6236		6400		6200		6236		6800	

Таблица 8 (*продолжение*)

Элемент	М. И. Каплинский, Л. С. Тимченко (1977)				Л. Г. Черкасов (1977)		Д. Я. Раткович (1977)		И. С. Зекцер, И. В. Диордиев (1979)		Т. П. Гронская (1980б)	
	1946—1965 гг.				гидролог. год 1972/73 г.		1946—1972 гг.		1972 г.		1946—1974 гг.	
	I вар.		V вар.									
	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³
Осадки, x	248	1.55	289	1.80	230	1.43	294	1.83	293	1.83	277	1.73
Поверхностный приток, y	194	1.21	208	1.30	184	1.15	640	3.99	494	3.09	252	1.57
Подземный приток, y_1	308	1.92	330	2.06	241	1.50			80	0.50	316	1.97
Испарение, z	787	4.91	864	5.39	731	4.56	820	5.11	840	5.25	878	5.47
Орошение, Q	—	—	—	—	—	—	107	0.67	171	1.07	—[2]	—
Приращение уровня, Δh	—37	—0.23	—37	—0.23	—85	—0.53	—37	—0.23	—140	—0.88	—30	—0.19
Невязка, η	0	0	0	0	9	0.06	44	0.27	—4	—0.02	—3	—0.02
η в % Σ_+	0	0	0	0	1.4	1.5	4.7	4.6	—0.4	—0.4	—0.4	—0.4
Площадь, F км	6236		6237		6236		6236		6250		6236	

Таблица 8 (*продолжение*)

Элемент	Г. Е. Глазырин, Я. С. Стависский, Г. Д. Шабунин (1980)		Т. П. Гронская (1983)		М. И. Кривошей, Т. П. Гронская (1985)		М. Н. Хейфец (1985, устное сообщение)	
	1946—1976 гг.		1935—1978 гг.		1935—1978 гг.		1927—1984 гг.	
	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³
Осадки, x	308	1.92	274	1.71	274	1.71	270	1.68
Поверхностный приток, y	750	4.68	522	3.26	295	1.85	250	1.56
Подземный приток, y_1					299	1.87	300	1.87
Испарение, z	875	5.46	836	5.21	836	5.23	850	5.30
Орошение, Q	234 [3]	1.46	— [2]	—	78	0.49	—	—
Приращение уровня, Δh	—43	—0.27	—50	—0.31	—50	—0.31	—50	—0.31
Невязка, η	—8	—0.05	10	0.06	4	0.02	0	0
η в $\%\Sigma_+$	—0.8	—0.8	1.3	1.2	0.5	0.4	0	0
Площадь, F км²	6236		6236		6257		6236	

[1] Сток из озера, р. Кутемалды.
[2] Безвозвратные потери учтены при расчете поверхностного притока.
[3] Рассчитано по формуле определения всех потерь: $p_i = x_i - e_i + \bar{q}k_1 - \Delta h_1$ (Глазырин и др., 1980).

Таблица 9

Испарение с поверхности оз. Иссык-Куль, рассчитанное по эмпирическим формулам

Период расчета	Формула	Испарение, мм	Источник
1931—1943	Мейера—Тихомирова (t_w — посты)	865	Викулина, 1946 г.
1931—1943	Мейера—Тихомирова (t_w — озеро)	960	То же
1936—1952	Апполова, Полякова, Руденко, Крицкого—Менкеля	702	Цигельная (1960)
1972/73	ГГИ	731	Черкасов (1975)
1946—1959	Алпатьева, Зайкова, Иванова	728	Каплинский, Тимченко (1977)
1960—1965	ГГИ (Браславского, Викулиной)	776	
1946—1965	ГГИ (Браславского, Викулиной)	743	То же
1946—1965	ГГИ (Браславского, Викулиной), 1 вариант	784	» »
1946—1965	ГГИ (Браславского, Викулиной), 5 вариантов	864	» »
1946—1972	ГГИ	820	Раткович (1977)
1946—1959	ГГИ	695	Каплинский, Косухина (1978)
1946—1959	Иванова	845	То же
1960—1965	ГГИ	782	» »
1960—1965	Иванова	909	» »
1946—1965	ГГИ	722	Каплинский, Косухина (1978)
1946—1965	Иванова	863	То же
1946—1976	Браславского—Нургалиева и ГГИ (лето)	875	Преснецова (1978)
1946—1976	ГГИ	726	То же
1946—1976	Рейзвиха	758	» »
1946—1976	Мочалова—Лаптева	850	» »
1946—1976	Браславского—Нургалиева	957	» »
1946—1974	ГГИ—региональная	870	Гронская, Фуксова (1980)
1946—1974	Рымши—Донченко	884	То же
1946—1974	Браславского—Нургалиева	886	» »
1935—1978	Среднее (ГГИ—региональная, водный и тепловой балансы)	836	Гронская (1983)
1973—1981	ГГИ—региональная	856	Кривошей (1985, устное сообщение)
1974—1983	ГГИ	850	Шабунин (1984)
1927—1984	Мейера—Тихомирова	850	Хейфец (1985, устное сообщение)

Таблица 10

Испарение с поверхности оз. Иссык-Куль, рассчитанное как остаточный член водного баланса и полученное по испарителям

Период расчета	Метод	Испарение, мм	Источник
1914	Остаточный член водного баланса	1015	Кузнецов-Угамский (1931)
Многолетний	То же	700	Шнитников (1977)
1972	» »	840	Зекцер, Диордиев (1979)
1946—1974	» »	878	Гронская, Фуксова (1980)
1946—1972	Испаритель (Пржевальск)	732	Каплинский (1974)
1972/73	Испарители ГГИ-3000 (три)	943	Черкасов (1977)
1973—1982	Испаритель ГГИ-3000 (зима по Мейеру—Тихомирову; Чолпон-Ата и Тамга)	1080	Смирнова

Викулина и региональная формула) 863 мм. Вычисленное как остаточный член водного баланса испарение колеблется от 700 до 1015 мм, т. е. в 1.5 раза. Испарение, рассчитанное нами методом теплового баланса (подробнее см. разд. 2.5.), который обычно несколько завышает величину испарения, составило в среднем за год (1973—1982 гг.) 973 мм. Этим методом считали испарение Т. П. Гронская и Т. В. Фуксова (1980). За 1977—1978 гг. оно составило 880 мм, что на 10 % меньше, чем по нашему расчету. Возможно, сыграло роль то, что при расчете радиационного баланса по формуле М. П. Тимофеева и Т. В. Кирилловой в последнем члене поправка на большие озера $\Delta e'$ принимается за разность между упругостью насыщения над озером по температуре поверхности воды и упругостью водяного пара на береговой станции, в то время как это разность абсолютной влажности в озере и на береговой метеостанции.

Испарение по испарителю ГГИ-3000 колеблется в тех же пределах (в 1.5 раза). Испарение с водной поверхности оз. Иссык-Куль, полученное по зависимости $E_w = f(E)$, где E — испарение с суши, свидетельствует о его большой изменчивости — 700—1100 мм (Адаменко, 1985).

Потери воды на орошение впервые учтены в водном балансе, составленном А. В. Шнитниковым в 1973 г., хотя уже у И. Д. Цигельной (1960) было отмечено, что невязка баланса 56 мм может быть объяснена забором воды на бытовые и промышленные нужды, которые пока определить трудно. Такое допущение не корректно, так как в невязку вошли и подземная составляющая, и ошибка в определении других составляющих. Безвозвратные потери воды на орошение в известных водных балансах (табл. 8) колеблются от 78 до 171 мм, т. е. в 2.2 раза. В водном балансе, составленном Г. Е. Глазыриным с соавторами (1980), в «орошение» включены все возможные потери из озера.

Впервые водный баланс оз. Иссык-Куль был составлен З. А. Викулиной в 1946 г. и уточнен ею с соавторами в 1974 г. (Викулина

и др., 1974). В первом, приближенном водном балансе не учитывался подземный приток, который предполагался незначительным. Поверхностный сток оценивался только по 15 гидростворам (впадает 118 рек), а модуль стока в трех районах считался постоянным. Атмосферные осадки на акватории озера и в береговой зоне принимались равными. Испарение было рассчитано по данным двух береговых станций. Однако, несмотря на все допущения, первый водный баланс дает верное представление о соотношении элементов в нем. Испарение, полученное по простой эмпирической формуле, очень близко к значениям, рассчитанным в последние годы.

Подход И. Д. Цигельной (1960) к расчету водного баланса мало отличается от подхода З. А. Викулиной. Появились новые данные, другие формулы расчета и периоды. В эти годы на полив уже затрачивалось 42 мм/год. М. Н. Хейфец (1964) считает, что в водном балансе И. Д. Цигельной занижено испарение и завышен забор воды на бытовые нужды.

Водные балансы, приведенные А. В. Шнитниковым (1973, 1977, 1979), отражают состояние озера при отсутствии и при наличии стока из него. В основе их лежат те же величины составляющих, что и у И. Д. Цигельной, только в расходной части баланса (98 мм) присутствуют потери воды на орошение (42 мм) и на хозяйственные и бытовые нужды (56 мм). А. В. Шнитников (1979) писал, что составленный им водный баланс имеет чисто принципиальный характер. Среди надежных водных балансов им названы балансы М. И. Каплинского и Л. С. Тимченко (1977).

Как впервые показал М. И. Каплинский (1974; Каплинский, Тимченко, 1977; Каплинский, Косухина, 1978), в структуре многолетнего водного баланса подземный приток составляет 30 % суммы приходных элементов баланса. Авторами расчленен поверхностный и подземный приток, а величина последнего определена по решению уравнения водного баланса грунтовых вод приозерной части Иссык-Кульской котловины. Она согласуется с более поздними расчетами этой составляющей (Гронская, 1980б; Кривошей, Гронская, 1985; Хейфец, устное сообщение 1985) и с данными гидрогеологов — 63.8 $м^3/с$ (Гидрогеология СССР, 1971).

Водный баланс озера М. И. Каплинский и Л. С. Тимченко увязали с водным балансом бассейна в целом и с балансом зон формирования и рассеивания поверхностного стока. Испарение в этих балансах, рассчитанное для трех периодов 1946—1959, 1946—1965 и 1960—1965 гг. изменяется от 728—743 до 864 мм (табл. 9), рассчитанное по четырем вариантам для периода 1960—1965 гг. — 698—790 мм и для 1946—1959 гг. — 695—728 мм, по пяти вариантам для 1946—1965 гг. — 743—864 мм (Каплинский и др., 1977, 1978). По формуле Иванова величины испарения за эти же периоды значительно выше (табл. 9).

Л. Г. Черкасовым (1977) впервые был составлен водный баланс за гидрологический год. Падение уровня за этот год совпало с засушливым периодом и поэтому оказалось в 2 раза больше

средних многолетних темпов его падения. Следует заметить, что методы измерения и расчета составляющих водного баланса оз. Иссык-Куль вряд ли дают надежные балансы за короткое время.

Д. Я. Раткович (1977) использовал составляющие водного баланса Киргизгипроводхоза (С. А. Преснецова, Ю. С. Якиманский). Безвозвратные потери, приведенные им, завышены, что следует из более поздних расчетов (Гронская, 1983), а также из анализа, выполненного А. И. Давыдовой (см. разд. 2.4). К этому времени уже появились наблюдения на постоянных вертикалях в озере, регулярные гидрологические разрезы и т. д. К 1972 г. относится водный баланс И. С. Зекцера и И. В. Диордиева (1979). Авторы выделили подземный приток, который значительно занижен (Гидрогеология СССР, 1971). Ошибки этого баланса проанализированы Т. П. Гронской (1980б).

За последние пять лет появилось 5 вариантов водных балансов, с нашей точки зрения, наиболее обоснованным из них является водный баланс, составленный в Государственном гидрологическом институте (Гронская, 1980б; Гронская, 1983; Кривошей, Гронская, 1985). В этом балансе использованы новые подходы к определению составляющих, детально исследовано формирование поверхностного стока и его трансформация на приозерной равнине, выделена подземная составляющая, учтена депрессия атмосферных осадков, исследованы безвозвратные потери и оценено испарение по четырем независимым методам.

Нетрадиционный подход к составлению водного баланса предпринят коллективом авторов (Глазырин и др. 1980). Количество осадков и испарение они заимствовали из работы С. А. Преснецовой (1978), сток рассчитали по модульным коэффициентам. Ими установлена малая точность исходных данных, а также показано, что общие потери растут медленно. С помощью их предложений появляется возможность находить неизвестные параметры в уравнении водного баланса: средний суммарный приток в озеро, подземный приток, потери влаги из озера.

За короткий период (1931—1984 гг.) исследований водного баланса выявить закономерности его изменения не представляется возможным. Каждый водный баланс содержит неточности, возникающие вследствие того, что все его элементы (кроме изменения уровня) получены расчетными методами с привлечением различных коэффициентов и поправок. Сравнение балансов затруднено и в силу того, что в основе их лежат различные объемы исходной информации и различные методы расчета. Удлинение рядов наблюдений и увеличение количества станций отнюдь не всегда улучшает результаты. Ряды наблюдений должны соответствовать одной и той же фазе водности, а станции должны быть репрезентативными.

Кроме того, все расчеты составляющих водного баланса для Иссык-Кульской котловины осложнены еще и ее орографическими особенностями.

Оценивая водные балансы, можно прийти к выводу, что дальнейшее совершенствование их исследований должно вестись в следующих направлениях:

1) исследование процессов формирования стока рек с ледниково-снежным питанием и уточнение поверхностного притока в зоне ниже гидропостов (только 10—15 водомерных постов расположено в устьях рек); 2) проведение гидрографических исследований береговой зоны в различные сезоны года для установления общего числа действующих водотоков, так как имеет место недоучет притока с неизученных территорий; 3) выяснение выноса влаги из котловины путем проведения аэрологических наблюдений, которые дадут возможность рассчитать этот вынос; 4) выяснение роли росы и конденсации в котловине в потерях влаги с поверхности озера; 5) уточнение потерь на орошение (в настоящее время утверждается мнение, что падение уровня воды в озере на 20 % происходит за счет забора воды на орошение); 6) развитие наблюдений за гидрометеорологическими элементами в открытом озере и изучение приводного слоя, что позволит уточнить величины испарения; 7) исследование влияния орошения на осадки и испарение; 8) исследование гидрогеологической замкнутости котловины особенно в ее восточной части; 9) изучение изменений элементов климата во времени (Курдин, 1973).

2.2. УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Колебания уровня оз. Иссык-Куль — один из важнейших элементов водного баланса, поэтому необходимо получить правильное и достаточно надежное представление об уровенном режиме этого озера.

Систематические наблюдения за уровнем воды оз. Иссык-Куль были начаты в 1927 г. на водомерном посту Рыбачье. К 1936 г. на озере было открыто пять водомерных постов, из которых в настоящее время действуют только два — Рыбачье и Тамга. Начиная с 1958 г. наблюдения за уровнем воды озера ведутся на шести постоянно действующих водомерных постах, расположенных вокруг озера (рис. 16).

Разное количество водомерных постов, различные способы определения среднего уровня озера, использование при его расчете плохо проверенных, ошибочных данных наблюдений привели к расхождению в годовых значениях уровня воды оз. Иссык-Куль, полученных разными авторами (Гронская, 1983; Романовский, 1979). Анализ исходных данных показал, что в отдельные месяцы уровни воды по одному посту заметно отличаются от уровней по другим постам, что свидетельствует об ошибках в наблюдениях, обусловленных, по-видимому, смещением сваи водомерного поста. Так, явно ошибочны данные по уровню воды на водомерном посту



Рис. 16. Схема расположения гидрометеорологических станций (*1*), водомерных постов и постоянных вертикалей (*2*) на оз. Иссык-Куль.

Цифры у точек и в скобках — номера вертикалей; в кружках — площадь зоны (%). Римские цифры — номера зон.

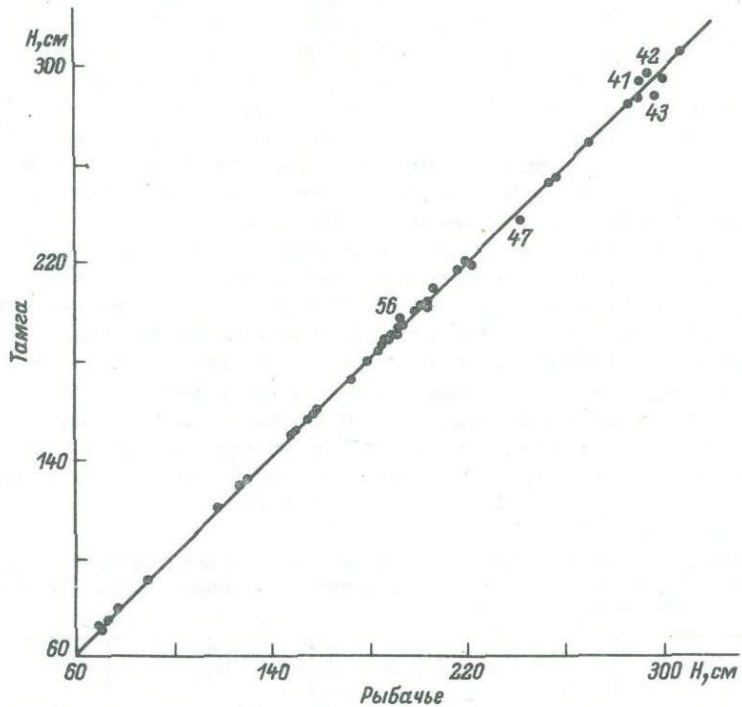


Рис. 17. График связи средних годовых уровней воды оз. Иссык-Куль по постам Тамга и Рыбачье. 1936—1983 гг.

Цифры у точек — годы с ошибками в наблюдениях.

Рыбачье за 1941—1943 и 1956 гг. Для корректировки данных использовались графики связи средних месячных и годовых уровней с соседними постами. Пример таких связей приведен на рис. 17.

Исходя из полученных материалов, средний уровень оз. Иссык-Куль можно вычислить двумя способами: с 1936 по 1983 г. по двум водомерным постам Рыбачье и Тамга, а с 1960 г. по настоящее время — по шести постам.

Для выявления наиболее надежных данных об уровенном режиме были рассчитаны средние месячные и годовые значения уровня оз. Иссык-Куль за период с 1960 по 1980 г., как средние из двух и средние из шести постов. Результаты расчета показали, что многолетние средние месячные и годовые значения уровней воды озера, вычисленные двумя способами, полностью совпали между собой. Отклонения средних месячных уровней воды по каждому из шести постов от среднего уровня озера за период с 1960 по 1980 г. не превышали ± 1 см, что находится в пределах точности измерения уровня воды озера (табл. 11).

Таким образом, оба способа вычисления среднего уровня оз. Иссык-Куль являются одинаково надежными.

Для характеристики уровенного режима оз. Иссык-Куль средние месячные и годовые уровни были рассчитаны нами как средние значения из показаний двух водомерных постов Рыбачье и Тамга.

Многолетние колебания уровня воды рассмотрены нами за период с 1927 по 1983 г., т. е. за весь период инструментальных наблюдений. Годовые уровни на водомерном посту Тамга за период с 1927 по 1935 г. были восстановлены по графику связи с уровнями на водомерном посту Рыбачье (рис. 17).

Как видно из рис. 18, в многолетнем ходе уровня оз. Иссык-Куль отмечается тенденция к вековому снижению, что является следствием развития регрессивной фазы общей увлажненности Средней Азии и Казахстана (Шнитников, 1979). На фоне направленного снижения уровня хорошо выражена внутривековая изменчивость в виде фаз подъема и спада уровня, которые образуют циклы длительностью от 11 до 18 лет по максимумам и от 11 до 15 лет по минимумам. Колебаниям уровня оз. Иссык-Куль свойственна цикличность и более высокого ранга, порядка 50 лет

Таблица 11

Средние отклонения (см) средних месячных значений уровней воды озера по отдельным постам от средних значений уровней озера, вычисленных по 6 постам за 1960—1980 гг.

Пост	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Рыбачье	−1	−1	0	−1	−1	−1	0	0	−1	−2	−1	−1	−1
Сухой Хребет	−1	0	0	−1	0	−1	0	0	0	0	−1	−1	0
Тамга	+1	+1	0	0	0	0	0	+1	+1	+1	0	+1	+1
Тон	+1	0	0	0	0	−1	0	+1	+1	+1	0	0	0
Чолпон-Ата	+1	+1	+1	0	0	0	+1	+1	+1	+1	+1	+1	+1
Григорьевка	+1	0	0	0	0	0	0	0	+1	0	0	0	0

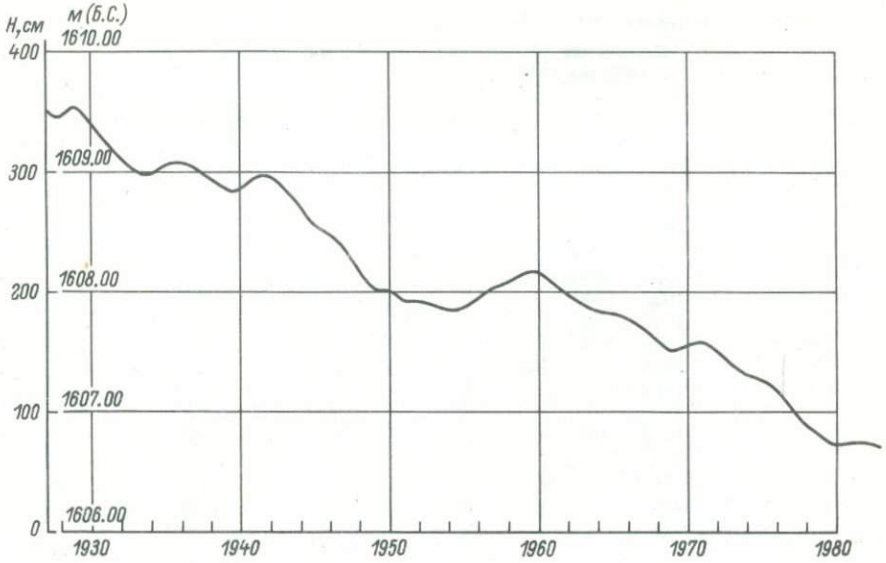


Рис. 18. Многолетний ход уровня оз. Иссык-Куль.

(Ключарев, 1973). Однако имеющийся ряд наблюдений не позволяет оценить нам цикличность подобного рода.

За период инструментальных наблюдений отмечалось несколько многоводных периодов, когда уровень воды в озере повышался. Это были 1929, 1935—1936, 1941—1942, 1956—1960, 1970—1971 и 1981—1982 гг. Наиболее продолжительный подъем уровня воды в озере наблюдался в 1956—1960 гг. Высокое увлажнение в бассейне озера в течение ряда лет (1954, 1956, 1958 гг.), а также значительные по объему половодья в 1956 и 1959 гг., вызванные повышенными снегозапасами и высокими температурами воздуха в период снеготаяния, способствовали устойчивому повышению уровня воды в озере. За пять лет уровень воды повысился на 32 см. Такое же устойчивое повышение уровня воды, как отмечает Ю. П. Ключарев (1973), имело место и в 1902—1909 гг. Подъему уровня в 1956—1960 гг. предшествовал наиболее продолжительный спад его в 1943—1955 гг., когда уровень воды в озере понизился на 110 см. Такой интенсивный спад уровня был вызван резким понижением количества атмосферных осадков в бассейне и повышением температуры воздуха (см. разд. 1.4).

Фазы подъема уровня характеризуются меньшей продолжительностью и интенсивностью, чем фазы спада. Так, средняя продолжительность подъема уровня составляет 2 года со средней интенсивностью 5 см в год, средняя продолжительность спада уровня 8 лет со средней интенсивностью 9 см в год (табл. 12).

За период инструментальных наблюдений максимальная интенсивность спада наблюдалась в 1948 г., когда уровень воды в озере

Таблица 12

Изменение уровня воды оз. Иссык-Куль за период с 1927 по 1983 г.

Период	Число лет		Изменение уровня, см
	спад	подъем	
. . . —1928	?		—3
1929		1	+8
1930—1934	5		—56
1935—1936		2	+9
1937—1940	4		—22
1941—1942		2	+12
1943—1955	13		—110
1956—1960		5	+32
1961—1969	9		—68
1970—1971		2	+8
1972—1980	9		—87
1981—1982		2	+2
1983—. . .	?		—3
Сумма	(40)	14	—278
Среднее	8	2	—5.0

понизился на 20 см по сравнению с предыдущим годом. Максимальная интенсивность подъема (9 см) наблюдалась в 1956 г. Общее понижение уровня за период с 1927 по 1983 г. составило 278 см при средней интенсивности падения 5 см в год.

Средний годовой уровень воды оз. Иссык-Куль за период инструментальных наблюдений с 1927 по 1983 г. составил 212 см над «0» графика (1608.12 м Б. С.), наибольший — 354 см (1609.54 м Б. С.) наблюдался в 1929 г., наименьший 71 см (1606.71 м Б. С.) — в 1983 г. Многолетняя амплитуда колебаний средних годовых уровней равна 283 см.

Известно, что колебания уровня бессточного озера являются интегральным показателем увлажненности его бассейна. Зависимость многолетних колебаний уровня оз. Иссык-Куль от гидрометеорологических элементов была подробно проанализирована М. Н. Хейфецем (см. разд. 2.6), который показал, что уровень

Таблица 13

Внутригодовые колебания уровня воды (см) оз. Иссык-Куль в различные фазы водности

Период	Число лет	Фаза водности	I	II	III	IV	V	VI
1941—1942	2	Подъем	286	284	284	290	294	300
1943—1955	13	Спад	218	216	215	217	221	226
1956—1960	5	Подъем	201	199	197	199	203	210
1961—1969	9	Спад	176	174	174	177	181	186
1970—1971	2	Подъем	152	149	147	150	155	159
1972—1980	9	Спад	111	108	108	110	114	117
1981—1982	2	Подъем	68	66	65	67	71	75

озера адекватно реагирует на колебания атмосферных осадков в бассейне, выраженных в виде интегрально-разностной кривой со сглаживанием по трехлетиям, т. е. уровень оз. Иссык-Куль понижается в соответствии с понижением увлажнения в его бассейне.

Анализ колебаний климата Иссык-Кульской котловины, выполненный А. М. Сморяковой (см. разд. 1.4), также подтверждает этот вывод.

Таким образом, уровень озера имеет заметно выраженную тенденцию к понижению и характеризуется снижением средних годовых значений уровня, а также максимумов многоводных фаз и минимумов маловодных. Следовательно, каждая последующая фаза внутривековой изменчивости развивается на все более низком уровне, на фоне снижающейся увлажненности бассейна оз. Иссык-Куль (табл. 13; рис. 18, 19).

Годовой ход уровня озера зависит от соотношения основных элементов водного баланса, т. е. от притока воды в озеро и испарения с водной поверхности, которые в свою очередь определяются процессами накопления и таяния снега и льда в горах, а также процессами расходования влаги на испарение.

Годовой ход уровня воды оз. Иссык-Куль, осредненный за период с 1936 по 1983 г., представлен на рис. 19. Он характеризуется весенне-летним подъемом уровня и постепенным спадом его в осенне-зимний период.

Средняя амплитуда годового уровня за рассматриваемый период составила 21 см, с колебаниями от 10 см (1982 г.) до 42 см (1956 г.). Подъем уровня весной начинается обычно во второй половине апреля вслед за весенним половодьем на реках, вызванным таянием сезонных снегов, и продолжается до августа—сентября вследствие интенсивного поступления поверхностных вод за счет таяния ледников. Максимальных значений уровень воды оз. Иссык-Куль чаще всего достигает в августе (24 случая из 48) и в сентябре (13 случаев). Значительно реже наибольший уровень наблюдается в июле (6 случаев) и в июне (5 случаев). Высота весенне-летнего подъема в среднем за многолетний период

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Максимум	Минимум
304	309	307	300	295	293	296	309 (VIII)	284 (III)
229	231	230	225	219	213	222	231 (VIII)	213 (XII)
215	221	223	218	212	209	209	223 (IX)	197 (III)
188	191	189	183	178	174	181	191 (VIII)	174 (XII)
164	167	167	162	158	155	157	167 (VIII—IX)	147 (III)
119	120	117	112	107	104	112	120 (VIII)	104 (XII)
80	83	83	80	76	72	74	83 (VIII—IX)	65 (III)

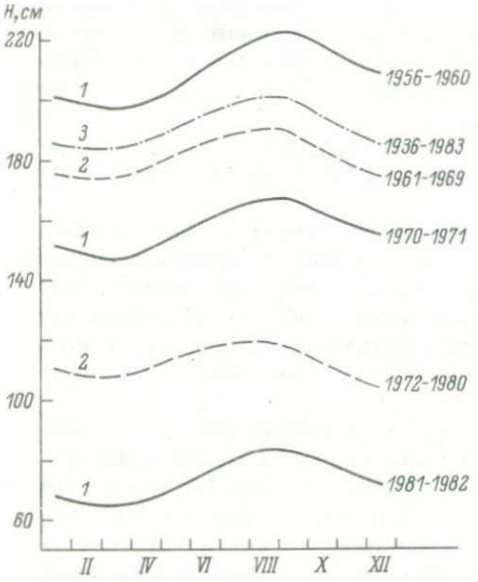


Рис. 19. Внутригодовой ход уровня воды оз. Иссык-Куль в фазы подъема (*1*), спада (*2*) и среднего за период 1936—1983 гг. (*3*).

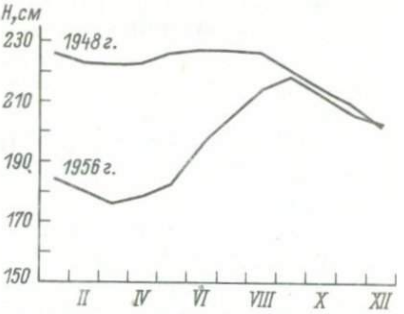


Рис. 20. Внутригодовой ход уровня воды оз. Иссык-Куль за характерные годы.

составляет 17 см с колебаниями в отдельные годы от 5 (1948 г.) до 42 см (1956 г.). Затем начинается спад уровня, связанный с возрастанием потерь на испарение и уменьшением притока, который наблюдается в течение всей зимы вплоть до предвесеннего минимума. За осенне-зимний период (с ноября по март) уровень воды в озере понижается в среднем на 11 см. Наибольшее понижение уровня озера (17 см) отмечалось в зимы 1944/45 и 1968/69 гг., наименьшее (6 см) — в зимы 1958/59, 1964/65, 1974/75, 1975/76 гг. Минимальные годовые уровни наблюдаются зимой, когда речной сток формируется в основном грунтовыми водами, и приходятся в большинстве случаев на март и декабрь. Внутригодовое распределение уровней существенно меняется в зависимости от водности года и от фазы многолетних колебаний (рис. 20). В фазе спада в маловодном 1948 г. весенне-летний подъем уровня почти совсем не выражен и составил всего 5 см. Наибольший средний месячный уровень наблюдался в июне — июле. В осенне-зимний период происходил резкий спад уровня воды вследствие истощения запасов подземных вод. Уровень воды понизился к концу года на 25 см, а по сравнению с предыдущим годом — на 20 см. Это было максимальное понижение уровня за весь рассматриваемый период.

В многоводные годы картина меняется. 1956 г. характеризовался повышенными снегозапасами и высокими температурами воздуха в теплый период, в результате чего происходило интенсивное таяние снега и льда в горах, способствующее формированию высоких объемов половодий. С апреля по сентябрь происходил

непрерывный подъем уровня воды. Высота подъема составила 42 см против 5 см в маловодном 1948 г. Наибольший средний месячный уровень наблюдался в сентябре, наименьший — в марте. Годовая амплитуда (42 см) — наибольшая за весь рассматриваемый период. К концу года уровень воды в озере занимал относительно высокое положение за счет обильного притока подземных вод, формирующих речной сток в этот период.

Из приведенного выше анализа следует, что внутригодовой ход уровня оз. Иссык-Куль существенно меняется в различные годы, поэтому его следует рассматривать по группам лет в зависимости от фазы многолетних колебаний. И действительно, в фазе подъема (табл. 13, рис. 19) наибольший средний месячный уровень наблюдается, как правило, в сентябре, наименьший — в марте. В фазе спада наибольший уровень приходится на август, наименьший — на декабрь. Амплитуда колебаний годового уровня в фазе подъема больше, чем в фазе спада. Так, амплитуда колебаний в фазе наиболее выраженного подъема уровня (1956—1960 гг.) составила 26 см, в фазе наибольшего спада уровня (1943—1955 гг.) — 18 см (табл. 13).

2.3. О ВЕРОЯТНОСТИ ПОДЗЕМНОГО СТОКА ИЗ оз. ИССЫК-КУЛЬ

Для уточнения причин снижения уровня оз. Иссык-Куль Институтом озероведения АН СССР были предприняты специальные полевые исследования с целью выяснения возможности оттока вод (фильтрации) из озера подземным путем в долину р. Чу. Был использован гидрохимический метод, основанный на коренном, генетическом различии в ионном составе и минерализации озерных и речных вод. В озерных водах преобладающими ионами являются Cl^- и Na^+, в речных — HCO_3^- и Ca^{2+}; минерализация озерных в среднем в 15—20 раз выше, чем речных, а абсолютное содержание хлора почти в 100 раз превышает его содержание в р. Чу. Гидрохимический метод особенно применим для рек ледникового питания, так как для них характерно незначительное и практически постоянное содержание хлор-иона (Видинеева, Тимошенко, 1978).

Ионы хлора обладают очень высокой миграционной способностью (принятой Б. Б. Полыновым (1944) за 100 %), которая зависит от строения атома и его размера (Самарина, 1977). Они не усваиваются растениями и бактериями и не образуют слаборастворимых соединений (Алекин, 1970). Именно эти свойства хлора придают ему характер геохимического индикатора, а высокое содержание этого иона в озере позволяет использовать его для определения мест возможной разгрузки фильтрационных вод в р. Чу.

Возможность глубокой фильтрации из Иссык-Кульской котловины в западном направлении в Чуйскую впадину в районе Боомского ущелья допустима в силу различия их гипсометрического

положения. Разность между отметкой уровня оз. Иссык-Куль и отметкой русла р. Чу составляет 318 м у Семеновского моста, на выходе р. Чу из Боомского ущелья, и 946 м у гидропоста Милянфан. Средняя глубина озера равна 278 м, максимальная — 668 м (Кодяев, 1973). Таким образом, уже на выходе р. Чу из Боомского ущелья врез ее долины на 40 м превышает среднюю глубину озера, а у гидропоста Милянфан на 278 м его максимальную глубину.

При условии, что р. Чу является естественной региональной дреной, в нее неизбежно вместе с грунтовыми и подземными водами должны попасть и воды фильтрации из оз. Иссык-Куль, если они есть. Обнаружить их можно по изменению ионного состава речных вод и главным образом по содержанию иона Cl^-. Наиболее благоприятное для этого время — периоды межени — в марте, когда минимальным является и поверхностный и подземный сток р. Чу, и в октябре, когда поверхностный сток минимальный, а подземный — максимальный (Цигельная, 1973). Кроме того, в эти периоды поверхностный сток по р. Чу полностью перекрывается Орто-Токойским водохранилищем. Именно к этому времени (март и октябрь 1981 и 1982 гг.) был приурочен отбор проб воды на основной ионный состав в р. Чу от места ее образования в с. Кочкорка (чтобы знать исходный ионный состав речных вод) и далее вниз по Чуйской долине, в точках, где по геологическому строению возможно выклинивание подземных вод и вод фильтрации, а также в устьях притоков и непосредственно ниже их впадения, чтобы выявить и исключить влияние «боковых» вод.

Пункты отбора проб воды и данные химического анализа показаны на рис. 21—23 в виде диаграмм ионного состава, где длина каждого координатного луча пропорциональна содержанию соответствующего иона в мг-экв (Форш, 1973, 1976). Все диаграммы построены в едином масштабе (мг-экв) по р. Чу и ее притокам, что позволяет сразу оценить не только соотношение ионов в воде, ее состав, но и общую минерализацию. Кроме того, общая минерализация ($\Sigma_и$) дана в цифрах около каждой точки и выражена в г/л и мг-экв (для оз. Иссык-Куль масштаб диаграммы уменьшен в 15 раз из-за большого различия в минерализации озерных и речных вод).

В качестве гидрохимического фона были использованы данные, относящиеся к августу 1981 г. (рис. 21), при максимальном стоке реки (максимальный ледниковый сток и максимальные попуски воды из Орто-Токойского водохранилища), которые показывают, что на всем рассматриваемом участке течет одна и та же вода с одинаковым ионным составом и минерализацией, о чем свидетельствуют почти одинаковая форма и размер звездообразных диаграмм.

Наблюдения в октябре 1981 г. (рис. 22), а также в марте 1982 г. (рис. 23) дают картину ионного состава и минерализации воды при минимальном поверхностном стоке. В эти периоды ниже

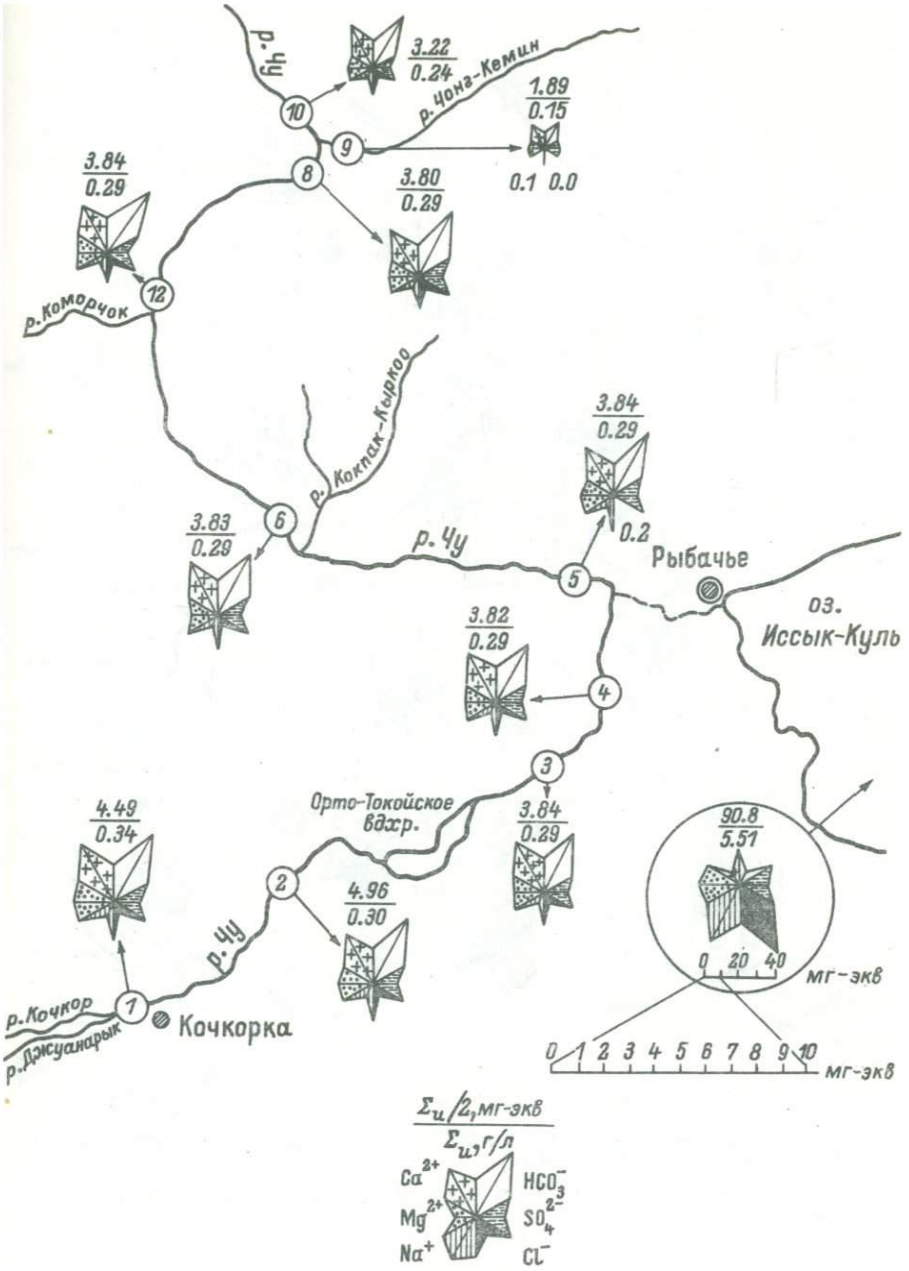


Рис. 21. Ионный состав воды р. Чу в период максимального поверхностного стока (20 августа 1981 г.) и вод Рыбачинского залива оз. Иссык-Куль.

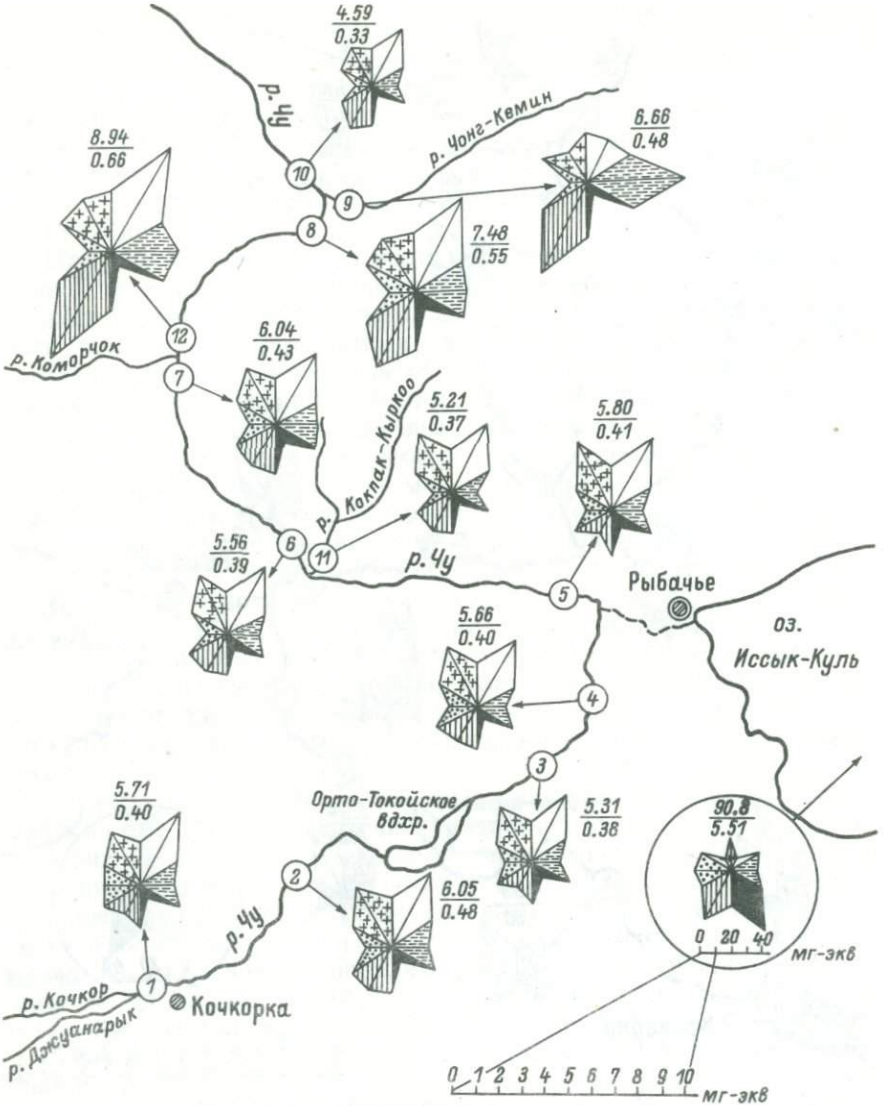


Рис. 22. Ионный состав воды р. Чу и боковых притоков в период минимального осеннего стока (25 октября 1981 г.).

Условные обозначения те же, что и на рис. 21.

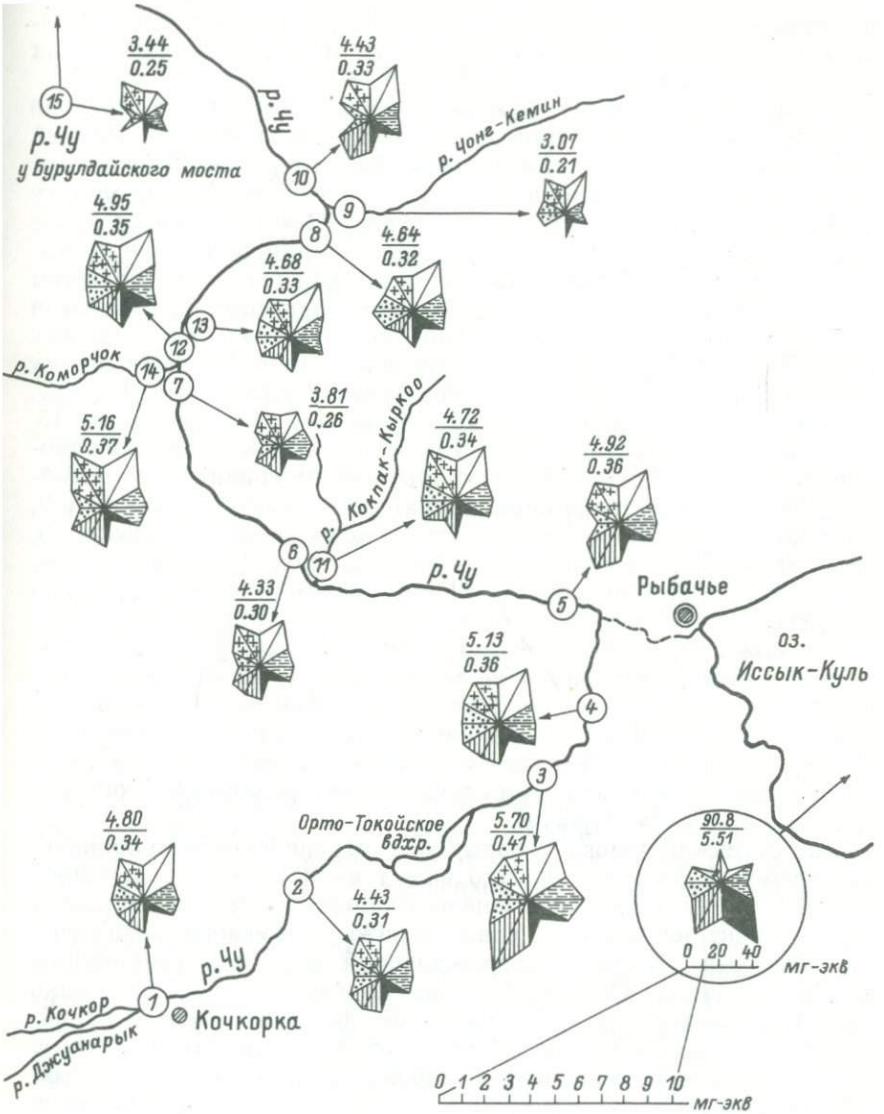


Рис. 23. Ионный состав воды р. Чу и боковых притоков в период минимального весеннего стока (20 марта 1982 г.).

Условные обозначения те же, что и на рис. 21.

плотины в точке 3 (рис. 22, 23) в практически сухом русле наблюдалось лишь немного фильтрационных вод из водохранилища (отдельные плесы).

Ниже по долине р. Чу, по мере ее вреза, река получает питание за счет грунтовых вод (родников) и боковых притоков. Разный характер питания реки отражается на форме и размерах диаграмм ионного состава, что хорошо видно из сравнения данных по августу и октябрю 1981 г. (рис. 21, 22). На рис. 22 хорошо видно какое именно боковое питание получает река. Например, влияние р. Коморчок, несущей в октябре 1981 г. после дождей воду с большим количеством взвесей (за счет размывания третичных красноцветов в ее долине) и более минерализованную, чем воды р. Чу, сказалось в точках 12 и 8. То же самое относится к р. Чонг-Кемин, крупному правому притоку р. Чу, несущей слабоминерализованную воду, влияние которой хорошо заметно в точке 10 и отчасти в точке 15.

Данные наблюдений в марте 1982 г. показывают бóльшее однообразие состава воды р. Чу и ее притоков по сравнению с октябрем 1981 г., что вызвано иным характером питания (точки 14 и 9, рис. 23). Сходство ионного состава воды родника (точка 13, рис. 23) со средним составом речной воды свидетельствует о том, что в период межени сток р. Чу формируется за счет бокового выклинивания грунтовых вод — родников и подрусловых вод.

Возможность глубокой фильтрации из Иссык-Кульской в Чуйскую впадину определяется не только разностью их гипсометрического положения, но и геологическим строением и тектоникой пути предполагаемого подземного стока. Как было показано в разд. 1.2, с запада Иссык-Кульская мегасинклиналь замкнута новейшими антиклинальными структурами и разломами и ограничена Караташским порогом.

Караташский порог — первый участок, где возможно проявление глубокой фильтрации. Это выход на поверхность в районе поворота р. Чу в Боомское ущелье скальных интрузивных пород (граносиенит-порфиров и граносиенитов пермского возраста), своеобразный «замок», преграждающий путь фильтрационным водам на запад. Эти породы, по данным П. Г. Григоренко (1979), обладают весьма слабыми фильтрационными свойствами — от 0.05—0.07 до 0.009 м/сут. В результате подземные воды четвертичных и третичных отложений западной части Иссык-Кульской впадины так же, как и предполагаемые фильтрационные воды, упираясь в Караташский порог, должны выклиниваться на поверхность, в русло р. Чу (точки 5 и 6), и только незначительная часть этих вод может уходить в сторону Чуйской впадины, просачиваясь по трещинам в скальных породах (Мандычев, Суюнбаев, 1981). В этих точках (рис. 22, 23) изменений ионного состава не наблюдается. То же самое относится к содержанию хлориона (табл. 14).

Второй участок возможной разгрузки и выклинивания фильтрационных вод — район тектонических нарушений по Кеминскому

Таблица 14

Содержание хлор-иона (мг/л) в воде р. Чу и ее боковых притоках и в Рыбачинском заливе оз. Иссык-Куль

№ точек	Место отбора пробы	1981 г.		1982 г.	
		август	октябрь	март	октябрь
1	Чу в с. Кочкорка	12.4	22.7	19.5	19.3
2	Чу выше Орто-Токойского вдхр.	10.6	23.4	24.8	24.1
3	Чу ниже Орто-Токойского вдхр.	10.6	28.7	26.6	33.0
4	Чу против г. Боз-Бармак	11.0	25.5	24.8	31.0
5	Чу у поворота в Боомское ущелье	11.3	26.9	21.3	25.5
6	Чу ниже устья р. Кокпак-Кыркоо	11.3	26.9	21.3	25.5
7	Чу выше устья р. Коморчок	—	22.7	24.8	24.8
8	Чу, г/п Терек-Джон	11.0	22.7	23.0	22.0
9	Чонг-Кемин (боковой приток)	1.8	12.6	12.4	9.6
10	Чу, Семеновский мост	8.9	14.9	14.2	15.8
11	Кокпак-Кыркоо (боковой приток)	—	16.3	16.0	13.1
12	Чу ниже устья р. Коморчок	11.3	24.1	26.6	26.1
13	Родник (боковой приток)	—	24.1	24.8	22.7
14	Коморчок (боковой приток)	—	—	14.2	—
15	Чу у Бурулдайского моста	—	—	14.2	14.4
16	Чу, г/п Милянфан	—	15.6	16.3	—
	Оз. Иссык-Куль, Рыбачинский залив	2016.0	—	—	—

разлому непосредственно выше впадения в Чу р. Чонг-Кемин (точка 8 у гидропоста Терек-Джон). Это участок молодой долины р. Чу без аллювия — молодой эрозионный врез (Федорович, 1931). Здесь подрусловые воды р. Чу неизбежно должны выклиниваться в русло.

Кроме того, Кеминский разлом тектонически активен и в настоящее время, о чем свидетельствуют разрушительные землетрясения 1911 и 1938 гг. Тектоническая активность района в месте слияния Чу и р. Чонг-Кемин должна способствовать разгрузке глубоких подземных вод, в том числе и вод предполагаемой фильтрации, циркулирующих по трещинам скальных палеозойских пород. Выклинивание этих вод можно было бы ожидать в точке 10, но они не были здесь обнаружены ни по изменению ионного состава, обусловленного смешением вод Чу и Чонг-Кемин, ни по хлор-иону, содержание которого в пересчете на объемы [1] не показывает никаких изменений.

[1] Расход воды в р. Чу в точке 8 в момент отбора пробы в марте 1982 г. составлял 2.04 $м^3/с$ при содержании хлор-иона 23 мг/л, а в р. Чонг-Кемин в точке 9 — 10 $м^3/с$ при содержании хлор-иона 12.4 мг/л. После смешения этих вод, в точке 10 содержание хлор-иона должно быть 14.2 мг/л, что и получено аналитически.

Таким образом, уже приведенных данных по ионному составу, по содержанию хлор-иона и минерализации воды р. Чу (рис. 22, 23, табл. 14) достаточно, чтобы убедиться в отсутствии выходов вод фильтрации из оз. Иссык-Куль в районе Боомского ущелья, в особенности в точках 5, 6, 8 и 10, а также в точке 15 у Бурулдайского моста, где выклинивание этих вод допустимо. То же самое показывают родники 24—26 (Гидрогеология СССР, 1971, с. 400, 466).

Кроме того, для подтверждения сделанного нами вывода были использованы гидрохимические данные по гидропосту Милянфан — крайней западной точке, где еще возможно обнаружить в меженном стоке р. Чу предполагаемые воды фильтрации.

Гидропост Милянфан находится в зоне выклинивания подземных и подрусловых вод р. Чу. Эта зона начинается от г. Токмак и тянется до выхода р. Чу в пески Мойынкум. Причиной выклинивания являются внутренние поперечные поднятия — Токмакский, Георгиевский, Касыкский, Саргоуский валы, осложняющие палеозойское ложе Чуйской впадины и выраженные в рельефе (Геология. . ., 1976). Валы создают подпор подрусловому потоку и подземным водам и вызывают их выклинивание. Эта зона совпадает с зоной естественного выклинивания подземных вод конуса выноса р. Чу, которая начинается тоже у г. Токмак. Здесь за счет выклиниваний подрусловых и подземных вод образуются Токмакские болота и формируется р. Красная с расходом 24.5 $м^3/с$. Выше, до с. Быстровка, распространена «провальная зона», соответствующая прогибу кровли палеозойского фундамента. Здесь происходят большие потери из русла речных вод на фильтрацию (30 %).

В створе гидропоста Милянфан в русло р. Чу возвращается значительная часть фильтрационных потерь из «провальной зоны», выклиниваются подрусловые воды и подземные, а также возвратные воды с орошаемых полей. При этом условии должны были бы проявиться и воды фильтрации из оз. Иссык-Куль. Но, как видно из табл. 14, увеличения содержания хлор-иона здесь не наблюдается.

В марте 1982 г. расход вод р. Чу в створе гидропоста Милянфан увеличился на 5 $м^3/с$ по сравнению с расходом у Бурулдайского моста (что соответствует объему вод, вернувшихся в Чу из «провальной зоны», с содержанием хлор-иона, равным 22 мг/л). Это привело к увеличению содержания хлор-иона в точке 16 до 16.3 мг/л по сравнению с 14.2 мг/л в точках 10 и 15 (табл. 14). Такое повышение содержания хлор-иона в створе гидропоста Милянфан не связано с выклиниванием фильтрационных вод из оз. Иссык-Куль.

Повышение минерализации воды в р. Чу за пределами возможного влияния оз. Иссык-Куль объясняется тем, что в западном направлении по долине р. Чу процессы выклинивания подрусловых и подземных вод, а также вод с орошаемых полей, обусловленные подпором со стороны Георгиевского, Касыкского и

Саргоуского валов, усиливаются. В результате выклинивания образуются обширные болота (Чумышские, Камышановские), одновременно за счет близкого к поверхности залегания грунтовых вод происходит засоление почв и повышение минерализации дренируемых рекой вод. На массиве Саргоу подземные воды, насыщающие суглинистую толщу, имеют самую высокую в Чуйском бассейне минерализацию 10—11 г/л. Процессы выклинивания усиливаются за счет общего понижения Чуйской впадины (до 495 м у Таш-Уткуля). Низкое гипсометрическое положение западной части впадины придает ей роль крупной естественной дрены для всей Чуйской впадины в целом. Поэтому на участке между Георгиевским и Таш-Уткульским створами вследствие перераспределения поверхностного и подруслового стока р. Чу, а также за счет дренирования подземных вод и поверхностных сбросов происходит значительное пополнение ее поверхностного потока и соответственно повышение минерализации речных вод.

В заключение обратим внимание еще на один факт, доказывающий отсутствие оттока озерной воды из Иссык-Кульской котловины в Чуйскую впадину. Если бы такой отток имел место, то озерная вода становилась бы менее минерализованной и озеро рассолялось, а в действительности происходит обратное — повышение минерализации озерной воды, заметное даже на сравнительно коротком отрезке времени. Так, за период наблюдений с 1932 г. (В. П. Матвеев, 1935; $\Sigma_и$ 5.823 г/кг) по 1977 г. (УГМС КиргССР —$\Sigma_и$ 5.838 г/кг) минерализация увеличилась на 15 мг/л (Куцева, 1980, с. 74).

Таким образом, результаты непосредственных гидрохимических исследований подтвердили сделанный нами ранее при рассмотрении геологического строения, новейшей тектоники и гидрогеологии (см. разд. 1.2) вывод о гидрогеологической замкнутости Иссык-Кульской впадины и об отсутствии подземного стока из оз. Иссык-Куль в долину р. Чу. Следовательно, нет оснований считать причиной падения уровня озера подземный сток из оз. Иссык-Куль.

2.4. ВОДОПОТРЕБЛЕНИЕ НА ОРОШАЕМОЕ ЗЕМЛЕДЕЛИЕ В ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЕ И МАСШТАБЫ ЕГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА УРОВЕНЬ ОЗЕРА

Основным направлением использования водных ресурсов в пределах водосбора оз. Иссык-Куль является орошаемое земледелие.

Орошением земель на водосборе оз. Иссык-Куль русские переселенцы занимались еще в конце прошлого столетия (Хейфец, 1979). В 1930 г. площадь орошаемых земель составляла около 500 км^2. Особенно активно орошение сельскохозяйственных угодий стало развиваться в 50-х годах и к 1984 г. общая площадь орошаемых земель в котловине достигла 1540 км^2. Из них 1430 км^2 орошается регулярно (больше половины этих земель нуждается

в реконструкции). В соответствии с Генеральной схемой комплексного использования водных ресурсов Киргизии, к 2000 г. площадь орошаемых земель планируется увеличить более чем на 50 % (Основные направления. . ., 1985).

В связи с увеличивающейся интенсивностью орошаемого земледелия на водосборе оз. Иссык-Куль, возрастают потребности народного хозяйства в воде, но при имеющихся весьма ограниченных водных ресурсах требуется строгий учет составляющих водохозяйственного баланса.

Важнейшими балансовыми составляющими в орошаемом земледелии являются элементы водозабора и безвозвратного использования воды. Суть в том, что объемы воды, забираемые из водотоков на орошение сельскохозяйственных полей, из-за потерь на испарение с орошаемых массивов, несовершенства оросительных систем, техники полива, включения инфильтрационных и возвратных вод в последующий водообмен оказывают определенное воздействие на окружающую среду и на водный баланс водоема.

Получение корректных оценок элементов водопотребления на орошаемое земледелие и выявление масштабов их воздействия на изменение уровня оз. Иссык-Куль — одна из центральных задач комплексных исследований по рациональному использованию водных ресурсов на водосборе бессточного высокогорного озера. В связи с тем, что в настоящее время не сложилось окончательных научных выводов об объемах суммарного испарения с орошаемых полей и масштабах его влияния на уровенный режим озера, возникла необходимость организации таких исследований. Важность этой задачи становится еще более очевидной, если учесть, что потери воды на орошаемое земледелие в котловине оз. Иссык-Куль некоторые исследователи принимают за основной фактор, определяющий снижение уровня озера.

Решение этой задачи является обязательным, но не исчерпывающим условием в комплексных исследованиях по выявлению причин, влияющих на уровенный режим оз. Иссык-Куль. Уточнение количественных показателей элементов водопотребления на орошаемое земледелие поможет исключить серию ошибочных сопоставлений при выяснении роли испаряющейся влаги в процессах влагообмена в котловине и влиянии суммарного испарения с орошаемых систем на ход уровня озера.

Расчет элементов водопотребления на орошаемое земледелие

В Иссык-Кульской котловине площадью более 22 тыс. км^2 по физико-географическим особенностям выделяются три зоны. Самая высокая территория котловины (от 3 до 4.5 тыс. м над уровнем моря) со снежниками и ледниками является зоной формирования стока.

Ниже, на высоте от 1600 до 3 000 м, располагается зона рассеивания стока. В этой зоне, в районах выхода рек из гор в озерную котловину, начинается основной водозабор из рек на орошение и водоснабжение, здесь происходит формирование подземного стока, а также выклинивание неглубоко залегающих подземных и грунтовых вод. Именно здесь, на пространствах предгорной равнины, на развитие естественных природных процессов наиболее активно накладывается хозяйственная деятельность человека. На орошаемых землях происходит основной расход воды рек на хозяйственные нужды, а в перспективе планируется увеличение суммарного водозабора.

Само оз. Иссык-Куль, лежащее на высоте около 1608 м, является зоной равновесия стока.

До начала развития орошения вся вода рек, впадающих в оз. Иссык-Куль, попадала в него поверхностным или подземным путем. По расчетам Государственного гидрологического института средний за 1935—1978 гг. суммарный годовой приток составлял 118.0 $м^3/с$ (Гронская, 1983). Вследствие возрастания потерь стока в зоне рассеивания на орошение, режим речного притока к озеру в последнее время существенно изменился. Вода некоторых рек совершенно не доходит до озера, и в большинстве рек приток воды к озеру значительно сократился и перераспределился внутри года.

Нарастающая интенсивность орошаемого земледелия в настоящее время привела к необходимости сооружения специальных плотин для головного водозабора воды из рек по выходе их с гор, на границе с зоной рассеивания стока, т. е. с зоной орошаемого земледелия. Эти сооружения оборудованы специальными постами наблюдений. Информация о суточном водозаборе из рек поступает в Управление оросительных систем (УОС). Такие Управления рассредоточены по пяти экономическим районам котловины (рис. 24).

Данные, полученные в УОС, можно считать репрезентативными (других измеренных в головных сооружениях всех оросительных систем показателей забора воды на орошение нет). Эти данные включаются в расчет элементов водопотребления на орошаемое земледелие в качестве входных параметров.

Институтом озероведения АН СССР в районных УОС за полевые сезоны 1981, 1983 и 1984 гг. собраны материалы по водозабору из рек и другим элементам водопотребления за период 1971—1983 гг.

Средний годовой суммарный водозабор ($км^3$) из рек Тонского района составляет 0.18, Джети-Огузского — 0.41, Ак-Суйского — 0.40, Тюпского — 0.11, Иссык-Кульского — 0.28. Всего по котловине головной водозабор на орошение за последние 12 лет в среднем составил 1.38 $км^3$/год. Следует отметить, что именно в эти годы орошаемое земледелие достигло своего максимального развития в сравнении со всеми периодами сельскохозяйственного освоения котловины. За период 1935—1978 гг. средний годовой забор воды

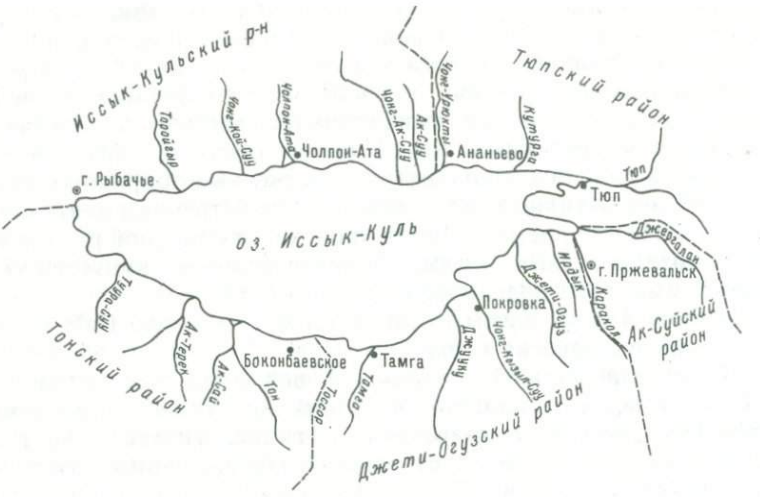


Рис. 24. Схема районов на побережье оз. Иссык-Куль.
Штриховая линия — граница района.

из рек на орошение по данным ГГИ был равен 0.96 км^3 (Гронская, 1983), а за период 1946—1970 гг. — 0.90 км^3 (Каплинский, Косухина, 1978).

Как показали материалы экспедиционных исследований 1983-1984 гг., в большинстве случаев оросительные системы Иссык-Кульского водосбора представлены открытыми земляными каналами (табл. 15), из которых поливы чаще всего осуществляются поверхностными пусками. На отдельных участках внедряются более прогрессивные способы полива по бороздам или дождеванием.

Таблица 15

Протяженность оросительных каналов по районам орошаемого земледелия Иссык-Кульской котловины на 1984 г. (по материалам районных УОС)

Район	Протяженность каналов		
	общая км	земляных, % общей протяженности	облицованных, % общей протяженности
Тонский	650.0	73	27
Джети-Огузский	863.9	89	11
Ак-Суйский	907.5	93	7
Тюпский	412.8	93	7
Иссык-Кульский	784.8	77	23
Всего по котловине озера	3619.0	85	15

Данные табл. 15 свидетельствуют о техническом характере магистральных оросительных каналов, 85 % их суммарной протяженности представлены земляными каналами. Такое состояние оросительной системы естественно предопределяет повышенные потери воды на фильтрацию в грунт и на развитие прибрежной растительности.

От способа транспортировки воды от головного водозабора до орошаемого поля и техники полива зависят коэффициенты полезного действия (КПД) как межхозяйственной ($\eta_м$), так и внутрихозяйственной ($\eta_в$) оросительных систем.

В расчетах М. И. Каплинского средний взвешенный коэффициент полезного действия оросительных систем котловины $\eta_с$ определяется как произведение

$$\eta_с = \eta_м \cdot \eta_в \cdot \eta_{т.п.}, \qquad (9)$$

где $\eta_{т.п.}$ — КПД техники полива за вегетационный период.

Для определения ($\eta_с$) различными исполнителями разрабатывались приближенные приемы расчетов межхозяйственных, внутрихозяйственных коэффициентов полезного действия.

В результате расчетов, выполненных М. И. Каплинским, значения КПД оросительных систем котловин и за период 1946—1965 гг. приняты равными 0.32—0.34 (Каплинский, Косухина, 1978). В работе Д. Я. Ратковича (1977) КПД оросительных систем на водосборе озера равен 0.43. В работе Т. П. Гронской (1983) по результатам комплексных исследований на оз. Иссык-Куль за 1976—1980 гг. КПД орошаемого земледелия соответствует 0.48.

Наиболее обширный диапазон изменений характерен для КПД внутрихозяйственных оросительных систем, что, по всей вероятности, обусловлено трудностью объективных оценок технического состояния оросительных систем.

Водопотребление и потери воды на орошение определяются соотношением различных гидрометеорологических и водохозяйственных параметров. Формирование, определение и расчет элементов водопотребления составляют по существу науку — гидрологию орошаемого земледелия, охватывающую множество процессов. Для выполнения расчетов элементов водопотребления исходную информацию необходимо анализировать на достоверность и устойчивость. Надежность исходных данных определяет целесообразную степень детализации различных параметров водопотребления. Под надежностью следует понимать степень соответствия элементов водопотребления по всем параметрам и на всех этапах расчета.

Методически задача по уточнению расчетных элементов водопотребления на орошаемое земледелие Иссык-Кульской котловины решалась по следующей программе:

— в период экспедиционных и камеральных работ изучалась и подбиралась исходная информация для расчетов элементов водопотребления;

— анализировались различные методические приемы расчета оросительных норм, суммарного испарения, инфильтрации и других параметров с позиции получения удовлетворительных результатов при имеющейся исходной информации;

— проводилось сопоставление результатов расчета параметров, описывающих процессы орошаемого земледелия, полученных различными методами и авторами;

— разрабатывались принципы системного подхода к дифференцированному по районам расчету элементов водопотребления на орошение полей и анализу их взаимосвязи;

— подбиралась схема, позволяющая использовать достаточно простые способы расчета при имеющихся репрезентативных исходных данных для определения оптимальных величин водопотребления нетто, инфильтрации, суммарного испарения в проводящей сети и на орошаемых полях, а также отдельных составляющих этих элементов;

— рассчитывались средние годовые показатели элементов водопотребления дифференцировано по пяти районам и суммарно для всего водосбора оз. Иссык-Куль.

В орошаемую систему входят не только земли орошаемых массивов, но и территории, на которых расположены каналы, коллекторы, перелоги и другие ирригационные сооружения, используемые для подачи воды на орошаемые поля.

Известен ряд методов определения размеров водопотребления брутто и нетто, которые находятся в функциональной зависимости от природных условий (Харченко, 1975; Солопов, Зубарева, 1973, 1976). Водопотребление брутто равноценно известному понятию водоподача в оросительную систему, или $Q_г$. Водопотребление нетто учитывает диспропорцию между теплом и влагой в каждом конкретном регионе и является для этой территории нормой орошения. Естественно, что при определении норм водопотребления должны учитываться природные факторы в совокупности с хозяйственными, а это требует детальных комплексных исследований на конкретных орошаемых массивах. На Иссык-Кульском водосборе комплексных воднобалансовых исследований пока не проводилось. В период 1975—1980 гг. Государственным гидрологическим институтом были выполнены полевые исследования для расчетов коэффициентов фильтрации в руслах десяти рек, но, к сожалению, это только фрагменты необходимых воднобалансовых экспериментов (Гронская, 1980а, б; 1983). В связи с этим на орошаемых системах Иссык-Кульской котловины исследователи не располагают надежной исходной информацией для расчетов элементов водопотребления строгими физическими методами.

Из литературных источников по мелиорации известны весьма серьезные теоретические разработки по расчетам основных элементов водопотребления и их формирующих параметров. Из них наиболее физически обоснованным и корректным методом расчета нормы ($M_н$) и суммарного испарения ($E_с$) с орошаемых полей является тепловоднобалансовый (Мезенцев, 1960).

В Государственном гидрологическом институте расчет (E_c) для водосбора озера был выполнен именно таким методом, разработанным С. А. Харченко (Харченко, 1975; Гронская, 1983). Однако сам автор отмечает, что точность расчета тепловодно-балансовым методом зависит главным образом от точности определения запасов почвенной влаги и грунтовых вод, т. е. от детального и многократного эксперимента на орошаемых полях. Специалисты вполне обоснованно считают, что этот метод математически корректно описывает процессы тепло- и влагообмена в почве, растительном покрове и приземном слое воздуха, но для его использования нужны детальные экспериментальные данные. Отсутствие последних приводит к необходимости прибегать к различным обобщениям, при этом некоторые параметры и коэффициенты принимаются постоянными для разнородных территорий или осредняются. Все это приводит к тому, что на орошаемых полях с неоднородными почво-грунтами, различными сельскохозяйственными культурами, т. е. разнородными физико-географическими условиями, при расчете этим методом ошибки достигают 40—50 %.

А. И. Будаговский отмечает, что тепловоднобалансовые методы расчета элементов водопотребления основываются на научных материалах 20—25-летней давности и нуждаются в уточнении. Прежде всего, по мнению А. И. Будаговского, необходимо устранить допущение о равенстве критической влажности для транспирации и испарения с оголенной почвы (Будаговский, Джоган, 1980).

Существуют варианты приближенных и упрощенных методов расчета основных элементов водопотребления, которые основаны на использовании эмпирических коэффициентов, обобщенных зависимостях и замене недостающих параметров различными коэффициентами пропорциональности.

При использовании приближенных приемов расчета безвозвратные потери воды на орошаемых массивах ($W_б$) часто представляются в виде функции головного водозабора ($Q_г$) и коэффициента полезного действия орошаемой системы (η_c):

$$W_б = f(Q_г, \eta_c). \tag{10}$$

Следует, однако, отметить, что в Иссык-Кульской котловине потери воды на суммарное испарение с орошаемых систем нельзя считать полностью безвозвратными, так как воздушный влагообмен котловины из-за высокогорного окружения весьма ограничен. При интенсификации орошаемого земледелия увеличение испарения с орошаемых систем приводит к увеличению осадков на сушу и на акваторию озера. Если бы воздушный бассейн всей котловины был полностью замкнут, то испарение со всех видов поверхности равнялось бы количеству осадков, и, следовательно, в таком бассейне отсутствовали бы безвозвратные потери стока.

Пока недостаточно изучены пределы замкнутости воздушного бассейна котловины оз. Иссык-Куль. За безвозвратные потери на

орошаемых массивах можно принимать лишь ту часть испаряющейся влаги, которая выносится за пределы котловины.

По расчетам М. Н. Большакова, безвозвратные потери всей испарившейся с различных поверхностей котловины парообразной влаги не превышают 3 %, в том числе с орошаемых полей не более 2 % (Большаков, 1982).

По другим расчетам, доля безвозвратных потерь парообразной влаги с орошаемых массивов котловины составляет 36 % (Кривошей, 1980; Гронская, 1983).

Полученные различными исследователями значения суммарного испарения с орошаемых массивов можно относить к безвозвратным потерям только при раздельной оценке доли парообразной влаги, участвующей во внутреннем и внешнем влагообмене.

Проведенный нами анализ полученного различными исследователями за последние десять лет суммарного испарения с орошаемых систем котловины оз. Иссык-Куль показал, что между ними имеются весьма существенные различия.

В работах по расчетам суммарного испарения с орошаемых систем котловины значения E_c варьируют от 0.09 до 1.13 км^3/год. Источниками информации являются исследования М. И. Каплинского (1974, 1981), Д. Я. Ратковича (1977), М. Н. Большакова (1982), Г. П. Гронской (1980а, б, 1983) и устное сообщение в 1981 г. главного инженера Киргизгипроводхоза А. Н. Белоусова.

Чтобы сделать сопоставимыми имеющиеся на сегодняшний день расчетные оценки основной составляющей водопотребления, суммарное испарение с орошаемых массивов представлено в процентах от головного водозабора (рис. 25). Как видно на рисунке, они находятся в пределах 2—80 %. Совершенно естественно, что такие существенные расхождения оценок основной составляющей водопотребления на орошаемое земледелие требуют уточнения.

Расхождения между значениями суммарного испарения с орошаемых полей, рассчитанными различными исследователями, обусловлены недостаточной или нерепрезентативной информацией по параметрам, описывающим процессы, а также вследствие применения различных методических приемов для расчета и различных периодов осреднения исходной информации. Существующие методические приемы в некоторых вариантах достаточно корректно учитывают качественный характер взаимосвязей тепловых и водных процессов на орошаемых угодьях, но для установления количественных зависимостей элементов водопотребления требуются экспериментальные данные.

По вопросам использования методических приемов для расчета элементов водопотребления на орошаемое земледелие в настоящее время нет единого мнения. Бесспорным, однако, является то, что наиболее корректные оценки могут быть получены при системном подходе к расчетам основных компонентов в уравнениях, описывающих процессы орошаемого земледелия.

Для решения задачи по уточнению суммарного испарения с орошаемых полей Иссык-Кульского водосбора были разработаны

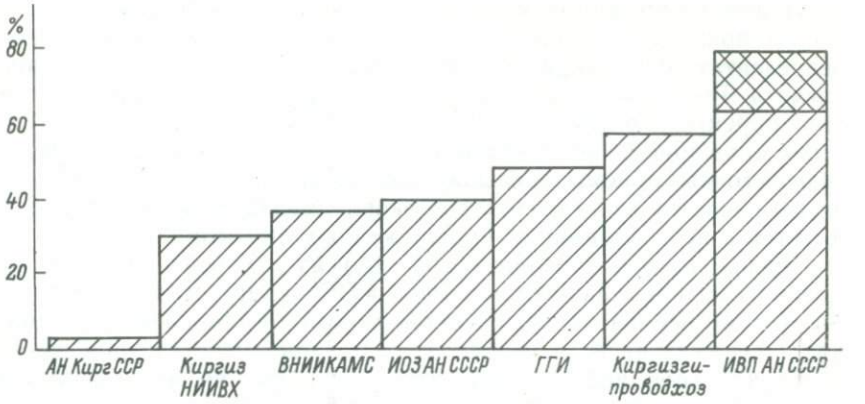


Рис. 25. Отношение суммарного испарения с орошаемых полей к головному водозабору (%) по различным источникам информации.

Двойная штриховка — пределы колебания.

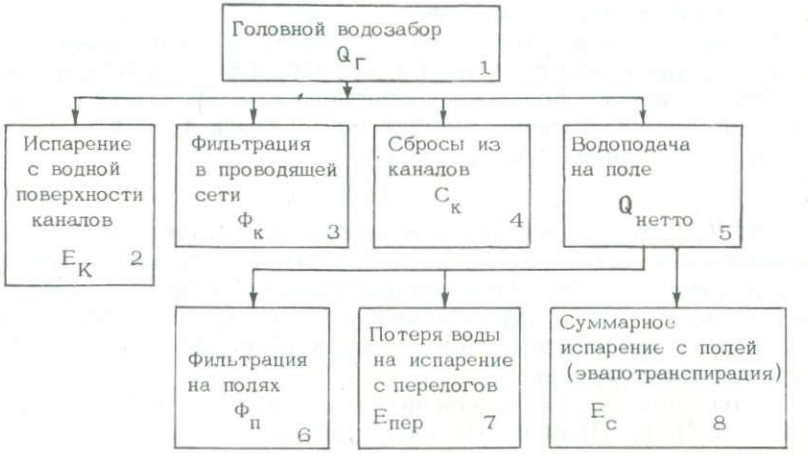


Рис. 26. Структурная схема водопотребления в орошаемом земледелии Иссык-Кульской котловины.

принципы системного подхода к расчетам $E_с$. Составлена структурная схема его расчета (рис. 26).

Суть системного подхода для настоящей задачи заключается в следующем.

Расчеты выполняются дифференцированно по пяти районам, а не суммарно для всей котловины. Такой подход позволяет избежать масштабных осреднений и обобщений и, кроме того, позволяет учесть местные особенности входящих в расчет гидрометеорологических характеристик и специфические для каждого района технические условия орошаемых систем.

Используется комплексность в применении различных методических подходов, выбор которых определяется устойчивостью и репрезентативностью исходной информации на каждом этапе расчета. Такая система расчета увеличивает возможности получения корректных оценок, так как для отдельных процессов, связанных с орошением, при достаточной исходной информации используются точные приемы, описывающие физику процессов. Отдельные этапы расчетов из-за отсутствия экспериментальных данных проводятся с использованием приближенных приемов.

Оценки головного водозабора ($Q_г$) из рек (рис. 26, блок 1) взяты из материалов пяти районных УОС за период 1971—1983 гг. За этот же период использовались данные об орошаемых площадях. Оценка $Q_г$ не пересчитывалась из-за чрезмерной неопределенности исходной информации. Эта составляющая не измеряется больше ни одной народнохозяйственной службой.

Водоподача на орошаемое поле приводится в отчетах УОС, но она, как правило, определяется на основе плановых норм полива сельскохозяйственных культур и КПД оросительных систем и ее звеньев. Поэтому для большей уверенности в репрезентативности $Q_{нетто}$ были выполнены расчеты потерь воды в оросительной системе на испарение и инфильтрацию. При этом всесторонне анализировалась информация о морфометрии оросительных каналов, их техническом состоянии и территориальном расположении.

Расчет потерь воды на испарение с поверхности каналов (рис. 26, блок 2) выполнялся по предложенной А. Н. Костяковым формуле (Солопов, Зубарева, 1976)

$$E_к = 0.0116H \cdot E_0 (B/H + 2\varphi), \qquad (11)$$

где B, H — ширина и глубина каналов (м) соответственно, E_0 — максимально возможное испарение (мм), φ — величина заложения откосов (м/км). Из-за малых значений φ не оказывает на результаты расчета существенного влияния, да и нет точных данных по ней, поэтому при расчетах $E_к$ величиной заложения откосов пренебрегаем.

Слой испарения с водной поверхности (E_0) определяется по формуле Н. И. Иванова (Иванов, 1954):

$$E_0 = 0.0018\ (25+t)^2 (100 - a), \qquad (12)$$

где t — температура воздуха (°С), a — средняя относительная влажность (%). От климатических характеристик, входящих в эту формулу, зависит изменчивость E_0, которая колеблется на территории котловины в широких пределах — от 785 до 1200 мм/год (табл. 16).

Разработанный методический подход к расчетам элементов водопотребления дает возможность учитывать климатические особенности в каждом районе, причем испаряемость по приведенной формуле рассчитывалась сначала по месяцам, а затем суммировалась за год отдельно по каждому району.

Таблица 16

Элементы водопотребления орошаемых массивов водосбора оз. Иссык-Куль (1971—1983 гг.)

Район	Наблюденные элементы							
	орошаемая площадь, га	протяженность оросительных каналов, км		продолжительность и температура воздуха за теплый период		относительная влажность воздуха, a, %	атмосферные осадки, средние годовые, x, мм	головной водозабор на орошение, $Q_г$, тыс. м³
		земляных	облицованных	период, сут	t, °С			
Тонский	21 779	476.0	174.0	275	10.7	58	242	176 624
Джети-Огузский	42 057	767.8	96.1	275	9.8	60	368	409 813
Ак-Суйский	39 753	844.3	63.2	230	12.0	65	368	394 515
Тюпский	19 525	385.4	27.4	215	11.6	71	583	106 613
Иссык-Кульский	31 808	605.9	178.9	275	10.5	68	185	279 883
Всего по водосбору озера	154 922	3079.4	539.6	254	10.9	64	349	1 367 448

Таблица 16 (*продолжение*)

Район	Рассчитанные элементы										
	испаряемость с водной поверхности, E_0, мм	потери воды на испарение с каналов, $E_к$		потери воды на фильтрацию в каналах, $Ф_к$		водоподача на поле, $Q_{нетто}$	фильтрационные потери на орошаемом поле, $Ф_п$		суммарное испарение с орошаемого поля, $E_с$	
		тыс. м³	% от $Q_г$	тыс. м³	% от $Q_г$	тыс. м³	тыс. м³	% от $Q_г$	тыс. м³	% от $Q_г$
Тонский	1200	13 420	7.6	14 450	8.1	148 754	59 501	33.6	89 253	50.5
Джети-Огузский	940	22 860	5.5	41 825	10.2	345 128	207 077	50.5	138 051	33.6
Ак-Суйский	990	34 940	8.8	98 890	25.0	260 685	182 479	46.2	78 206	19.8
Тюпский	785	5 866	5.5	19 100	17.9	81 647	57 153	53.6	24 494	22.9
Иссык-Кульский	1140	24 270	8.6	34 455	12.3	221 158	132 695	47.4	88 463	31.6
Всего по водосбору озера	1011	101 356	7.4	208 720	15.2	1 057 372	638 905	46.3	418 467	31.7

Орошение в котловине осуществляется в основном предпосевным и вегетационным видами полива. По существу проводящие каналы бывают наполнены водой весь теплый период года. Продолжительность периодов, за которые происходит испарение с водной поверхности каналов, определяется по положительным средним суточным температурам. Наибольшее количество суток (275) с положительными средними суточными температурами зафиксировано в Тонском, Джети-Огузском и Иссык-Кульском районах. В Ак-Суйском районе теплый период продолжается 230 сут, а в Тюпском 215 сут.

Расчеты, выполненные по алгоритму блока 2 структурной схемы (рис. 26), показали, что за сутки с 1 км поверхности канала испаряется ($м^3$) в Тонском районе — 0.0012, Джети-Огузском — 0.0016, Ак-Суйском — 0.0033, Тюпском — 0.0013, Иссык-Кульском — 0.0018.

С учетом испаряемости и длины оросительных каналов потери воды на испарение по районам колеблются от 5.9 до 34.9 млн. $м^3$. Расчетные значения $E_к$ приведены в табл. 16.

Потери воды в водопроводящих оросительных каналах на фильтрацию в грунт (блок 3, рис. 26) рассчитываются по формуле Н. Н. Павловского (Методические указания. . ., 1973)

$$Ф_к = 0.00116\gamma_ф(B + 2H). \qquad (13)$$

Коэффициент фильтрации $\gamma_ф$ определяется как разность $1-\eta$,

где η — коэффициент водопотребления, вычисленный по данным Киргизгипроводхоза о потерях воды в каждом районе. Следует отметить, что благодаря дифференцированному по районам определению значений $\gamma_ф$ удается учитывать в какой-то мере фильтрационные свойства почв в каждом районе. Были получены следующие значения коэффициента фильтрации по районам: Тонский — 0.40, Джети-Огузский — 0.56, Ак-Суйский — 0.70, Тюпский — 0.66, Иссык-Кульский — 0.57.

Потери воды на фильтрацию (м/сут) вычислялись для каждого района по формуле

$$Ф_к = \gamma_ф \cdot Q_г / S_1. \qquad (14)$$

Естественно, что доля фильтрующейся воды зависит не только от $\gamma_ф$, но и от головного водозабора в данном районе ($Q_г$) и площади орошаемого земледелия (S_1).

Отсутствие экспериментальных данных о фильтрационных способностях почво-грунтов на орошаемых полях и каналах весьма затрудняет дифференцирование значения $\gamma_ф$ для полей и каналов, поэтому применяется при расчетах одно и то же значение фильтрационных коэффициентов.

Для орошаемой системы водосбора оз. Иссык-Куль характерна большая водопроницаемость грунтов и песчаных слабогумусированных почв, поэтому допустимо использование значений $\gamma_ф$ для расчетов $Ф_к$ и $Ф_п$ (Иверонова, 1964; Романовский, 1979).

Вычисленные значения поступления в грунт фильтрующейся воды (м/сут) составляют для Тонского района 0.889, Джети-Огузского — 1.5, Ак-Суйского — 1.9, Тюпского — 0.987, Иссык-Кульского — 1.374.

Затем вычисляется фильтрация по протяженности каналов с учетом продолжительности теплого периода по формуле Н. Н. Павловского (Методические указания. . . , 1973). Причем расчет выполняется только для протяженности земляных оросительных каналов, так как совершенно естественно, что в облицованных каналах потерь воды на фильтрацию не происходит. Результаты выполненных расчетов по районам отдельно и для всей Иссык-Кульской котловины приведены в табл. 16. Показатели $Ф_к$ в млн. м^3 и в процентах от головного водозабора также отражены в табл. 16. Процентные вариации по районам колеблются от 8 до 25 %.

Величина сбросов из оросительных систем котловины нигде не фиксируется, а поэтому в наших расчетах алгоритм блока 4 отсутствует. Однако это не отражается на точности оценок потерь, так как определение испарения и инфильтрации в проводящей сети обусловливается головным водозабором.

Следующая составляющая элементов водопотребления $Q_{нетто}$ — водоподача на поля (блок 5) вычисляется по соотношению

$$Q_{нетто} = Q_г = (E_к + Ф_к). \qquad (15)$$

Рассчитанные значения $Q_{\text{нетто}}$ по районам приведены в табл. 16.

Следует отметить, что полученные расчетным путем значения $Q_{\text{нетто}}$, близки к данным Управлений оросительных систем, различия составляют 10—15 % в сторону увеличения расчетных значений. По расчетным данным потери воды в проводящей сети суммарно по всей котловине составляют в среднем за период 1971—1983 гг. около 25 % головного водозабора.

По величине фильтрации (м/сут) по каждому району рассчитывалось количество фильтрующейся в грунт воды на орошаемом поле ($\Phi_{\text{п}}$).

Фильтрация воды с поверхности орошаемого поля осуществляется во время поливов и дождей в течение всего теплого периода года. Таким образом, по известной фильтрующей способности на 1 м^2 площади в сутки, можно определить потери воды в грунт на всем орошаемом поле за вычетом площадей оросительных каналов. Фильтрация на полях вычисляется нами по формуле:

$$\Phi_{\text{п}}=\gamma_{\phi}\cdot Q_{\text{нетто}}[T(S_1-S_k)]\ /\ S_1. \qquad (16)$$

В результате расчетов получено, что фильтрационные потери воды на орошаемых полях по отдельным районам составляют от 30 до 44 % головного водозабора, а в среднем по котловине составляют около 40 %. Если суммировать потери на фильтрацию в оросительных каналах, то объемы фильтрующихся вод в оросительных системах по районам варьируют в пределах 40—70 % головного водозабора.

В Иссык-Кульской котловине фильтрующиеся воды через некоторое время возвращаются в озеро и вновь участвуют в круговороте воды в котловине, поэтому безвозвратные потери воды из подземных горизонтов отсутствуют.

Оценка потерь воды в оросительной системе Иссык-Кульского водосбора на фильтрацию в грунт по расчетам других исследователей (Каплинский, Тимченко, 1977; Шнитников, 1979; Гронская, 1983) представлена значениями, которые изменяются от 30 до 70 % головного водозабора на орошение (табл. 16). Как свидетельствуют выполненные нами расчеты, потери воды на фильтрацию составляют не менее 60 % количества воды забираемой на орошение из головных сооружений.

Оценка суммарного испарения с орошаемых полей (блоки 7 и 8, рис. 26) выполняется по разности между головным водозабором в каждом районе и элементами потерь воды в проводящей сети и фильтрации на полях по формуле

$$E_{\text{с}}=Q_{\text{г}}-(E_{\text{к}}+\Phi_{\text{к}}+\Phi_{\text{п}}). \qquad (17)$$

Несмотря на достаточно большое количество имеющихся расчетных методов для определения суммарного испарения с орошаемых массивов возможности получения точных оценок $E_{\text{с}}$ весьма ограничены даже для небольших территорий и совсем отсутствуют для обширных и сложных по гидрометеорологическим условиям площадей.

Учитывать влияние гидрометеорологических факторов при создании методов расчета суммарного испарения с орошаемых полей пытался еще Э. М. Ольдекоп в 1911 г. (Харченко, 1975).

Естественно, что интенсивность суммарного испарения на орошаемых полях зависит в основном от количества атмосферных осадков, относительной влажности, фильтрационных особенностей почвы данной территории (комплексность воздействия этих факторов пытались учесть многие исследователи).

Методы расчета E_c разрабатывались на основании водного баланса речных бассейнов П. С. Кузиным и Б. В. Поляковым, позднее они были усовершенствованы А. С. Конторщиковым (1961), а также А. Р. Константиновым (1968) на основе учета температуры и влажности воздуха. Затем рядом исследователей — М. И. Будыко (1948), В. С. Мезенцевым (1960), С. И. Харченко (1975) и другими были предложены физически обоснованные схемы расчета суммарного испарения по связям элементов водного и теплового балансов. Однако отсутствие экспериментальных данных наблюдений над влагообеспеченностью и теплоэнергетическими особенностями почвы в Иссык-Кульской котловине не дают возможности использовать эти методы.

Таким образом, задача разработки более надежных методов расчета суммарного испарения с орошаемых полей остается актуальной и на сегодняшний день.

Выполненные нами расчеты суммарного испарения показывают, что оно колеблется по районам от 20 до 51 % головного водозабора (табл. 16). При высокой относительной влажности и большом количестве атмосферных осадков в Ак-Суйском районе суммарное испарение наименьшее на водосборе оз. Иссык-Куль и составляет около 20 % головного водозабора. В то время как в Тонском районе, где наблюдаются наименьшее количество осадков в году и наименьшая относительная влажность, суммарное испарение с орошаемых полей составляет около 51 % головного водозабора. В среднем по котловине за период с 1971 по 1983 г. оно составляет 418 467 тыс. м^3 (0.42 км^3) или 31.7 % головного водозабора.

Если учесть потери воды на испарение в проводящей сети, которые в среднем по котловине составляют 7.4 % головного водозабора, то в сумме на испарение с орошаемых систем Иссык-Кульской котловины расходуется около 40 % головного водозабора. Сюда относится и испарение в зоне аэрации.

Как уже отмечалось, испарившаяся влага с орошаемых систем водосбора оз. Иссык-Куль не может быть полностью причислена к безвозвратным потерям, так как парообразная влага, испарившаяся со всех видов поверхности, принимает участие в процессах внутреннего и внешнего влагообмена. Чтобы прийти к окончательному выводу о количестве выносимой из котловины влаги, т. е. о пределах замкнутости ее воздушного бассейна, необходимы новые масштабные экспериментальные исследования.

За период с 1971 по 1983 г. орошаемая площадь в среднем составляла 1540 км^2, а водозабор из рек на ее орошение в тот же период в среднем за год достигал 1369 млн. м^3. Это количество воды обеспечивает КПД оросительных систем котловины не выше 0.49 (Гронская, 1983). Причин такой низкой эффективности орошаемого земледелия много, но основные из них две: 1) неравномерность территориального распределения стока рек по водосбору озера и резкое колебание расходов воды в вегетационный период, часто возникающие критические суточные и декадные маловодья; 2) техническое состояние оросительных систем. В основном эти причины не позволяют обеспечить оптимальный режим водоподачи.

Для улучшения процесса водораспределения на орошаемых землях планируется сооружение южного и северного кольцующих каналов, а также реконструкция мелиоративной дренажной сети. Эти мероприятия будут способствовать тому, что потери в системе водоподачи на орошаемые поля существенно сократятся (Раткович, 1977).

Интерес к оценкам элементов водопотребления обусловлен существующим мнением о решающем влиянии орошаемого земледелия на понижение уровня озера, что в свою очередь приводит к необходимости разрабатывать и устанавливать ограничения на водные ресурсы, расходуемые для сельскохозяйственных потребностей.

Выявление масштабов воздействия орошаемого земледелия на уровень оз. Иссык-Куль

Работа по уточнению количественных показателей элементов водопотребления выполнялась не только для уточнения оценок суммарного испарения с орошаемых полей, но и для определения масштабов воздействия антропогенных факторов на уровенный режим озера. Решение этой задачи является обязательным при изучении причин, влияющих на понижение уровня озера. Наиболее корректно ее можно решить, учитывая изменения элементов водного баланса озера совместно с элементами влагооборота в воздушном бассейне всей Иссык-Кульской котловины и при учете приноса в котловину влажных воздушных масс извне и их выноса за пределы бассейна озера.

Внешний воздухов лагообмен Иссык-Кульской котловины осуществляется вторжением малонасыщенных влагой воздушных масс с запада через понижение на стыке хребтов Киргизского и Кюнгей-Ала-Тоо (район Рыбачьего) и выносом из котловины обогащенных влагой местного происхождения воздушных масс через перевал Сан-Таш на востоке котловины. Пределы замкнутости воздушного бассейна и механизм влагообмена, осложненный конвективными процессами, происходящими внутри котловины, изучены пока слабо. В последние годы появился ряд работ (Кап-

Таблица 17

Средние годовые значения суммарного испарения по расчетам М. Н. Большакова (E_1) и М. Н. Каплинского (E_2) за 1946—1974 гг.

Балансовый район	S_1	S_2	E_1		E_2	
	км²	км²	км²	%	км²	%
Акватория озера	6 230	6 238	5.50	58.8	5.48	47.2
Область рассеивания стока	4 397	4 419	1.55	16.6	2.01	17.3
Область формирования стока	11 233	11 235	2.30	24.6	4.12	35.5
Котловина в целом (Σ)	21 860	21 892	9.35	100.0	11.61	100.0

линский, 1974; Большаков, 1982; Гронская, 1983 и др.), в которых выполнены схематические расчеты элементов водного баланса трех зон котловины (акватория озера, область рассеивания стока и область формирования стока) и определение объема выносимой влаги за пределы котловины.

В табл. 17 приведены значения E_c трех зон котловины по данным М. И. Каплинского (1974) и М. Н. Большакова (1982).

Из табл. 17 видно, что количество постоянно испаряющейся влаги со всех видов подстилающей поверхности котловины находится в пределах 10—12 км³ в год.

В приведенных данных наблюдаются довольно существенные расхождения в испарении по балансовым районам, что сказывается и на конечном результате при оценке выноса влаги из котловины и определении масштабов влияния суммарного испарения с орошаемых земель на ход уровня озера.

Как уже отмечалось, выполненные расчеты по количественной оценке объемов парообразной влаги, выносимой из котловины, варьируют в широких пределах.

При отсутствии подтвержденных экспериментально оценок пределов замкнутости воздушного бассейна котловины сложно дать четкие рекомендации по планированию и использованию пределов увеличения (уменьшения) орошаемого земледелия в зоне рассеивания стока. Однако на данном этапе возможен анализ механизма взаимодействия естественных геофизических и антропогенных процессов, происходящих на водосборе оз. Иссык-Куль.

На рис. 27 приведены изменения уровня озера и влияющих на него факторов за период 1935—1978 гг., а также кривые, отражающие изменения испарения с водной поверхности озера, количество атмосферных осадков на акваторию, суммарный водозабор из рек на орошение в зоне рассеивания стока и кривая суммарного испарения с орошаемых систем (Гронская, 1983). Значения двух последних характеристик приведены в мм слоя на акваторию озера.

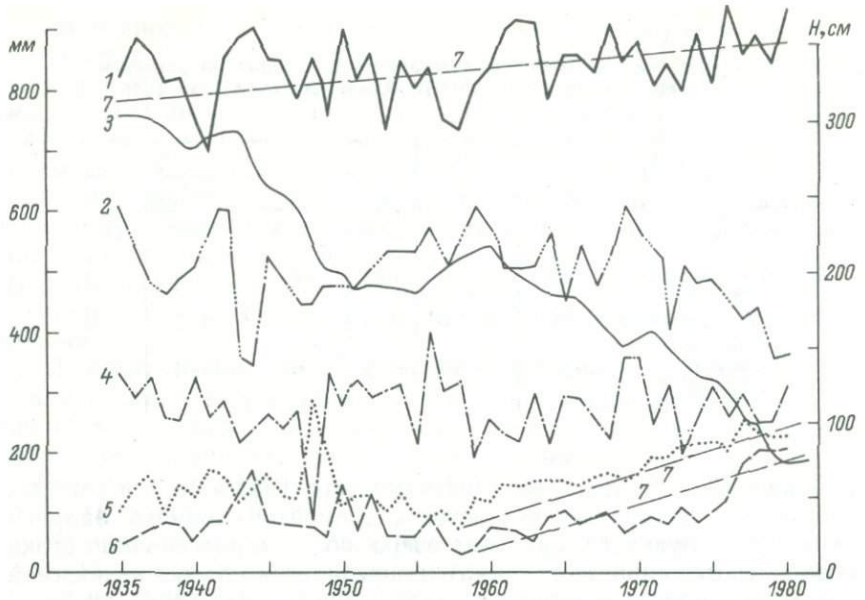


Рис. 27. Ход уровня оз. Иссык-Куль и влияющих на него факторов.

1 — испарение с озера; *2* — суммарный приток (поверхностный и подземный) в озеро; *3* — уровень озера; *4* — атмосферные осадки на озеро; *5* — головной водозабор на орошение; *6* — суммарное испарение с орошаемых полей; *7* — тенденция в изменении величин.

Как видно из хронологического графика, уровень воды озера имеет направленную тенденцию к снижению. Причем, наибольшая устойчивость и длительность его снижения за рассматриваемый период наблюдалась в 1960—1979 гг. Как уже отмечалось в разд. 2.2, за эти 20 лет уровень озера понизился на 1.4 м. В предшествующие этому периоду двадцать лет, а именно 1940—1959 гг., интенсивность снижения уровня была в 2 раза меньше. Какие же факторы вызвали этот резкий спад в ходе уровня воды озера? Возможно, потери воды на орошаемое земледелие, интенсивно развивающееся в этот период? На рис. 27 видно, что именно в эти годы происходит подъем кривых, характеризующих забор воды из рек и суммарное испарение с орошаемых массивов.

Для ответа на поставленные вопросы необходимо получить количественные показатели, отражающие воздействие на уровенный режим озера природных и антропогенных факторов. Для этой цели методом тренданализа были выполнены многовариантные статистические расчеты динамической взаимосвязи факторов, в показателях приращений исходных параметров (Гмурман, 1972). В качестве исходной информации взяты величины, полученные в Государственном гидрологическом институте (Гронская, 1983). Использование именно этой информации предопределялось необходимостью оценить причинно-следственные связи по полученным в ГГИ материалам, чтобы рассмотреть вопрос об ос-

новных, названных выше точках зрения на причину падения уровня. Кроме того, на сегодняшний день мы признаем эту информацию наиболее репрезентативной. При этом следует иметь в виду, что выполнены лишь схематические расчеты без учета конвективных процессов, происходящих при взаимодействии элементов влагооборота трех балансовых зон Иссык-Кульской котловины. За исходное суммарное испарение с орошаемых полей принимаются значения, полученные по расчетам ГГИ (Гронская, 1983). Эта величина не дифференцировалась на безвозвратную составляющую, т. е. объемы парообразной влаги, трансформирующиеся в воздушной сфере за пределы котловины, и возвратную составляющую, т. е. влагу, испарившуюся с орошаемых полей и преобразованную в местные осадки.

За два временны́х интервала: 1960—1979 гг. — период наиболее интенсивного снижения уровня озера, и 1940—1959 гг. — период менее интенсивного спада, оценивалась динамика приращений по характеристикам природных и хозяйственных факторов. Прежде всего, за 20 лет (1960—1979 гг.) были рассчитаны сокращения объемов водной массы. За этот период объем воды в оз. Иссык-Куль сократился вследствие снижения его уровня на 7.8 км^3 (табл. 18). За этот же период были рассчитаны приращения значений для всех факторов, влияющих на формирование гидрологического режима озера (по сопоставлению с предшествующим двадцатилетним периодом 1940—1959 гг.), при этом данные были приведены к значениям в мм слоя на озеро, площадь

Таблица 18

Влияние различных факторов на гидрологический режим оз. Иссык-Куль за периоды наблюдений 1940—1959 гг. (1) и 1960—1979 гг. (2)

Гидрометеорологические факторы	Элемент	Средние годовые значения, $\bar{M}$		Отклонения средних по периодам, $\Delta = \bar{M}_2 - \bar{M}_1$		Приращение объемов за 20 лет
		мм	км^3	$\pm\Delta$, км^3	% от среднего	$\pm\Sigma\Delta$, км^3
Испарение с водной поверхности озера	E_1	814	5.07	+0.29	5.6	+5.8
	E_2	860	5.36			
Атмосферные осадки на озеро	X_1	273	1.70	—0.02	1.2	—0.4
	X_2	269	1.68			
Суммарное испарение с орошаемых полей	E_{c1}	73	0.46	+0.09	18.0	+1.8
	E_{c2}	88	0.55			
Поверхностный приток в озеро	Q_1	226	1.41	—0.14	10.4	—2.8
	Q_2	203	1.27			
Подземный приток в озеро	Q'_1	293	1.83	+0.09	4.8	+1.8
	Q'_2	308	1.92			
Речной приток из зоны формирования стока	Q''_1	372	2.32	+0.03	1.3	+0.6
	Q''_2	378	2.35			
Сработка объемов воды озера	ΔW_1	770	4.80 *	—3.00	47.6	—7.8 *
	ΔW_2	1252	7.80 *			

* Значения сработки водных объемов озера за 20 лет.

которого принималась равной 6230 км^2. Результаты расчетов представлены в табл. 18.

Анализ этой таблицы прежде всего показывает, что за период с 1960 по 1979 г. испарение с водной поверхности озера (основная расходная составляющая водного баланса) повысилось на 5.6 % по сравнению со средними годовыми значениями за предшествующие 20 лет. На рис. 27 видно, что кривая испарения с водной поверхности озера имеет хорошо выраженный тренд. Далее расчеты показали, что количество атмосферных осадков уменьшилось на 1.2 %, поверхностный приток в озеро сократился на 10.4 %, в то время как подземный приток увеличился на 4.8 %.

По выполненному нами анализу, температурный режим в котловине у подножия гор за два периода не изменился, но поверхностный приток из зоны формирования несколько возрос в последние 20 лет. Это, по всей вероятности, вызвано повышением температуры в высокогорных районах, что привело к более интенсивному таянию льда и снега в горах. В связи с уменьшением осадков повысилась засушливость, увеличился недостаток насыщения на приозерной равнине на 18.8 %.

Орошаемые площади в котловине в 1960—1979 гг. возросли на 7.8 % по сравнению со средним значением за 1940—1959 гг., водозабор на орошение — на 38 %, суммарное испарение с орошаемых систем — на 18 %.

Расчеты показали, что снижение объема водной массы озера на 7.8 км^3 за 20 лет произошло в основном за счет повышения испарения с водной поверхности. Как видно из табл. 18, суммарный объем испарившейся воды за счет его дополнительного увеличения составил 5.8 км^3, или 73 % общего объема сработки воды в озере за 20 лет. Вследствие уменьшения количества выпавших атмосферных осадков в озеро не поступило 0.4 км^3 воды, или 5 % общего снижения объема водной массы озера. Поверхностный приток за анализируемый период сократился на 10.4 %, а подземный увеличился на 4.8 % в сравнении с предшествующим двадцатилетием.

Таким образом, снижение уровня озера на 140 см за 1960—1979 гг. со средней интенсивностью 7.0 см/год произошло за счет суммарного испарения с орошаемых полей только на $^1/_5$ (1.4 см/год), причем такое влияние возможно при самом максимальном варианте воздействия на уровенный режим озера орошаемого земледелия при условии, что вся испарившаяся влага с поверхности зоны рассеивания стока уходит за пределы котловины.

Из-за увеличения суммарного испарения с орошаемых полей в озеро не поступило дополнительно 1.8 км^3 воды, или 23 % всего объема сработки (табл. 18). Влияние орошения на гидрологический режим определенно имеет направленный характер — происходит увеличение потерь воды из озера. Но все-таки основное влияние на снижение водной массы озера, а следовательно, и на снижение его уровня оказывают природные климатические факторы, в основном увеличение испарения с водной поверхности

Иссык-Куля. Из этих расчетов следует, что даже если бы на водосборе озера не развивалось орошение, то уровень озера все равно бы понижался в 1960—1979 гг. с интенсивностью не меньше, чем 5 см в год.

Проведенные методом тренданализа статистические расчеты позволили выявить масштабы влияния расходных составляющих водного баланса озера на изменение объемов его водной массы. В результате следует полагать, что тенденция к понижению уровня озера в последние 20 лет обусловлена главным образом факторами климатическими, как это считал и А. В. Шнитников (1977, 1979). Необходимо принять во внимание, что при оценке влияния суммарного испарения с орошаемых систем не учитывались пределы замкнутости воздушного бассейна котловины, считалось, что вся испарившаяся влага с сельскохозяйственных угодий представляет собой безвозвратные потери. Если же принять за безвозвратные только часть этих потерь, в зависимости от характера замкнутости воздушного бассейна котловины, то естественно и масштаб влияния этой влаги на режим уровня озера должен сократиться.

Таким образом, есть основания считать, что в процессе снижения уровня оз. Иссык-Куль в текущем столетии климатические факторы существенно преобладают над антропогенными.

При планировании развития орошаемого земледелия в замкнутой котловине оз. Иссык-Куль, окруженной высокими горными хребтами, следует учитывать аспекты гидрогеологической замкнутости котловины, исключающей «потери» на фильтрацию в горных оросительных системах, а также существенное сокращение «потерь» на испарение с орошаемых массивов в связи с конденсацией испарившейся парообразной влаги в высокогорной зоне и увеличением за этот счет осадков. Поэтому экономические рекомендации по интенсификации орошаемого земледелия на перспективу должны выдаваться после проведения разносторонних научно-обоснованных исследований.

2.5. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ

Известно, что тепловой баланс озера определяет характер развития гидробионтов и их продукции, скорость протекания физических и химических процессов в озере, в том числе определяет и возможность испарения с его водной поверхности, играет определенную роль при составлении гидрометеорологических прогнозов.

Уравнение теплового баланса водоема в общем виде может быть представлено формулой

$$Q_n(1-A) + P_1 + B_1 + Q_{л_1} + LE_1 + Q_1 + \Delta W_1 = \\ = E_{эф} + LE + P + B + Q_{л_2} + Q_2 + \Delta W_2, \qquad (18)$$

где Q_n — суммарная радиация; A — альбедо; P_1, P — турбулентный теплообмен между водной поверхностью и атмосферой (при

$t_a > t_w$ и $t_w > t_a$, где t_a — температура воздуха, t_w — температура воды); B_1, B — теплообмен с донными отложениями; $Q_{л_1}$, $Q_{л_2}$ — выделение тепла при ледообразовании и затраты тепла на таяние льда; Q_1 — тепло, поступившее с водой рек, впадающих в озеро; ΔW_1, ΔW_2 — изменение запаса тепла в водной массе (остывание и нагревание водной массы); $E_{эф}$ — эффективное излучение поверхности; Q_2 — отток тепла с водой рек, вытекающих из озера, или водой, затраченной из озера на орошение; LE_1, LE — тепло, выделившееся при конденсации и затраченное на испарение.

Кроме перечисленных членов в уравнение теплового баланса могут быть включены: приток тепла с атмосферными осадками и грунтовыми водами; тепло, образованное за счет механической работы ветра; тепло, выделенное и поглощенное в связи с биохимическими процессами; горизонтальная адвекция тепла и принос тепла с водами боковой приточности.

Исходя из опыта работы на больших озерах страны, можно уже сказать, что приток тепла с атмосферными осадками и грунтовыми водами, а также тепло, связанное с биохимическими процессами, не превышают 1 % теплового баланса. Тепловой баланс рассматривается нами для замкнутого озера, и, следовательно, горизонтальная адвекция не учитывается. Из-за отсутствия методов наблюдений и сложности расчетов, принимая во внимание умеренные средние месячные скорости ветра, тепло, образованное за счет механической работы ветра, не учитывается. Особенности физико-географических процессов на побережье озера — кратковременность действия временных водотоков, малая мощность снежного покрова и сход его за короткое время, позволяют считать принос тепла с водами боковой приточности величиной меньшей, чем Q_1 (см. ниже). Оз. Иссык-Куль не замерзает, кроме нескольких бухт и заливов, замерзающих на короткое время, поэтому члены $Q_{л_1}$ и $Q_{л_2}$ можно не учитывать. В глубоководных водоемах теплообмен с донными отложениями (B_1, B) мал, меньше точности расчета других элементов баланса (Смирнова, 1968б). Оз. Иссык-Куль — бессточное, из него нет забора воды на орошение, а поэтому в уравнении теплового баланса не будет элемента Q_2.

Таким образом, уравнение теплового баланса для оз. Иссык-Куль примет вид:

$$Q_n(1 - A) + P_1 + LE_1 + Q_1 + \Delta W_1 = E_{эф} + LE + P + \Delta W. \qquad (19)$$

Особенностью расчета теплового баланса оз. Иссык-Куль является то обстоятельство, что из-за большой площади и протяженности (длина 178 км), особенностей в распределении глубин и контрастов в окружающем озеро рельефе (западная мелководная часть открыта ветрам из Боомского ущелья, восточная часть, тоже мелководная, открыта ветрам с перевала Сан-Таш и воздушным массам, прошедшим с запада на восток над озером, центральная часть — глубоководная), все составляющие теплового баланса следует рассчитывать по зонам, а затем взвесить, в зависимости

от площади зоны (соответственно 9.1, 76.0, 14.9 %), на все озеро (рис. 16).

В основе расчета теплового баланса оз. Иссык-Куль лежат данные наблюдений на актинометрической станции в Чолпон-Ате, метеостанций и гидрологических постов, расположенных на побережье озера и на реках, впадающих в него, данные наблюдений на стандартных разрезах и наблюдения по испарителям ГГИ-3000, расположенным в Чолпон-Ате и Тамге. Все эти данные опубликованы в «Актинометрических ежемесячниках», ч. 2 и 2.2; «Метеорологических ежемесячниках», вып. 32, ч. 2, № 1—13; «Гидрологических ежегодниках», т. 5, вып. 4; «Ежегодных данных о режиме и ресурсах поверхностных вод суши», т. 5, вып. 4; в «Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах», вып. 0—4—9; «Материалах наблюдений над испарением с водной поверхности», вып. 4. Кроме того, использованы данные экспедиции Государственного гидрологического института на оз. Иссык-Куль (1977—1978 гг.), опубликованные в 1980 г. в сборнике «Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль», а также другие литературные данные. В июне—августе 1981—1982 гг. в прибрежной зоне у южного берега нами были выполнены наблюдения за суммарной и отраженной радиацией, радиационным балансом, альбедо, температурой и влажностью воздуха, температурой воды, облачностью и ветром. Для анализа привлекались материалы наших прежних исследований на озерах Внутреннего Тянь-Шаня (Смирнова, 1981; Смирнова, Коновалова, 1981).

Элементы теплового баланса были рассчитаны для каждого месяца и года (1973—1982 гг.). За более длительный период данные по актинометрии отсутствуют (Чолпон-Ата с 1973 г.). Методы обработки наблюдений и расчета описаны нами в ряде работ (Смирнова, 1968а, б; 1975; 1981; 1982).

Суммарная радиация

Основной составляющей теплового баланса является суммарная радиация Q_n. При отсутствии продолжительных наблюдений над водной поверхностью и наличии одной актинометрической станции на берегу (Чолпон-Ата), для получения месячных значений суммарной радиации единственно возможным становится метод расчета. Ход суммарной радиации по измерениям во Фрунзе, в Чолпон-Ате и на ст. Тянь-Шань позволяет отметить слабую тенденцию к ее возрастанию в последние годы (рис. 28). По-видимому, это связано с господством восточного типа атмосферной циркуляции (рис. 29), при котором обычно суммарная радиация возрастает (Смирнова, 1981).

Средняя годовая прозрачность атмосферы $(P_2) = 0.78$ и ее внутригодовой ход были рассчитаны по методу С. И. Сивкова (1968). По его классификации с марта по октябрь для северного

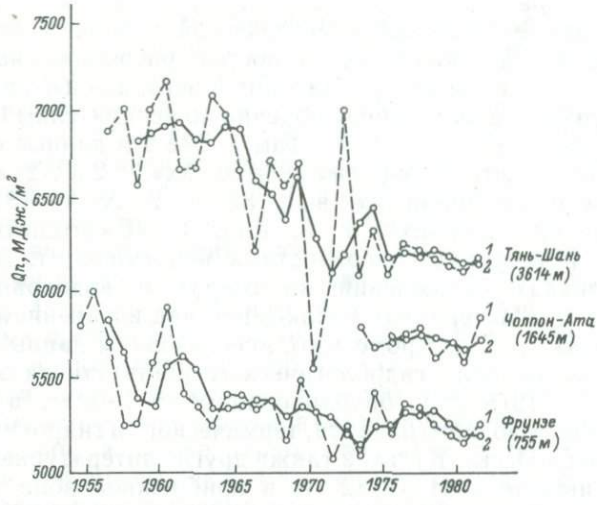


Рис. 28. Измеренные значения суммарной радиации (*1*) и 3-летние скользящие (*2*) на актинометрических станциях Тянь-Шань, Чолпон-Ата и Фрунзе.

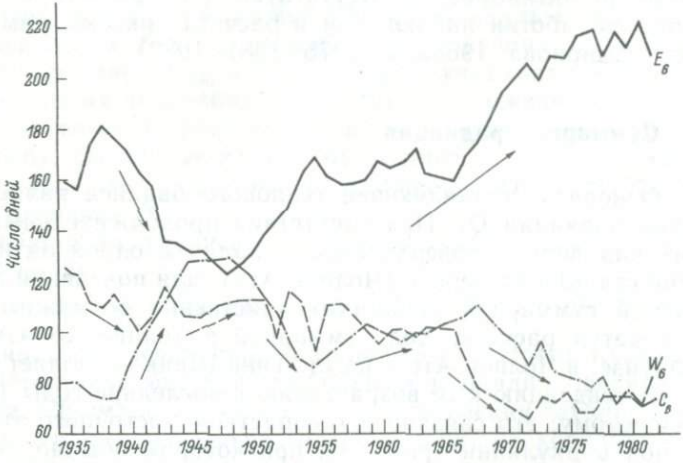


Рис. 29. Типы атмосферной циркуляции. 6-летние скользящие числа дней.
E — восточный перенос; *W* — западный перенос; *C* — меридиональный перенос.

берега оз. Иссык-Куль характерна нормальная прозрачность атмосферы. Она несколько понижается в июне—июле (0.72) и повышается в ноябре—феврале (0.78—0.79). От года к году значения P_2 колеблются в пределах 0.02. На берегах оз. Иссык-Куль прозрачность атмосферы несколько меньше (на 0.01—0.02), чем средняя многолетняя на этой же широте (весной и осенью — на 0.01—0.03), что, по-видимому, объясняется повышением влажности воздуха вблизи незамерзающего большого озера. В мае—августе на северном побережье озера прозрачность атмосферы выше, чем средняя многолетняя на этой широте на 0.01—0.03, что характеризует данный район как наиболее благоприятный для бальнеологических целей (чистый, высокогорный воздух и теплая минерализованная вода!). Различие между значениями P_2 на северном и южном берегу летом не превышает 0.01.

Попытка установить зависимость $Q_n = F\ (P_2,\ n)$, где n — балл общей облачности, не дала положительных результатов, что, очевидно, связано с влиянием сложной орографии района. Для озер Внутреннего Тянь-Шаня мы уже применяли формулу Савинова—Онгстрема для расчета суммарной радиации (Смирнова, 1981) и получили значения, близкие к наблюденным.

Для расчета по этой формуле

$$Q_n = Q_0 [1 - (1 - k)\, n] \qquad (20)$$

необходимо знать Q_0 — максимально возможную радиацию, n — облачность и k — коэффициент, учитывающий долю солнечной радиации, дошедшей до подстилающей поверхности при наличии облаков. По данным актинометрической станции в Чолпон-Ате были обработаны все сроки наблюдений за прямой радиацией при облачности 0/0, 1/1 и Солнце $\odot$ [2] за все месяцы периода 1973—1982 гг., построены графики ее суточного хода для каждого месяца и планиметрированием определены месячные суммы Q_0, которые в июле—августе у южного берега выше, чем у северного на 3—11 %. В каждой зоне озера Q_0 отнесено к средней широте.

Определение облачности по зонам озера для каждого месяца периода расчета выполнено по наблюдениям 16 метеостанций на побережье озера (рис. 16), по наблюдениям в озере, а также с использованием литературных данных (Справочник по климату СССР, вып. 32, ч. V, 1966; Тарасов, 1980). Известно, что облачность над озером меньше, чем над побережьем. На Ладожском озере, например, суммарная радиация за счет уменьшения облачности над озером по сравнению с прибрежной зоной возрастает на 10 % (Смирнова, 1968а).

В статье А. И. Тарасова (1980, рис. 1, с. 32) для анализа распределения общей облачности над оз. Иссык-Куль привлечены материалы спутниковой информации, по которым построен график связи степени покрытости озера облаками по данным ИСЗ и по наземным наблюдениям. Облачность осреднена по метеостанциям Рыбачье, Чолпон-Ата, Тамга и Пржевальск. Автор отмечает, что над озером облачность меньше, чем на береговых станциях.

Таблица 19

Суммарная радиация (МДж/м^2), оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1973	221.7	305.9	493.6	593.3	734.9	784.3	752.1	729.5	585.8	447.0	279.5	233.8	6161.4
1974	220.8	328.5	542.2	577.4	737.0	729.1	693.2	679.2	553.1	429.6	253.1	211.2	5955.0
1975	229.6	277.8	501.5	676.3	723.2	770.2	745.8	673.8	548.9	419.0	256.0	208.7	6030.8
1976	229.2	294.1	508.7	620.5	725.7	767.6	730.8	766.0	528.3	373.8	251.0	215.0	6010.7
1977	207.8	319.3	532.1	665.4	746.6	748.7	718.6	701.8	595.8	398.0	254.3	199.4	6087.8
1978	242.2	318.9	512.9	586.6	723.2	774.4	758.0	738.2	617.2	418.6	240.5	176.4	6107.1
1979	233.0	317.6	517.9	560.7	749.2	772.3	734.9	665.8	544.3	408.1	290.0	198.2	5992.0
1980	227.5	295.4	504.5	595.8	751.7	781.4	786.0	679.2	581.6	409.8	237.2	220.8	6070.9
1981	233.0	301.3	504.5	595.4	692.2	745.4	664.9	662.0	565.6	406.4	275.3	215.0	5861.0
1982	225.8	305.9	524.2	655.3	755.9	773.5	721.5	656.1	553.1	408.5	237.2	204.0	6021.0
Среднее	227.1	306.5	514.2	612.7	734.0	764.5	730.6	695.2	567.4	411.9	257.4	208.2	6029.7

В ноябре—январе отмечается малая облачность в восточном и западном районах озера, а к центру она увеличивается в 1.5—2 раза. В марте—апреле наблюдается максимум облачности, а в сентябре—октябре минимум. Летом над озером облачность распределяется равномерно, несколько уменьшаясь от мая к сентябрю и от берегов к центру озера. Максимум облачности характерен и для района Рыбачьего. Все эти выводы мы полностью разделяем. Однако, если учесть, что в течение всего года над озером и побережьем (кроме Рыбачьего, где преобладают высококучевые и перистые облака) господствуют слоисто-кучевые и перистые облака, то количество облаков по данным ИСЗ, по-видимому, занижено. Вероятно, тонкие перистые облака на снимках не видны.

Мы сравнили данные по ИСЗ (Тарасов, 1980) с наблюдениями над облачностью, выполненными на озере. Если среднее количество облачности за год (1974—1975 гг. и 1977—1979 гг.) по данным четырех метеостанций почти одинаково, то и по данным ИСЗ они должны быть того же порядка ($n_{ИСЗ} = f(n_{4\,ст})$), оно же оказалось на 2 балла меньше. При расчетах Q_n это скажется в ее уменьшении на 15—20 %. Сравнение облачности, полученной по наблюдениям в открытом озере, с облачностью по ИСЗ тоже дало разницу в 2 балла, но совпало со средней облачностью по четырем метеостанциям — Рыбачье, Чолпон-Ата, Пржевальск, Тамга. При расчете Q_n для центральной зоны

оз. Иссык-Куль общая облачность вычислена как среднее из значений для этих четырех станций, для западной зоны — по Рыбачьему, а для восточной — по Красному Октябрю (рис. 16).

Материал для сравнения общей облачности на берегу и в озере малочислен, но позволяет говорить о том, что в центральной части озера за теплый период (апрель—октябрь) общая облачность на 15 % меньше, чем средняя по четырем станциям, а за холодный период (ноябрь—март) на 5 % больше.

Коэффициент k рассчитан по формуле (20) и по данным измерений Q_n, Q_0 и n в Чолпон-Ате. Этот коэффициент в среднем за год составил 0.60, что в 1.7 раза больше, чем на этой же широте для суши (Берлянд, 1961). Внутри года значения коэффициента k колеблются в пределах 0.47—0.67 (ноябрь—март), 0.56—0.64 (апрель—октябрь).

Суммарная радиация, рассчитанная по формуле (20) для метеостанции Чолпон-Ата, отличалась от измеренной на 2—3 %, что послужило основанием для использования формулы Савинова—Онгстрема при расчете Q_n в трех зонах озера. В табл. 19 приведены месячные и годовые значения суммарной радиации, осредненные по площадям зон озера. По площади озера Q_n различается на 4—5 % за год, а в декабре—марте на 2—9 % и несколько меньше в центральной части озера. Летом различия в суммарной радиации по площади озера не превышают 2—6 %. Суммарная радиация на оз. Иссык-Куль составляет в среднем 80 % максимально возможной. В теплый период (апрель—октябрь) до водной поверхности не доходит 15—24 % суммарной радиации, а в холодный 20—27 %.

Отражательная способность водной поверхности и поглощенная радиация

Для расчета радиации, поглощенной водной поверхностью, необходимо определить за каждый месяц периода расчета отражательную способность водной поверхности — альбедо. Измерения альбедо производились нами в 100 м от южного берега оз. Иссык-Куль в районе Каджи-Сая в июле—августе 1982 г. (226 наблюдений).

По данным, любезно предоставленным М. И. Кривошей и Т. П. Гронской, было проанализировано 234 наблюдения над альбедо в различных зонах озера за теплый и холодный период с 9 до 15 ч с 1977 по 1979 г. Осредненные данные приведены на рис. 30. Можно отметить, что, по данным Т. П. Гронской и Т. В. Фуксовой (1980), в утренние часы альбедо выше, а при высоте Солнца более 20° — ниже, чем по нашим данным. Однако эта разница в сроки максимального притока суммарной радиации ($h_\odot = 55$—$70°$) не превышает 2 %.

В теплый период (апрель—сентябрь) альбедо по акватории озера изменялось в пределах 1 % (6.8—7.5 %), в холодный период

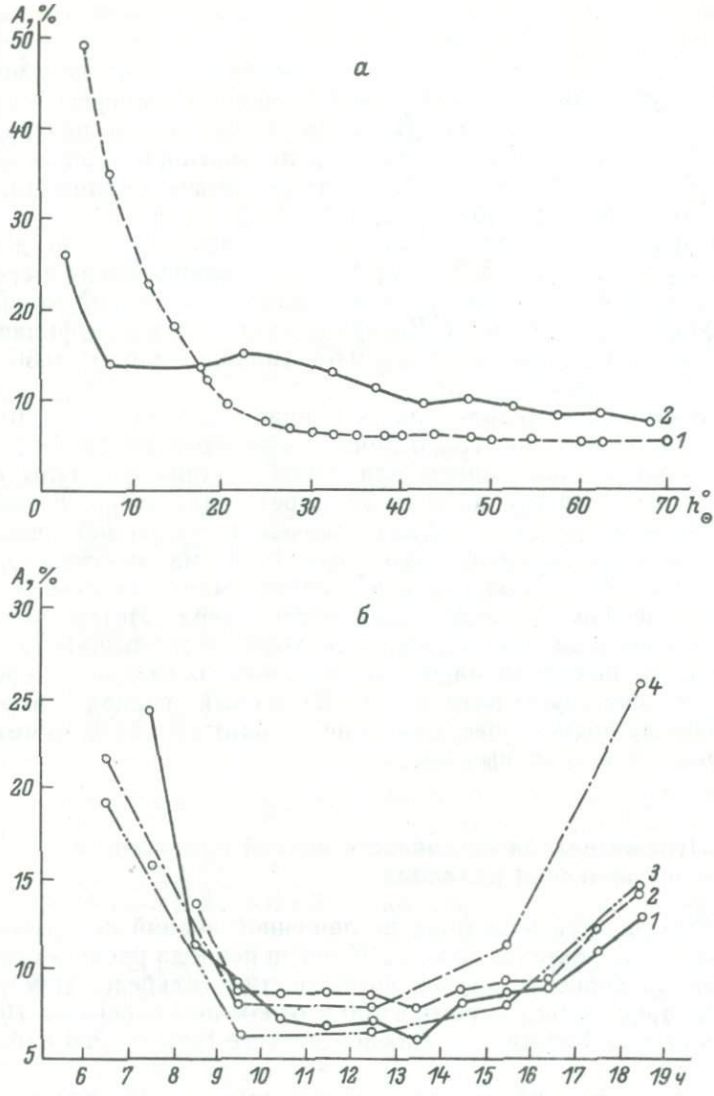


Рис. 30. Зависимость альбедо оз. Иссык-Куль от высоты Солнца (*а*) по данным Гронской, Фуксовой (1980; *1*) и по измерениям у южного берега (Институт озероведения АН СССР; *2*) и суточный ход альбедо на оз. Иссык-Куль (*б*) в июле (*1*) и августе (*2*) 1982 г., на оз. Чатыр-Кёль (*3*) и оз. Сонг-Кёль (*4*) в августе 1973 г.

Таблица 20

Альбедо, рассчитанное по Н. Е. Тер-Маркарянц (A_1) и Т. П. Гронской, Т. В. Фуксовой (A_2), оз. Иссык-Куль

Альбедо	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
A_1	13	10	8	7	7	6	6	6	8	10	13	16	9
A_2	19	10	7	6	6	5	5	6	6	8	13	19	9

(октябрь—март) в пределах 7 % (13.7—7.1 %). Этих данных недостаточно для определения ежемесячных значений альбедо для всего периода расчета. Выход был найден в использовании методики Н. Е. Тер-Маркарянц (1960), опробованной нами на Ладожском озере (Смирнова, 1968а) и на оз. Чаны (Смирнова, 1982). Значения альбедо были определены по нижней облачности с учетом географической широты и сравнены с данными Т. П. Гронской и Т. В. Фуксовой (1980, рис. 4) для высот Солнца в сроки 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин и 15 ч 30 мин для каждого месяца ($\varphi = 42.6°$ с. ш.; табл. 20).

Из табл. 20 следует, что альбедо, определенное двумя методами, различается мало; оно совпадает и с осредненными значениями измеренного альбедо по зонам озера.

В расчетах поглощенной радиации использовано альбедо, рассчитанное методом Н. Е. Тер-Маркарянц (1960) по зонам озера и взвешенное по площади (табл. 21). Поглощенная радиация на оз. Иссык-Куль рассчитана по формуле

$$B_k = Q_n(1 - A), \tag{21}$$

при этом использовались значения Q_n и A, приведенные в табл. 19 и 21. Средние для озера значения поглощенной радиации приведены в табл. 22, из анализа которой следует, что незамерзающее оз. Иссык-Куль, расположенное между 42.2°—42.7° с. ш., имеет высокие значения поглощенной радиации в течение всего года. За апрель—октябрь поглощенная радиация составляет 76 % годовой и 70 % годовой суммарной радиации.

Затраты тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой

Для конкретных данных, имеющихся в нашем распоряжении, для расчета затрат тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой (P) была выбрана известная формула А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954)

$$P = 5.07n(1 + 0.72V_{200})(t_{200} - t), \tag{22}$$

Таблица 21

Альбедо (%), оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1973	12.8	10.4	8.1	7.1	6.7	6.3	6.4	6.5	8.0	10.6	13.2	17.1	9.4
1974	12.6	10.8	8.4	7.1	6.8	6.4	6.4	6.5	8.0	10.5	12.4	15.9	9.3
1975	13.4	10.4	8.1	7.1	6.8	6.3	6.4	6.5	8.0	10.4	12.6	15.9	9.3
1976	13.3	10.0	8.2	7.1	6.8	6.3	6.4	6.5	8.0	10.1	12.5	16.3	9.3
1977	11.4	10.7	8.4	7.1	6.7	6.4	6.4	6.5	8.0	10.2	12.6	15.0	9.1
1978	14.0	10.7	8.3	7.1	6.8	6.3	6.4	6.5	8.0	10.3	12.3	12.4	9.1
1979	13.6	10.7	8.3	7.1	6.7	6.3	6.4	6.5	8.0	10.3	13.3	14.8	9.3
1980	13.3	10.0	8.2	7.1	6.7	6.3	6.4	6.5	8.0	10.3	12.1	16.6	9.3
1981	13.6	10.3	8.2	7.1	6.8	6.4	6.5	6.5	8.0	10.2	13.1	16.2	9.4
1982	13.0	10.6	8.3	7.1	6.7	6.3	6.4	6.5	8.0	10.3	12.2	15.7	9.3
Среднее	13.1	10.5	8.2	7.1	6.8	6.3	6.4	6.5	8.0	10.3	12.7	15.6	9.3

Таблица 22

Поглощенная радиация (МДж/м^2), оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1973	193.2	274.0	453.8	547.2	681.7	728.6	701.4	677.9	539.7	398.9	241.3	189.0	5626.7
1974	194.0	291.6	495.3	537.2	687.2	682.6	651.1	634.8	508.7	382.6	220.4	176.0	5461.5
1975	199.4	247.6	462.2	626.8	675.4	722.4	698.0	634.8	504.9	375.4	223.3	176.0	5546.2
1976	199.8	264.0	465.5	576.1	675.4	718.6	682.6	716.9	485.6	335.2	220.0	178.9	5518.6
1977	185.6	284.5	487.3	618.9	696.0	701.8	670.8	658.2	554.3	357.4	223.3	171.0	5609.1
1978	209.1	284.5	468.9	545.1	675.4	726.1	709.8	689.7	566.5	375.8	209.5	154.2	5614.6
1979	202.8	284.5	476.4	521.7	699.7	722.4	686.3	623.0	501.1	364.5	250.6	167.6	5500.6
1980	196.1	264.0	461.7	552.7	699.7	730.3	737.4	595.4	535.9	368.3	209.9	185.2	5536.6
1981	202.8	270.7	461.7	552.7	644.4	698.0	623.0	618.9	520.4	364.9	240.5	178.9	5376.9
1982	196.9	273.6	480.2	607.1	703.5	726.1	674.6	615.1	508.7	368.3	209.5	173.0	5536.6
Среднее	198.0	273.9	471.3	568.6	683.8	715.7	683.5	646.5	522.6	369.1	224.8	175.0	5532.8

Таблица 23

Основные гидрометеорологические элементы за период 1973—1982 гг., оз. Иссык-Куль

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее за год
t_a, °C	—0.2	—0.4	3.2	7.1	10.8	15.0	19.3	18.4	14.3	9.5	6.4	3.1	8.9
t_w, °C	(5.0)	(4.0)	4.4	7.2	11.3	15.2	18.9	19.8	17.3	13.8	10.2	(7.0)	11.2
e_{200}, мбар	4.7	4.4	6.0	8.6	10.6	13.0	15.5	15.0	10.2	8.7	6.1	5.3	9.0
e_o, мбар	(8.7)	(8.1)	8.4	10.2	13.4	17.3	21.8	23.1	19.8	15.8	12.4	(10.0)	13.3
v, м/с	2.1	2.2	2.5	2.7	2.8	3.0	3.9	3.9	3.3	3.0	2.6	2.3	2.5
n, балл	6.2	6.3	6.2	5.1	5.2	5.0	4.0	3.6	3.5	3.9	5.1	5.7	5.0

Таблица 24

Затраты тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой (МДж/м^2), оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1973	—73.7	—68.7	—26.8	0	—15.9	—1.7	8.8	—13.4	—41.1	—62.0	—40.6	—59.5	—394.6
1974	—105.6	—140.4	—22.2	5.0	—5.4	—5.4	8.4	—38.1	—48.6	—66.2	—49.0	—96.4	—563.9
1975	—42.3	—62.0	4.6	4.2	5.9	14.7	22.2	—39.8	—36.0	—59.5	—56.1	—57.4	—301.5
1976	—61.6	—82.5	—23.9	0.8	5.4	2.1	8.0	—9.6	—39.4	—77.1	—65.0	—68.3	—411.1
1977	—99.7	—90.1	—8.4	9.6	—8.4	17.2	—2.1	—8.4	—36.4	—83.4	—49.9	—106.0	—466.0
1978	—101.4	—127.8	—25.1	0	—9.6	—8.0	—5.9	—36.0	—36.9	—65.8	—81.7	—43.6	—541.8
1979	—69.1	—62.0	—36.4	—15.1	—15.9	—6.7	12.6	—10.1	—53.2	—36.0	—52.8	—45.7	—390.4
1980	—88.0	—86.3	—37.3	0.4	6.3	—25.6	—0.8	—36.0	—54.5	—68.3	—48.6	—71.6	—510.3
1981	—43.2	—81.3	—16.8	—19.3	—30.6	—26.4	—9.2	—31.0	—54.9	—92.6	—59.5	—73.7	—538.5
1982	—56.1	—93.4	—14.7	9.6	5.4	15.9	13.4	—18.9	—41.9	—66.2	—62.4	—94.3	—403.6
Среднее	—74.1	—89.4	—20.7	—0.05	—6.3	—2.4	5.5	—24.1	—44.3	—67.7	—56.6	—71.7	—452.2

где P — затраты тепла на турбулентный теплообмен, n — число дней в месяце; V_{200}, t_{200} — скорость ветра и температура воздуха на высоте 200 см над водной поверхностью соответственно; t — температура поверхности воды в озере. Сложности состояли в определении метеорологических элементов по зонам озера и для всей акватории. При расчете скорости ветра мы тоже использовали методику А. И. Соркиной (Гронская, Фуксова, 1980) для расчета ветра над морями и океанами.

На примере нескольких месяцев периода 1973—1982 гг. было показано, что можно в качестве поправки взять разность между средними многолетними значениями скоростей ветра (1964—1977 гг.) на метеостанциях, тяготеющих к определенным зонам озера — Рыбачье (зона I), Чолпон-Ата + Тамга (зона II), Красный Октябрь (зона III) и скоростью ветра, определенной на постоянных вертикалях в открытом озере (Гронская, Фуксова, 1980, табл. 1, с. 41). Были вычислены поправки для пяти вертикалей на каждый месяц и за год, а затем по данным метеостанций и полученным поправкам рассчитаны скорости ветра для каждого месяца 1973—1982 гг. по зонам озера (вертикали: 31 — зона I, 28 — зона III, 16 + 1 + 25 — зона II).

С 1960 г. в «Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах», а с 1978 г. в «Ежегодных данных о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» публикуются сведения об основных гидрометеорологических элементах, измеренных в озере на постоянных вертикалях. По этим данным были построены графики связи температуры и влажности воздуха, измеренной в Чолпон-Ате и на постоянных вертикалях. С помощью этих графиков по температуре воздуха в Чолпон-Ате рассчитывалась температура воздуха над озером для каждого месяца и периода расчета в каждой зоне, а затем было проведено осреднение температуры воздуха в зависимости от количества вертикалей и площади зоны. Температура поверхности воды в среднем за месяц в каждой зоне озера и взвешенная на все озеро также опубликована в названных изданиях. Значения основных гидрометеорологических элементов оз. Иссык-Куль за период расчета приведены в табл. 23.

При отсутствии данных по температуре воды на поверхности озера (t_0) ее можно рассчитать по температуре воды на водомерном посту ($t_п$), тяготеющему к данной зоне озера:

Зона	Ноябрь—апрель	Май—октябрь
I	$t_o = 2.176 + 0.796 t_п$ $(r = 0.78)$	$t_o = 1.316 + 0.917 t_п$ $(r = 0.90)$
II	$t_o = 0.99 t_п - 0.357$ $(r = 0.93)$	$t_o = 1.076 t_п - 1.599$ $(r = 0.96)$
III	$t_o = 1.446 + 0.895 t_п$ $(r = 0.86)$	$t_o = 0.989 t_п - 0.193$ $(r = 0.92)$

Результаты расчета затрат тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой представлены в табл. 24. Разность между средними

годовыми значениями, рассчитанными по средним годовым элементам (из табл. 23), и средними значениями, полученными из величин за каждый год путем суммирования за каждый месяц, составляет 10 %.

Изменение запасов тепла в водной массе

В приходную или расходную часть теплового баланса (в зависимости от того остывает озеро или нагревается) входит изменение запасов тепла в водной массе. Оно определяется разностью теплозапасов на 1-е число двух соседних месяцев. Для периода 1973—1978 гг. теплозапасы на 1-е число каждого месяца в слое 0—100 м для оз. Иссык-Куль рассчитаны в работе В. В. Романовского и Я. С. Стависского (1983). Теплозапасы за 1979—1982 гг. получены из «Ежегодных данных о режиме и ресурсах поверхностных вод суши». Мы разделяем мнение авторов (Романовский, Стависский, 1983), что процессы летнего нагревания и зимнего охлаждения распространяются на глубины несколько ниже 100 м, а поэтому теплозапасы водной массы и их изменение по месяцам и за год, представленные в табл. 25, неполные.

Увеличение запасов тепла в водной массе начинается с марта и продолжается до сентября и протекает неравномерно. Максимум увеличения теплозапасов отмечается в мае, а минимум — в августе. С сентября озеро начинает остывать и терять тепло, накопленное в период нагревания. Максимальное уменьшение теплозапаса приходится на ноябрь—декабрь, а минимум — на сентябрь. Средний многолетний годовой бюджет теплозапасов в слое 0—100 м, определяемый по разности между максимальными и минимальными теплозапасами, за период расчета составил 1818.9 МДж/м^2. В. В. Романовский и Я. С. Стависский (1983) отмечают, что, «если учесть и теплозапасы нижележащих слоев, то можно предположить, что теплозапасы озера часто выше 2095.0 МДж/м^2», т. е. это на 20 % выше среднего многолетнего годового бюджета теплозапасов оз. Иссык-Куль.

Приток тепла с водой впадающих в озеро рек

Последний элемент приходной части теплового баланса (формула 19) — приток тепла с водой впадающих рек, рассчитан по 21 реке, и, с введением поправок, отражает тепловой эффект притока тепла с водой 54 из 118 рек, впадающих в озеро, большая часть которых функционирует очень короткое время в году или в настоящее время полностью пересохли.

Для исследуемого периода (1973—1982 гг.) только 21 река освещена данными наблюдений за ежемесячными расходами воды и температурой. Те реки, для которых нет наблюдений за температурой воды, но известны их ежемесячные расходы, были учтены

Таблица 25

Теплозапасы (МДж/м^2) в слое 0—100 м на 1-е число каждого месяца, оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Изменение теплозапасов за год
1973	1893.9	1537.7	1336.6	1441.4	1885.5	2317.1	2614.6	2866.0	2891.1	2824.1	2622.9	2325.4	70.8
1974	1948.4	1575.4	1336.6	1466.5	1881.3	2304.5	2790.5	3159.3	3088.0	3033.6	2572.7	2203.9	—276.5
1975	1663.4	1340.8	1261.2	1424.6	1847.8	2283.6	2723.5	3150.9	3352.0	3264.0	2794.7	2199.8	213.7
1976	1768.2	1491.6	1382.7	1504.2	1831.0	2371.5	2874.3	3125.7	3205.4	3163.4	2798.9	2291.9	50.2
1977	1768.2	1437.2	1336.6	1470.7	1801.7	2279.4	2648.1	2937.2	3062.9	2995.8	2635.5	2216.5	192.8
1978	1948.4	1420.4	1252.8	1437.2	1826.8	2296.1	2681.6	3079.6	3343.6	3155.1	2857.6	2455.3	—129.9
1979	1835.1	1474.9	1340.8	1491.6	1847.8	2283.6	2690.0	2966.5	3113.2	3033.6	2673.2	2266.8	310.1
1980	2145.3	1676.0	1474.9	1533.5	1914.8	2379.9	2861.8	3142.5	3222.1	3088.0	3000.0	2690.0	58.6
1981	2203.9	1826.8	1541.9	1717.9	2095.0	2518.2	2752.8	3075.5	3251.4	3213.7	2723.5	2212.3	—427.4
1982	1776.6	1550.3	1391.1	1546.1	1990.2	2342.2	2782.2	3159.3	3314.3	3079.6	2715.1	2258.4	0.0
Среднее	1895.1	1533.1	1365.5	1503.4	1892.2	2337.6	2741.9	3066.2	3184.4	3085.1	2667.9	2312.0	29.3

Таблица 26

Тепло, внесенное со стоком рек (МДж/м^2), оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1973	0	0	0.42	0.84	1.26	2.51	4.61	3.77	1.68	0.84	0.42	0	16.35
1974	0	0	0.42	1.26	1.26	2.10	3.77	3.35	1.68	0.84	0.42	0	15.10
1975	0	0	0	0.84	0.84	2.93	3.35	4.61	2.10	0.84	0	0	15.51
1976	0	0	0.42	0.84	1.26	1.68	3.35	3.35	1.68	0.84	0.42	0	13.84
1977	0	0	0.42	0.84	1.26	2.93	2.93	3.77	2.10	0.84	0.42	0	15.51
1978	0	0	0.42	0.84	1.26	3.35	5.87	4.61	1.26	0.84	0.42	0	18.87
1979	0	0	0.42	0.84	1.26	2.93	4.19	4.19	1.68	1.26	0.42	0	17.19
1980	0	0	0.42	0.84	1.68	1.68	3.77	4.19	2.10	0.84	0.42	0	15.94
1981	0	0	0.42	0.84	2.10	4.19	5.87	3.77	1.68	0.84	0.42	0	20.13
1982	0	0	0.42	0.42	1.26	1.26	3.77	5.03	1.68	0.84	0.42	0	15.10
Среднее	0	0	0.38	0.84	1.34	2.56	4.15	4.06	1.76	0.88	0.38	0	16.35

в тепловом притоке поправкой, пропорциональной общему объему притока в соответствующую зону озера (зона I — кроме рек, на которых ведутся наблюдения за температурой воды, учтено еще 3 реки, по объему стока составляющие 19 %; зона II — 8 рек (33 %); зона III — 12 рек (12 %)).

Расчет притока тепла, принесенного впадающими реками ($Q_р$), выполнен по формуле

$$Q_р = W \cdot t \cdot \varrho \cdot c/10^7 F, \qquad (23)$$

где W — суммарный приток речных вод за месяц, t — средняя температура воды притока за месяц; ϱ и c — плотность и удельная теплоемкость воды, принятые равными 1; F — площадь озера. Результаты расчета по формуле (23), осредненные на поверхность озера, приведены в табл. 26. В декабре—феврале реки не приносят значимого количества тепла. Максимум притока тепла, принесенного с водою притоков, наблюдается в июле и августе, в период таяния ледников. Если ошибки в измерении стока оцениваются в 10 %, то такая же ошибка и в величине теплового притока.

Эффективное излучение

В расходной части теплового баланса эффективное излучение, как и расход тепла на испарение определяет потери тепла озером.

При исследовании тепловых балансов Ладожского озера (Смирнова, 1968б) и оз. Чаны (Смирнова, 1982) было установлено, что из всех существующих методов расчета эффективного излучения $E_{эф}$, с учетом объема исходной информации, наиболее подходит формула Т. В. Кирилловой (1970):

$$E_{эф} = 0.91\sigma T^4 (0.41 - 0.05\sqrt{e})\,(1 - cn) + 0.0034\Delta T - 0.0065, \qquad (24)$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана; T — абсолютная температура воздуха; e — абсолютная влажность; ΔT — разность между абсолютной температурой воды и воздуха; c — коэффициент, учитывающий влияние облачности, который для средних условий облачности равен 0.50; n — общая облачность, в долях единицы.

Температура воздуха над озером определена при расчетах затрат тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой. Влажность воздуха над озером вычислялась по методике, примененной при расчете температуры воздуха; построены графики связи температуры воздуха на метеостанции с температурой воздуха над водной поверхностью; по температуре воздуха с графиков связи $e_{оз} = f(t_{возд.\ над\ оз.})$ сняты значения влажности на всех вертикалях для каждого месяца периода расчета. Облачность та же, что и при расчете суммарной радиации по формуле (20). E — эффективное излучение, осредненное в зависимости от площади зоны на все озеро, приведено в табл. 27.

Таблица 27

Эффективное излучение (МДж/м^2), оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII
1973	176.0	155.0	155.0	150.8	167.6	155.0	163.4
1974	184.4	180.2	171.8	138.3	150.8	150.8	150.8
1975	171.8	129.9	138.3	167.6	155.0	142.5	155.0
1976	176.0	155.0	155.0	155.0	150.8	146.6	159.2
1977	163.4	163.4	171.8	167.6	159.2	142.5	159.2
1978	201.1	167.6	159.2	146.6	155.0	155.0	167.6
1979	184.4	167.6	167.6	142.5	167.6	150.8	159.2
1980	188.6	155.0	159.2	150.8	155.0	163.4	171.8
1981	201.1	163.4	150.8	155.0	159.2	155.0	150.8
1982	167.6	171.8	159.2	163.4	159.2	142.6	150.8
Среднее	181.4	160.9	158.8	153.8	157.9	150.4	158.8

Таблица 27 (*продолжение*)

Год	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1973	176.0	197.0	226.3	192.7	209.5	2124.3
1974	176.0	192.7	213.7	184.4	201.1	2095.0
1975	180.2	184.4	205.3	184.4	184.4	1998.8
1976	184.4	180.2	196.9	188.6	188.6	2036.3
1977	176.0	201.1	201.1	180.2	184.4	2069.9
1978	188.6	209.5	205.3	184.4	146.6	2086.5
1979	163.4	184.4	184.4	205.3	167.6	2044.8
1980	176.0	205.3	196.9	167.6	201.1	2090.7
1981	171.8	196.9	209.5	196.9	192.7	2103.1
1982	155.0	188.6	196.0	180.2	192.7	2027.1
Среднее	174.7	194.0	203.5	186.5	186.5	2067.6

Радиационный баланс и затраты тепла на испарение

Для замыкания теплового баланса (формула 19) необходимо определить затраты тепла на испарение. Они могут быть определены по разности всех составляющих теплового баланса и независимым способом по испарению, рассчитанному по эмпирическим формулам, определенному по испарителям, по методу водного баланса, или по методу турбулентной диффузии. Все известные нам величины испарения, определенные для оз. Иссык-Куль, приведены в табл. 9. Известно, что только применение нескольких методов для определения испарения позволяет быть уверенным в его надежности.

В работе Т. П. Гронской и Т. В. Фуксовой (1980) была предпринята первая попытка расчета испарения (E) по формуле теплового баланса (Рекомендации. . ., 1965)

$$E = 25.8 \cdot 10^{-3} (R - B)\, \Delta e / (1.55 \Delta e + \Delta t), \qquad (25)$$

где R — радиационный баланс; B — изменение запасов тепла в водной массе; $\Delta e = e_0 - e_{200}$, где e_0 — упругость насыщения над озером по температуре поверхности воды, e_{200} — влажность воздуха над озером; Δt — разность температуры воды и воздуха над озером.

Основной частью энергетического баланса является радиационная составляющая, которая может быть представлена радиационным балансом (R), рассчитанным по формуле Т. В. Кирилловой и М. П. Тимофеева (1959):

$$R = R' + Q\,(A' - A) + 1.6\sigma T_0^3\,(t' - t) + \frac{0.025\,\Delta e'}{\sqrt{e_{200}}}\sigma T^4, \qquad (26)$$

где R' — радиационный баланс по ст. Чолпон-Ата, Q — суммарная радиация из табл. 19, A' — альбедо суши, взвешенное в зависимости от площади, занятой различными подстилающими поверхностями на побережье (песок, камни, трава и т. д.), A — альбедо озера из табл. 21, T_0 — температура воздуха в Чолпон-Ате, t' — температура почвы, t — температура поверхности в озере, T, e_{200} — температура и влажность над озером соответственно, $\Delta e' = e_{оз} - e_{суша}$ ($e_{суша}$ — по Чолпон-Ате).

Вторая попытка расчета теплового баланса предпринята Г. Д. Шабуниным в 1984 г., который (1984) рассчитал основные составляющие теплового баланса по данным метеостанции Чолпон-Ата: радиационный баланс по формуле (26); затраты тепла на испарение по формуле из «Указаний для расчета испарения с водной поверхности» (1969); затраты на турбулентный теплообмен по формуле А. П. Браславского и З. А. Викулиной (1954); изменения запасов тепла в водной массе — по данным В. В. Романовского, Я. С. Стависского (1983), дополнив их материалами о теплозапасах за 1979—1983 гг. Приток тепла с водой впадающих рек им не учтен.

Этими работами и исчерпываются сведения об исследовании элементов теплового баланса оз. Иссык-Куль. Полный тепловой баланс для оз. Иссык-Куль представлен впервые.

В наших исследованиях испарения мы прибегли к формуле (25), считая, что определенное по разности теплового баланса испарение будет содержать и все ошибки, допущенные при расчетах элементов теплового баланса. В формулу (25) входит суточное значение радиационного баланса, который был рассчитан по формуле (26), уже опробованной нами ранее на других озерах. Полученные результаты сравнивались с радиационным балансом (B), рассчитанным по разности: $B = B_k - E_{эф}$. Радиационный баланс, рассчитанный по формуле (26), в среднем на 5 % меньше, чем по разности (с колебаниями от −16 до +8 %).

Таблица 28

Радиационный баланс (МДж/м^2), рассчитанный по формуле (26), оз. Иссык-Куль

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
1973	38.5	97.2	237.2	374.6	491.1	551.0	529.2	450.4	269.0	168.0	33.9	—5.0	3235.1
1974	36.0	136.6	260.2	353.6	457.1	525.4	513.7	443.7	277.0	127.8	33.5	—10.1	3154.5
1975	43.2	107.7	266.9	410.2	462.2	509.1	538.0	404.8	284.1	156.3	16.8	13.8	3213.1
1976	17.6	98.5	222.5	370.0	492.3	486.5	464.2	434.9	248.0	106.4	19.7	—13.4	2947.2
1977	49.9	136.6	251.0	388.0	491.9	499.0	450.0	411.0	344.0	164.2	57.0	—7.1	3235.5
1978	56.6	103.9	263.1	429.9	545.5	538.4	578.6	462.6	378.8	145.0	27.2	—1.7	3527.9
1979	45.7	98.9	269.8	321.4	511.2	536.3	546.8	431.6	300.0	163.0	49.4	21.4	3295.5
1980	21.4	82.5	269.0	386.7	512.0	513.7	517.5	429.9	322.2	142.9	47.4	7.5	3252.7
1981	30.6	72.5	252.2	354.1	442.0	489.0	494.4	442.9	344.4	171.4	67.5	23.5	3184.5
1982	57.4	121.9	275.3	462.6	556.8	551.8	584.5	468.4	369.1	207.0	86.7	41.1	3782.6
Среднее	39.7	105.6	256.7	385.1	496.2	520.0	521.7	438.0	313.7	155.2	43.9	7.0	3282.8

Метеорологические элементы были определены при расчете эффективного излучения и затрат тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой (табл. 23). Значения радиационного баланса за каждый месяц, рассчитанные по формуле (26), приведены в табл. 28.

По формуле (25), в которую входят суточные значения радиационного баланса (из табл. 28), суточные изменения запасов тепла в водной массе (из табл. 25) и Δe, Δt, определенные ранее ($\Delta e = e_0 - e_{200}$, где e_0 — по температуре воды), получены суточные и месячные (умножением на число дней в месяце) значения испарения (в мм). Испарение за каждый месяц в среднем для периода 1973—1982 гг., затраты тепла на испарение, рассчитанные с учетом температуры поверхности (на 10 мм испарения $595 - 0.565t_w$, кал), и внутригодовое распределение испарения приведены в табл. 29, там же для сравнения приведено внутригодовое распределение испарения для оз. Севан.

Переходным месяцем от холодного периода к теплому является апрель. С июля по январь доля испарения за каждый месяц в годовой величине составляет 9—15 %. Минимальное испарение отмечено в марте—мае, когда озеро уже остыло, но еще не нагрелось (см. табл. 19, 22, 25).

Во внутригодовом распределении испарения на озерах Иссык-Куль и Севан

Таблица 29

Испарение (E) с поверхности оз. Иссык-Куль (мм), затраты тепла на испарение (LE, МДж/м^2) и внутригодовой ход испарения (%), 1973—1982 гг.

Элемент	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
E	90	61	37	—1	24	46	83	116	130	143	131	113	973
LE	223.3	151.5	91.9	—2.5	59.2	113.0	203.2	283.8	319.0	351.8	323.4	279.8	2399.9
E, %	9.2	6.2	3.8	—0	2.5	4.7	8.5	11.9	13.4	14.7	13.5	11.6	100.0
Севан, E, %	7.3	5.3	4.9	3.0	3.6	6.7	10.1	12.8	13.8	13.8	10.8	7.9	100.0

Примечание. Данные по оз. Севан из работы А. М. Мхитаряна (1970).

Таблица 30

Испарение за год (мм) и затраты тепла на испарение (МДж/м^2), оз. Иссык-Куль

Год	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	Среднее
E	980	925	934	869	915	1057	911	942	1030	1169	973
LE	2416.7	2281.8	2306.6	2144.4	2256.0	2605.6	2247.9	2321.3	2539.1	2885.5	2399.9

много общего, что отражает общие физико-географические особенности этих высокогорных озер. Некоторые различия в распределении испарения можно объяснить влиянием средних глубин — 278 и 28 м соответственно, и разностью высот 300 м. В табл. 30 приведены значения испарения за год и затраты тепла на испарение, рассчитанные с учетом температуры поверхности воды. Испарение с поверхности оз. Иссык-Куль за период 1973—1982 гг. колебалось в пределах 869—1169 м, что составляет 12—20 % от средней величины.

Некоторые трудности в определении элементов баланса связаны с тем, что в 1979 г. изменение запасов тепла (ΔW) определено по малому количеству наблюдений, а поэтому был предложен способ определения этой величины по температуре поверхности воды. С графика связи $\Delta W = f(t_w)$ за 9 лет были сняты месячные значения изменения запасов тепла. В сумме за год они дали величину мéньшую, чем рассчитанная за 1979 г. по данным наблюдений.

В 1982 г. радиационный баланс суши был на 420 МДж/м^2 больше средней величины за 9 лет, что отразилось на испарении (по формуле 25). Испарение в среднем за 9 лет (без 1982 г.) составляет 950 мм (LE = 2343.2 МДж/м^2). В табл. 9 приведено испарение за год, рассчитанное разными авторами. Исходя из этих данных, в среднем можно принять испарение равным 860 мм (LE=2112 МДж/м^2), что на 12 % меньше рассчитанного нами. На оз. Иссык-Куль существует сеть испарителей ГГИ-3000, установленных в грунте. Л. Г. Черкасов (1977) приводит величину испарения в 943 мм, LE = 2370.7 МДж/м^2 (по трем испарителям). Однако не ясно как получено испарение за ноябрь—март, когда оно не измеряется по испарителям. За 1973—1982 гг. испарение по испарителям ГГИ-3000 в Чолпон-Ате и Тамге, приведенное к бассейну, за май—сентябрь соответственно составило 709 и 626 мм, что значительно больше, чем в озере (см. табл. 29). Испарение за октябрь—апрель можно рассчитать по простейшей формуле Мейера—Тихомирова, в которую входит только дефицит влажности. Эта формула была использована З. А. Викулиной и М. Н. Хейфецом (табл. 8). За год испарение в Чолпон-Ате составило 1125 мм, а в Тамге — 1035 мм, что свидетельствует о влиянии экспозиции склонов котловины на испарение и о неравномерном распределении испарения по озеру.

За июль—декабрь с поверхности большого озера испаряется 74 % его годовой суммы, а за май—сентябрь — 41 %. За октябрь—апрель (когда отсутствуют данные по испарителю ГГИ-3000) испаряется около 35 % рассчитанной годовой суммы (1125 и 1035 мм). Если данные испарителей ГГИ-3000 за май—сентябрь увеличить на 35 %, то испарение за год в Чолпон-Ате составит 1091 мм, а в Тамге — 963 мм, что близко к рассчитанным по формуле (25).

Тепловой баланс за период 1973—1982 гг.

Физико-географические и морфометрические особенности оз. Иссык-Куль (большие глубины, три зоны на акватории озера по распределению глубин, различие климата в западной и восточной частях озера, определение метеорологических элементов в приводном слое, определение теплозапасов только в слое 0—100 м и др.) вносят дополнительные трудности в расчет теплового баланса.

В табл. 31 и 32 приводятся значения теплового баланса оз. Иссык-Куль по месяцам (в среднем за период 1973—1982 гг.) и по годам.

Основной приток тепла в озеро определяется суммарной радиацией, бóльшая часть которой поглощается поверхностью воды. Поглощенная радиация в январе составляет 41 % приходной части теплового баланса, а в марте—апреле 99.9 %. От года к году ее вклад в приходную часть теплового баланса колеблется от 92 до 99.8 %, т. е. в пределах 8 %. Значительно убывает поглощенная радиация от сентября к октябрю, достигая минимума в декабре. От года к году поглощенная радиация изменяется мало. Так, в 1973, 1975, 1977, 1979, 1980 и 1982 гг. она составляла 97.7 % приходной части теплового баланса. Минимум (92.3 %) отмечался в 1981 г.

Изменение запасов тепла в водной массе интенсивно происходит в ноябре—январе (61—74—59 %), когда озеро остывает. За период с 1973 по 1982 г. только в 1982 г. в приходной части теплового баланса изменение тепла в водной массе составило 7 %.

Расход энергии определяется в первую очередь затратами тепла на испарение. Максимальные затраты тепла на испарение (59 %) наблюдаются в сентябре, а минимальные (9 %) в мае. В апреле наблюдается конденсация. Затраты тепла на испарение от года к году изменяются мало (39—45 %). Исключение составил 1982 г. — 52 %. В среднем за год затраты тепла на испарение (без 1982 г.) составляют 40 % суммарной радиации, 43 % поглощенной и 73 % радиационного баланса. На втором месте по расходу тепла стоит эффективное излучение, которое внутри года изменяется от 21 до 38 %, а от года к году от 36 до 38 %.

Тепло, поступившее в водную массу, аккумулируется с марта по август, достигая в апреле—мае 68—65 % суммы приходной части баланса. Изменение теплозапасов в водной массе в среднем за год за 1973—1982 гг. равно нулю, но между годами аккумулированное водной массой тепло достигало 6 % (1979 г.).

Затраты тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой максимальны в феврале (20 %) и минимальны в апреле (0). От года к году эта величина изменяется в пределах 10—7 % приходной части теплового баланса.

Критерием точности определения теплового баланса может быть невязка между приходной и расходной частью баланса.

Таблица 31

Тепловой баланс оз. Иссык-Куль по месяцам (1973—1982 гг.) (первая строка — МДж/м², вторая — % от Σ_+)

Месяц	Приход					Расход					Невязка от Σ_+
	$B_к$	P	$Q_р$	ΔW	Σ_+	$E_{эф}$	LE	P	ΔW	Σ_-	
I	198.0	—	0	282.1	480.1	181.4	223.3	74.1	—	478.8	—1.3
	41.2	—	0	58.8	100.0	37.8	46.5	15.4	—	99.7	0.3
II	273.9	—	0	168.5	442.4	160.9	151.5	89.4	—	401.8	—40.6
	61.9	—	0	38.1	100.0	36.4	34.2	20.2	—	90.8	—9.2
III	471.3	—	0.4	—	471.7	158.8	91.9	20.7	138.3	409.7	—62.0
	99.9	—	0.1	—	100.0	33.7	19.5	4.4	29.3	86.9	13.1
IV	568.6	—	0.8	—	569.4	153.8	—2.5	0.05	387.0	538.4	—31.0
	99.9	—	0.1	—	100.0	27.0	—0.4	0	68.0	94.6	5.4
V	683.8	—	1.3	—	685.1	157.9	59.2	6.3	445.4	668.8	—16.3
	99.8	—	0.2	—	100.0	23.0	8.6	0.9	65.0	97.6	2.4
VI	715.7	—	2.6	—	718.3	150.4	113.0	2.4	404.3	670.1	—48.2
	99.6	—	0.4	—	100.0	20.9	15.7	0.3	56.3	93.3	6.7
VII	683.5	5.5	4.2	—	693.2	158.8	203.2	—	324.3	686.3	—6.9
	98.6	0.8	0.6	—	100.0	22.9	29.3	—	46.8	99.0	1.0
VIII	646.5	—	4.1	—	650.6	174.7	283.8	24.1	118.2	600.8	—49.8
	99.4	—	0.6	—	100.0	26.8	43.6	3.7	18.2	92.3	7.7
IX	522.6	—	1.8	99.3	623.7	194.0	319.0	44.3	—	557.3	—66.4
	83.8	—	0.3	15.9	100.0	31.1	51.1	7.1	—	89.3	10.7
X	369.1	—	0.9	417.2	787.2	203.5	351.8	67.7	—	623.0	—164.2
	46.9	—	0.1	53.0	100.0	25.8	44.7	8.6	—	79.1	20.9
XI	224.8	—	0.4	355.9	581.1	186.5	323.4	56.6	—	566.5	—14.6
	38.7	—	0.1	61.2	100.0	32.1	55.6	9.7	—	97.4	2.6
XII	175.0	—	0	494.5	669.5	186.9	279.8	71.7	—	538.4	—131.1
	26.1	—	0	73.9	100.0	27.9	41.8	10.7	—	80.4	19.6
За год	5532.8	5.5	16.9	1817.5	7372.7	2067.6	2399.9	457.3	1817.5	6742.3	—630.4
	75.0	0.1	0.3	24.6	100.0	28.0	32.6	6.2	24.6	91.4	8.6
	5532.8	5.5	16.9	0	5555.2	2067.6	2399.9	457.3	0	4924.8	—630.4
	99.6	0.1	0.3	0	100.0	37.2	43.2	8.2	0	88.6	11.3

Таблица 32

Тепловой баланс оз. Иссык-Куль по годам (первая строка — МДж/м², вторая — % от Σ_+)

Год	Q_n	A%	Приход				Расход					Невязка
			B_k	Q_p	ΔW	Σ_+	$E_{эф}$	LE	P	ΔW	Σ_-	
1973	6161.4	9.4	5626.7	16.4	—	5643.1	2124.3	2416.7	394.6	70.8	5006.4	—636.7
			99.7	0.3	—	100.0	37.6	42.8	7.0	1.3	88.7	11.3
1974	5955.0	9.3	5461.5	15.1	276.6	5753.2	2095.0	2281.8	563.9	—	4940.7	—812.5
			94.9	0.3	4.8	100.0	36.4	39.7	9.8	—	85.9	14.1
1975	6030.8	9.3	5546.2	15.5	—	5561.7	1998.8	2306.6	301.5	213.7	4820.7	—741.0
			99.7	0.3	—	100.0	35.9	41.5	5.4	3.8	86.6	13.4
1976	6010.7	9.3	5518.6	13.8	—	5532.4	2036.3	2144.4	411.1	50.2	4642.0	—890.4
			99.8	0.2	—	100.0	36.8	38.8	7.4	0.9	83.9	16.1
1977	6087.8	9.1	5609.1	15.5	—	5624.6	2069.9	2256.0	466.0	192.8	4984.7	—639.9
			99.7	0.3	—	100.0	36.8	40.1	8.3	3.4	88.6	11.4
1978	6107.1	9.1	5614.6	18.9	129.9	5763.4	2086.5	2605.6	541.8	—	5233.9	—529.5
			97.4	0.3	2.3	100.0	36.2	45.2	9.4	—	90.8	9.2
1979	5992.0	9.3	5500.6	17.2	—	5517.7	2044.8	2247.9	390.4	310.1	4993.2	—524.5
			99.7	0.3	—	100.0	37.0	40.7	7.1	5.6	90.5	9.5
1980	6070.9	9.3	5536.6	15.9	—	5552.5	2090.7	2321.3	510.3	58.6	4980.9	—571.6
			99.7	0.3	—	100.0	37.7	41.8	9.2	1.1	89.8	10.2
1981	5861.0	9.4	5376.9	20.1	427.4	5824.4	2103.1	2539.1	538.5	—	5180.7	—643.7
			92.3	0.3	7.4	100.0	36.1	43.6	9.2	—	89.0	11.0
1982	6021.0	9.3	5536.6	15.1	0	5551.7	2027.1	2885.5	403.6	0	5316.2	—235.5
			99.7	0.3	0	100.0	36.5	52.0	7.3	0	95.8	4.2
Среднее	6029.7	9.3	5532.8	16.4	83.3	5632.5	2067.6	2399.9	452.2	89.6	5009.3	—623.2
			98.2	0.3	1.5	100.0	36.7	42.6	8.0	1.6	88.9	11.1

По месяцам она изменяется от 21 (октябрь, ноябрь) до 0.3 % (январь). С апреля по июль невязка теплового баланса изменяется от 1 до 6.7 %. В среднем по месяцам приходная часть теплового баланса больше расходной на 9 %, что вполне допустимо. Невязки теплового баланса по годам колеблются от 4 до 16 % и обычно расходная часть теплового баланса меньше приходной и бóльшие невязки приходятся на холодные годы. Для теплового баланса за год (среднего за десять лет) невязка составляет около 11 %. Если в тепловой баланс включить испарение, полученное по другим формулам (см. табл. 9 и 10), то невязка возрастает до 16 %. Поскольку полный тепловой баланс оз. Иссык-Куль рассчитан впервые, а ряд его элементов изучены недостаточно или неполно освещены данными, что отмечалось в соответствующих разделах, невязка между приходной и расходной частью баланса вполне естественна и величина ее допустима.

Дальнейшее уточнение теплового баланса оз. Иссык-Куль связано с проведением исследований по определению и расчету гидрометеорологических элементов в приводном слое (особенно в холодный период) и с детализацией теплозапасов по слоям и ниже 100-метровой изобаты.

2.6. О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ПОНИЖЕНИЯ УРОВНЯ ОЗЕРА

За более чем столетнюю историю исследований колебаний уровня озера вопрос о достоверности резкого снижения уровня Иссык-Куля во второй половине XIX столетия и причинах, вызвавших это понижение, до сих пор остается открытым. Общее снижение уровня озера за период с 1910 по 1984 г. с учетом замечания Л. С. Берга (1960) о снижении уровня озера с 1910 по 1928 г. на 1.3 м составило 4.1 м. Расчеты некоторых авторов (Бондарев, 1973; Ключарев, 1974; Романовский, 1979), показывающие, что уровень за последнее столетие понизился более чем на 7 м, не являются достаточно обоснованными, так как они опираются на весьма ненадежные и противоречивые сведения путешественников и исследователей второй половины XIX столетия. Эти данные и сведения, полученные от старожила и знатока Иссык-Куля Я. И. Королькова, не позволили Л. С. Бергу сделать окончательный вывод об истинных величинах и ходе колебаний уровня воды в озере в конце прошлого столетия (Берг, 1960). Позднее на это же обратил свое внимание и Д. Я. Раткович (1984), анализируя работу Ю. П. Ключарева (1973).

Ранее уже отмечалось (Хейфец, 1980), что в работе Л. Г. Бондарева (1973), где также приведены расчеты о значительном снижении уровня в конце прошлого столетия, это явление интерпретировано ошибочно из-за необоснованно большого периода осреднения годового количества атмосферных осадков (скользящие) и их сопоставления с предполагаемым (снижающимся) ходом уровня озера.

Расчетные данные, приведенные в статье В. В. Романовского (1979) до периода инструментальных наблюдений и для периода 1976—2000 гг. с целью прогноза колебаний уровня озера, недостаточно обоснованы, так как получены по уравнению экспоненты, не применимой к колебаниям уровня бессточных водоемов, поскольку последние относятся к категории многоциклических развивающихся процессов, а не стационарных. К тому же кривая экспоненты при ином расчетном периоде может иметь другой вид, а тренд ее — другую направленность. Период инструментальных наблюдений за уровнем оз. Иссык-Куль для таких расчетов очень короток, чтобы можно было судить о его ходе в перспективе. Именно поэтому восстанавливать уровни прошлых лет и тем более давать прогнозы на основании уравнения экспоненты не целесообразно.

До настоящего времени продолжаются дискуссии в отношении установления истинных причин направленного снижения уровня озера, продолжающегося уже в течение нескольких десятилетий. Одним из факторов, вызывающих эти споры, является еще относительно слабая изученность гидрометеорологических и гидрогеологических особенностей котловины озера и бассейна в целом. Коротки и ряды наблюдений за отдельными составляющими элементов водного баланса. Значения испарения с озера, как и осадков, выпадающих на его поверхность, получают расчетными методами. Поэтому не удивительно, что некоторые исследователи (Раткович, 1977; Гронская, 1983) при расчетах вместо двух неточных элементов водного баланса водоема — осадков и испарения — применяют один — видимое испарение. Затруднителен и подсчет поверхностного притока в озеро из-за того, что почти все замыкающие гидрологические створы на реках котловины расположены не в устье, а при выходе рек на предгорную равнину. Ниже гидропостов осуществляются заборы воды на орошение, промышленные и хозяйственные нужды. В связи с этим увеличивается доля грунтовых вод в водном балансе, так как значительная часть воды фильтруется в почву и рано или поздно подземным путем снова возвращается в реки или попадает непосредственно в озеро. В этом вопросе мы полностью согласны с М. Н. Большаковым (1982) и А. В. Шнитниковым (1977, 1980), считающими, что доля безвозвратных потерь при водозаборе в настоящее время незначительна (см. разд. 2.4). Сторонники антропогенной гипотезы понижения уровня озера, считающие, что с 1946 г. уровень воды в озере понижался лишь вследствие водозабора, явно завышают долю безвозвратных потерь (от 45 до 80 % водозабора) из зоны рассеивания стока (Раткович, 1977; Гронская, 1980б). Часть авторов при этом делают упор на 1946 г. лишь потому, что начиная с этого года имеются относительно точные данные по водозабору по сравнению с предыдущим временем.

Поскольку данные геологических и гидрогеологических исследований до настоящего времени не выявили подземного оттока воды из озера, то все потери влаги в котловине, возможно, вы-

несены воздушным путем. Причем, как справедливо отметил М. Н. Большаков (1982), вынос (27.2 $м^3/с \cdot$ год) распространяется на весь бассейн, а не на зону рассеивания стока, как полагает Т. П. Гронская (1983).

Уровень оз. Иссык-Куль — интегральный показатель климата всего бассейна, а не только отражение изменений элементов водного баланса водоема, поэтому понижение уровня озера говорит о дефиците влаги во всем бассейне. Что же касается выноса влаги за пределы бассейна воздушным путем, то тут не может быть иного мнения чем то, что такой вынос существует и условия для него весьма благоприятны. Как известно (Синоптические процессы. . ., 1957; Климат Киргизской ССР, 1965), над Тянь-Шанем в свободной атмосфере круглый год существует западно-восточный перенос воздушных масс. Поэтому влага, испаряющаяся с озера и его бассейна или проходящая над ним, при соответствующей синоптической обстановке (обычно в антициклоническую погоду) выносится за пределы котловины, преимущественно в восточной ее части. Здесь гребни замыкающих котловину хребтов имеют абсолютные отметки 2000—2500 м и в теплое время года, когда уровень конденсации расположен выше указанных отметок, вынос влаги становится даже более благоприятен, чем привнос, поскольку на западе котловины гребни хребтов расположены на 1000—1500 м выше. Этому способствуют и соответствующие синоптические условия: во время холодных циклонических вторжений (северных, северо-западных), западных циклонов и волновой деятельности, с которыми на Северный и Центральный Тянь-Шань, в том числе и в Иссык-Кульскую котловину, приносится основная масса влаги, температура воздуха теплого периода года заметно понижается и отмечается максимум увлажнения. Снижается и уровень конденсации. Вхождение влажных воздушных масс во внутригорные котловины и долины, особенно маломощных вторжений, становится затруднительным (Хейфец, 1971).

В антициклоническую погоду, когда господствуют термическая депрессия или размытое барическое поле, температуры воздуха теплого периода велики, велико и испарение. В связи с повышением в это время и уровня конденсации, вынос влаги за пределы бассейна становится благоприятным. Большую роль при этом играют озерные бризы и долинные ветры.

Дискуссия о замкнутости воздушного бассейна озера в связи с выяснением причин резкого снижения уровня Иссык-Куля происходила в основном среди гидрологов (Раткович, 1977; Кривошей, 1980; Шнитников, 1980; Большаков, 1982). Для синоптиков и климатологов вопрос об отсутствии такой замкнутости никогда не возникал. Учитывая, что до настоящего времени нет прямых доказательств просачивания вод озера подземным путем, дефицит влаги в котловине, выражающийся в понижении уровня оз. Иссык-Куль, уменьшение аккумулированной влаги в ледниках и запасов грунтовых вод можно объяснить лишь выносом влаги воздушным

путем. Эта испарившаяся со всего бассейна и вынесенная за его пределы влага отрицательно сказывается на водном балансе котловины и соседних районов Тянь-Шаня, где также отмечается деградация оледенения (Бондарев, Забиров, 1964; Бондарев, 1971а, б; Забиров, 1977; Диких, 1977; Хейфец, 1966а, б, 1976).

Анализ многолетних данных температуры воздуха, атмосферных осадков, стока рек и уровня оз. Иссык-Куль показал, что увлажненность на Тянь-Шане за последнее столетие действительно уменьшается (Хейфец, 1979, 1980). Результатом этого и является продолжающийся до настоящего времени спад уровня озера. Ныне уровень озера соответствует современным климатическим условиям. То же самое отмечал и Р. Д. Забиров (1977) в отношении оледенения Средней Азии. Все эти факты говорят о том, что происходит направленное уменьшение увлажненности на Тянь-Шане. Объяснения некоторых исследователей будто понижение уровня озера происходит под влиянием антропогенных факторов не убедительны, так как часть из них совершенно не используют в своих расчетах имеющиеся данные длинных рядов наблюдений за температурой воздуха и атмосферными осадками (Романовский, 1979; Каплинский, Косухина, 1978; Каплинский, Тимченко, 1977; Раткович, 1977).

Поскольку в котловине имеется метеостанция Пржевальск с периодом наблюдений более 100 лет, большой научный интерес представляет сравнение хода основных метеоэлементов по этой станции — температуры воздуха и осадков — с колебаниями уровня озера (см. разд. 1.4). Как показали наши исследования (Хейфец, 1964, 1979, 1980), уровень озера синхронен ходу атмосферных осадков при представлении их в интегральной форме с последующим сглаживанием по скользящим трехлетиям (рис. 31). Ранее нами использовались данные об атмосферных осадках, переведенные в модульные коэффициенты, представляющие собой отношение осадков i-го года к средней многолетней величине, т. е. $K = X_i/\bar{X}$, где среднее количество осадков принималось равным 1. Ординаты кривой в таком случае имеют выражение $\sum_{n=1}^{i=n} (K-1)$. Поскольку при некоторых расчетах пользуются истинными значениями осадков (мм), то выражение $\sum_{n=1}^{i=n} (K-1)$ можно записать как $\sum_{n=1}^{i=n} \Delta X_m$, мм. Тогда формула (7) из нашей работы (Хейфец, 1979)

$$X_n = \frac{1}{3}\left[\sum_{m=0}^{n-1}(K-1) + \sum_{m=1}^{n=1}(K-1) + \sum_{m=2}^{n+1}(K-1)\right] \tag{27}$$

будет иметь следующий вид:

$$X_n = \frac{1}{3}\left(\sum_{m=0}^{n-1}\Delta X_m + \sum_{m=1}^{n}\Delta X_m + \sum_{m=2}^{n+1}\Delta X_m\right). \tag{28}$$



Рис. 31. Атмосферные осадки за гидрологический год (октябрь—сентябрь) по метеостанции Пржевальск — интегральная кривая, 3-летние скользящие (*1*) и многолетние колебания уровня озера (*2*).

Штриховая линия — уровень, восстановленный по связи с осадками (1910—1927 гг.); кружок — отметка уровня озера в 1910 г. (по данным Л. С. Берга, 1960).

По этому уравнению и была рассчитана кривая хода осадков, представленная на рис. 31. Зависимость хода уровня от осадков вполне очевидна. Коэффициент корреляции между осадками и уровнем озера за период 1932—1973 гг. оказался равным 0.94 ± 0.01. Что же касается отсутствия тесной зависимости уровня озера от поверхностного притока, то здесь уместно напомнить высказывание В. Г. Андреянова о том, что «колебания уровня бессточного озера отражают изменения не притока, а разницы между притоком и испарением с зеркала озера за вычетом осадков на него» (Андреянов, 1959, с. 331). Противоположность хода осадков и уровня в самом конце кривых на рис. 31 объясняется тем, что при построении разностно-интегральных кривых конечные значения всегда равны нулю. Поэтому стремление кривой осадков к нулю создает ложное впечатление об отсутствии связи между данными кривыми (подробнее см. Хейфец, 1979, с. 21). На основании этого можно сделать неверный вывод о якобы начавшемся нарушении зависимости уровня от осадков. На самом деле, при удлинении ряда по прошествии нескольких лет, этот ложный ход исчезнет и уже конечные значения новой разностно-интегральной кривой осадков также будут равны нулю. При этом следует отметить и такой важный момент при применении сглаживания разностно-интегральных кривых: их конечные значения могут быть близки к нулю, так как значения эти будут зависеть от двух предыдущих (при трехлетнем сглаживании), использованных при последнем осреднении.

Метод разностно-интегральных кривых при исследовании уровня бессточных водоемов, на наш взгляд, имеет по сравнению с методом водного баланса то преимущество, что при слабой изученности элементов, составляющих водный баланс, дает воз-

можность выявить зависимость колебания уровня от отдельных гидрометеорологических элементов. Количественные показатели, полученные нами при использовании этого метода на примере изучения уровня оз. Иссык-Куль дали хорошие результаты (Хейфец, 1979). Конечно, этот метод вовсе не исключает применение метода водного баланса, а лишь в значительной мере дополняет его. Но при исследовании многолетних колебаний уровня бессточных озер метод разностно-интегральных кривых наглядно показывает под влиянием каких именно факторов происходят многолетние изменения уровня водоема. По нашему мнению, он дает более надежные результаты, чем метод водного баланса, так как исследование уровня оз. Иссык-Куль методом водного баланса затруднено еще и потому, что большинство его составляющих получены расчетными методами.

В заключение следует отметить, что тесная связь уровенного режима озера с ходом осадков, которая выявлена на протяжении текущего столетия, помимо прочих причин, также указывает на преимущественно климатическую обусловленность процесса падения уровня Иссык-Куля.

Глава III

ДИНАМИКА ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНЕ ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

3.1. ИСТОРИКО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ

«История озера Иссык-Куль в геологическом отношении ныне известна лучше, чем его недавнее прошлое, знание которого единственно может дать представление о его вероятном будущем», — писал А. В. Шнитников (1975, с. 65).

Очевидно, что для реконструкции относительно недавнего прошлого озера одними из самых объективных сведений являются данные о нем, дошедшие до нас в древних картах, письменах, летописях, преданиях киргизского эпоса, а также в виде археологических памятников, которые в большом количестве встречаются на берегах Иссык-Куля.

К сожалению, имеющиеся в настоящее время археологические данные пока еще не дают возможности с полной определенностью установить, на каком отрезке четвертичного периода началось заселение Иссык-Кульской котловины человеком каменного века. Однако само пространственное положение археологических памятников, мест находок каменных орудий и других предметов человеческой деятельности в Прииссыккулье позволяет установить положение уровня озера в древние времена, а в отдельных случаях и более подробно реконструировать природные условия, в которых обитал человек прошлого.

Отмечено, что самые древние археологические памятники в Иссык-Кульской котловине, которые относятся археологами к эпохе палеолита, располагаются главным образом на высоких озерных и речных террасах и встречаются на всех берегах оз. Иссык-Куль (Ранов, Юнусалиев, 1969, 1975).

Одна из наиболее древних стоянок человека эпохи раннего палеолита была обнаружена археологами на возвышенности Боз-Бармак на западном берегу озера. Отложения, в которых были найдены каменные орудия типа чопперов и чоппингов, относятся к среднему плейстоцену, а возраст находок определяется как домустьерский и соотносится с ашельским временем Европы (Ранов, Юнусалиев, 1975; Плоских, 1981). Таким образом, со времени среднего плейстоцена, вероятно в межледниковье, человек начал освоение побережья оз. Иссык-Куль. Значительные изменения, которые происходили в природной обстановке Прииссыккулья с тех пор, существенно преобразили облик побережья, и археологический материал был неоднократно переотложен и

рассеян, что создает немалые трудности в определении фациальной принадлежности древних археологических памятников.

Другим древнейшим памятником каменного века в Иссык-Кульской котловине является стоянка человека, обнаруженная археологами в 4.5 км от устья р. Тоссор на высокой террасе правого берега этой реки. Памятник относят к позднемустьерскому времени, хронологически сопоставляя его с началом позднего плейстоцена. Однако археологи отмечают исключительную трудность датировки этой стоянки и отнесения находок к этой или иной геологической фации (Ранов, 1968, Ранов, Юнусалиев, 1975).

Неподалеку от мустьерской мастерской Тоссор, на высокой озерной террасе обнаружено местонахождение другой стоянки — Кенсай, время существования которой относят уже к верхнему палеолиту (40—50 тыс. л. н.; Ранов, Юнусалиев, 1969).

Необходимо подчеркнуть, что геоморфологически стоянки Боз-Бармак и Кенсай приурочены к высокой 30—40-метровой озерной террасе, а стоянка Тоссор к еще более высокому уровню речной террасы (см. рис. 33).

Если полагать, что древний человек селился в непосредственной близости к берегу озера, в наиболее продуктивных устьевых участках рек, то из этой предпосылки следует, что в среднем и даже позднем плейстоцене уровень озера стоял не менее, чем на 30—35 м выше современного. На этом уровне, вероятно, находился и древний Караташский порог стока Иссык-Кульской котловины.

Анализ имеющихся данных о палеогеографических условиях на Тянь-Шане на рубеже позднего плейстоцена и голоцена дает основания предполагать, что в Иссык-Кульской котловине это время было отмечено значительным сокращением стока, уменьшением общей увлажненности и похолоданием.

В интервале от 18 до 13 тыс. лет тому назад оледенение на Тянь-Шане достигало наибольшего распространения, а климат — максимального похолодания и иссушения в нижних поясах гор (Алешинская, Бондарев, 1970; Шнитников, 1973; Серебрянный и др., 1980). Результатом аномальных природных условий могла быть и значительная регрессия оз. Иссык-Куль, при которой сформировалась 100-метровая подводная терраса озера и связанные с ней глубоководные долины. На возможность глубокой регрессии Иссык-Куля в позднем плейстоцене указывают материалы В. М. Букина (1974), А. В. Шнитникова (1980), Л. Г. Бондарева (1983) и др.

Далее следует особо отметить тот факт, что до настоящего времени на побережье оз. Иссык-Куль обнаружены лишь единичные археологические находки, относящиеся к эпохе мезолита и раннего неолита. Весьма вероятно, что поселения людей в позднем плейстоцене и раннем голоцене располагались вблизи уреза озера и в приустьевых участках рек, а значит, и археологические памятники этой эпохи могут находиться на современном дне озера на глубинах до 100 м.

Начало голоцена сопровождалось общим потеплением, распадом горного оледенения и отступанием ледников в горных долинах. Процесс этот, по мнению А. В. Шнитникова (1973), имел возвратно-поступательный характер, а колебания общей увлажненности и стока сопровождались общим подъемом уровня Иссык-Куля и увеличением его площади. В соответствии с изменяющимся уровнем озера поселения древнего человека в течение длительного периода располагались все выше в связи с наступанием озера, находившегося в длительной трансгрессивной стадии, а более древние стоянки людей размывались и покрывались водами Иссык-Куля.

Следующий этап исторического развития человека в Средней Азии — эпоха позднего неолита и бронзы — связан с переходом к более высоким формам хозяйства. Полукочевые племена этого времени переходят от собирательства и охоты к ведению пастушеско-земледельческого хозяйства, что находит отражение как в характере наскальных рисунков, так и в изготовлении орудий труда.

Наиболее известная стоянка эпохи ранней бронзы на побережье Иссык-Куля расположена неподалеку от Чолпон-Аты. Наскальные рисунки (петроглифы) этого времени встречаются также в долинах рек Тон, Ак-Сай, Джууку и др. и расположены как в предгорьях, так и на отдельных валунах на поверхности высокой 30—40-метровой террасы (Плоских, Галицкий, 1975).

Для эпохи бронзы характерно уже и развитие горного дела, выплавка металла и изготовление вполне совершенных орудий. Однако, если найденные на побережье озера петроглифы датируются II—I тыс. до н. э., то большинство топоров, ножей, серпов, наконечников копий и других орудий археологи относят к более позднему времени — XIII—VIII вв. до н. э. (Умурзаков, Винник, 1975; Винник, Помаскина, 1975).

Археологические памятники эпохи бронзы, такие как литейные мастерские, привязаны в основном к высоким 30—40-метровым террасам и к предгорьям, что, по-видимому, может указывать на высокое стояние уровня озера, возможно, в соответствии с более высоким положением древнего порога стока этой эпохи. В соответствии с этим оз. Иссык-Куль в III—II тыс. до н. э. должно было быть проточным и пресноводным.

Дальнейшее освоение человеком Иссык-Кульской котловины связано с распространением сакской культуры. С этого времени наряду с археологическими памятниками появляются и письменные, повествующие об истории Прииссыккулья.

Археологами установлено, что культура саков господствовала в котловине оз. Иссык-Куль с VII по III в. до н. э. Памятниками этой эпохи, как отмечают А. Н. Бернштам (1952) и Д. Ф. Винник (1963), являются главным образом захоронения (курганы) с большим числом бронзовых и медных предметов, но не поселения. О многочисленных находках медных котлов, ножей и других предметов сакского времени, выброшенных на берег волнами

озера, сообщали П. П. Семенов (1867), В. В. Бартольд (1898), А. Н. Бернштам (1952), Л. С. Берг (1960) и др. При этом необходимо отметить, что курганы сакского времени располагаются на высоте более 30—40 м над современным уровнем озера, т. е. в местах и ранее, вероятно, удаленных от обычных поселений человека, которые располагались в прибрежной зоне озера, на что указывают и выбрасываемые волнами озера предметы сакской культуры, а также подводные находки предметов быта саков (Умурзаков, Винник, 1975).

Все это дает основание полагать, что уровень озера в сакское время был близок к современному или даже ниже. Подтверждением этому являются и геоморфологические данные В. М. Букина (1974, с. 22), из которых следует, что за тысячу лет до н. э. уровень озера располагался ниже современного и береговая зона была заселена человеком, а в период VII—I вв. до н. э. уровень находился ниже современного на 6—8 м, возможно, на 12—13 м. Эти сведения хорошо согласуются также с данными А. Н. Бернштама о находках сакского времени на дне озера (1952, с. 35) и указывают на низкое стояние уровня и бессточный период существования оз. Иссык-Куль.

В III в. до н. э. саки были вытеснены из Иссык-Кульской котловины более сильным кочевым племенем — союзом усуней. К этому времени относятся письменные сведения об Иссык-Куле, содержащиеся в Китайских летописях. О. Поярков (1898, с. 61), ссылаясь на Бичурина, отмечал, что китайцы во II в. до н. э. застали на Иссык-Куле и в других местах Семиреченской области усуней, которые «не занимаются ни земледелием, ни садоводством, а со скотом перекочевывают с места на место, смотря по приволью в траве и воде».

Озеро в китайских источниках называлось «Же-Хай» (Теплое море), а карты времен династии Старший Хань (II—I вв. до н. э.) указывают наличие стока из озера.

С. У. Умурзаков (1959, 1983) отмечает, что и на других древних картах, относящихся к эпохе с 206 г. до н. э. до 9 г. н. э., оз. Иссык-Куль показано имеющим сток через р. Чу. При этом название озера — «Тяньчи» (Наполненное озеро) косвенно указывает на высокое стояние его уровня и проточность.

Таким образом, из приведенных сведений следует, что на рубеже нашей эры степень увлажненности Иссык-Кульской котловины была выше чем в настоящее время. В прибрежных и предгорных районах простирались пастбища, достаточные для выпаса многочисленных табунов лошадей и отар овец, принадлежавших усуням. Кроме того, как отмечают С. У. Умурзаков и Д. Ф. Винник (1975, с. 209), «в соответствии с древними летописями на период II в. до н. э.—I в. н. э. приходится высокое стояние вод озера (не ниже кутемалдинского порога стока)», т. е. на 10—12 м выше современного уровня.

К VI—XI вв. н. э. в Средней Азии устанавливается господство тюркских племен, входивших в состав Тюркского каганата.

Характерными памятниками тюркского времени в Прииссыккулье являются остатки более ста городов и селений, каменные изваяния, статуи и стелы, которые чаще всего были связаны с курганными захоронениями (Умурзаков, 1983). Наиболее достоверные письменные сведения об укладе хозяйства и природных условиях этой эпохи дошли до нас через китайские источники. Так, китайский посланник Сюань-Цань, проникший в Суяб (Кара-Булак) через Боомское ущелье в 630 г. н. э. писал о низком стоянии уровня Иссык-Куля и соленой воде в озере.

Л. С. Берг (1960, с. 78) со ссылкой на А. Гумбольдта цитировал китайский источник: «. . .я прибыл к озеру, называемому Та-Цин-Чжи или Большое прозрачное озеро. Некоторые авторы называют его Же-Хай (Теплое море) или Хан-Хай (Соленое море). Оно имеет 1000 м (т. е. 500 верст) в окружности. С востока на запад оно очень длинно, а с юга на север коротко. С четырех сторон оно окружено горами и множество потоков собирается в нем. Вода его имеет зеленовато-черный цвет и вкус в одно время соленый и горький». Л. С. Берг нашел в этом сообщении ценное свидетельство о том, что в VII в. н. э. вода в озере была соленой, и оно, следовательно, не имело стока, а уровень его был значительно ниже порога стока.

Позднее В. В. Бартольд (1898, с. 114) сообщил, со ссылкой на неизвестного персидского географа, о том, что в X в. н. э. оз. Иссык-Куль существовало под его современным названием, а в XI в. мусульманский историк Гардизи писал, что «Иссык-Куль — соленое озеро, . . . оно простирается на 7 дней пути; в озеро Иссык-Куль впадает 70 рек, а вода в нем соленая».

Следовательно, уже в раннем средневековье озеро потеряло сток, а к X в. уровень упал значительно ниже современного, и вода приобрела высокую минерализацию.

Археологические памятники средневековья, таящиеся в настоящее время под водами Иссык-Куля, с давних времен привлекали пристальный интерес как местных жителей, так и различных исследователей, посещавших озеро. Предметы, выбрасываемые на берег волнами Иссык-Куля, такие как медные котлы, ножи, керамика, использовались местными жителями для бытовых нужд, а подводные кирпичные постройки иногда разбирались ими и древние обожженные кирпичи снова шли в дело. Существование подводных развалин породило в народе множество легенд о древнем городе, некогда существовавшем на дне Иссык-Куля, а затем внезапно затопленном. В различных вариантах эти легенды приводятся в работах многих авторов (Риттер, 1859; Голубев, 1861; Колпаковский, 1870; Умурзаков, 1959; Берг, 1960; Бондарев, 1978; Шнитников, 1980).

Из средневековых затопленных сооружений в настоящее время наиболее известными и изученными являются остатки поселения Кой-Сары в восточной части озера и развалины «Дворца Тимура» у северного берега. Впервые о подводных строениях Кой-Сары

подробные сведения опубликовал Г. А. Колпаковский (1870), который знал о них из сообщений П. П. Семенова (1867), М. И. Венюкова (1860) и А. Голубева (1861). Затем последовало множество других публикаций о затопленных поселениях на дне Иссык-Куля.

Работы Иссык-Кульского археологического отряда Академии наук Киргизской ССР в 1959—1960 гг. подвели итоги почти вековой истории исследования подводных находок. Тщательное изучение найденного археологического материала позволило Д. Ф. Виннику (1963) установить, что городище в районе урочища Кой-Сары относится к X—XII вв. Позднее, пережив некоторый упадок после «разрушительного монгольского нашествия», городище продолжало существовать в XIII—XV вв. По мнению Д. Ф. Винника (1963, с. 41), «жизнь на городище прекращается в связи с погружением его на дно озера . . . на рубеже XV—XVI вв. или в первой половине XVI в.».

Не менее важные сведения о положении уровня озера в XIII—XIV вв. несут предания о «Дворце Тимура», согласно которым Тимур (Тамерлан), завоевавший в 1399 г. Иссык-Кульскую котловину, отдыхал после военных походов во дворце, построенном на острове. Согласно другим источникам, он содержал в этом «Дворце» знатных пленников, захваченных в боях. Поселение на острове существовало длительное время.

Позднее, в XV в., один из монгольских ханов основал на острове оз. Иссык-Куль, в местности Кой-Су, укрепление, в котором держал для безопасности свое семейство.

Разнообразный археологический материал, относящийся ко времени существования «Дворца Тимура», который был поднят со дна озера, подробно описан Б. Б. Зюковым (1962). Позднее, в 1980 г., Тянь-Шаньской экспедицией Института озероведения АН СССР были получены абсолютные датировки древесины из затопленных ныне строений (табл. 33). Эти новые данные подтвердили, что «Дворец» на острове существовал с конца XIII до середины XV в., после чего был затоплен водами Иссык-Куля (Шнитников, 1980).

Интересные сведения, освещающие дальнейшие изменения уровня озера, привел Л. С. Берг (1960) со ссылкой на мусульманского историка первой половины XVI в. Мухаммеда Хайдар-Дуглата. Они указывают на то, что оз. Иссык-Куль «. . . ни с какой стороны не имеет стока. Оно окружено горами; вся вода, текущая в Иссык-Куль, пресна и приятна на вкус, но как только она входит в озеро, становится такой горькой и соленой, что ею нельзя пользоваться даже для умывания; если она попадает в глаза или рот, она вызывает серьезное воспаление; на вкус она тоже неприятна» (Берг, 1960, с. 78—79).

Приведенные данные соответствуют бессточному состоянию озера и высокой минерализации воды по крайней мере до середины XVI в. При этом уровень озера, по мнению Д. Ф. Винника (1963), стоял не менее чем на 12 м ниже современного.

Таблица 33

Возраст древесины из затопленных строений на оз. Иссык-Куль по радиоуглеродным датировкам (по Шнитникову, 1980)

Местоположение	Глубина взятия образца, м	Характеристика образца	Возраст по анализу, число лет	Номер пробы
Затопленное городище в заливе к западу от Чолпон-Аты, «Городище-1»	Около 3.0	Обломок сваи	700±50	ТА-854
Залив против пионерского лагеря «Чайка», «Дворец Тимура-1»	2.8	Обломок доски обгоревшего настила пола затопленного сооружения	670±100	ТА-935
Там же, «Дворец Тимура-3»	2.8	Свая из ствола арчи	590±50	ТА-926
Там же, «Дворец Тимура-2»	Более 2.0	Свая, вбитая в дно рядом с кирпичным основанием сооружения	570±40	ТА-936
Там же, «Городище-2»	3.2	Обломок доски из настила пола затопленного сооружения	483±30	ТА-853

Далее у Л. С. Берга (1960) есть сведения о посланнике Петра I в Джунгарии — капитане Иване Унковском, который в 1722—1729 гг. составил схематическую карту озера, которое именовалось «Тускель» (Соленое озеро). На карте оно показано бессточным.

Карта Унковского, на наш взгляд, интересна тем, что в названии озера она, вероятно, сохранила сведения о былой солености Иссык-Куля, а также косвенно указывала на начавшийся подъем уровня, вследствие чего к началу XVIII в. уже исчез остров с «Дворцом Тимура».

В настоящее время можно с уверенностью говорить о том, что последняя трансгрессия Иссык-Куля началась во второй половине XVI в., а к середине XVIII в. уровень озера вновь достиг Кутемалдинского порога стока. По ряду признаков к этому времени относится и формирование 10—12-метровой террасы оз. Иссык-Куль.

Один из средневековых археологических памятников — разрушенное городище Тоссор, расположенное у самой бровки 12-метрового абразионного уступа, подробно описано Л. Г. Бондаревым (Озеро Иссык-Куль, 1978). Это древнее сооружение, как считают археологи, представляет собою остатки военно-торговой фактории, которые возводились тюркскими племенами вдоль караванных путей на рубеже XII в. н. э. В наше время это городище наполовину разрушено вследствие размыва абразионного уступа террасы, который образовался в период трансгрессии озера.

Как отмечают З. В. Алешинская и Л. Г. Бондарев (1969, с. 104), «соотношение уцелевшей части городища с линией абразионного обрыва, которая сечет валы, свидетельствует о том, что оно было воздвигнуто до периода стояния Иссык-Куля у береговой линии 10—12-метровой террасы».

Неподалеку от городища Тоссор, в 800 м от устья одноименной реки, в основании 12-метровой террасы, которая сложена озерно-аллювиальными (дельтовыми) отложениями, нами был обнаружен ствол дерева, абсолютный возраст которого оказался 300±50 лет (ТА-1464). В 100 м выше по течению реки в том же обнажении правого берега на глубине 3.8 м от поверхности террасы был найден другой ствол дерева, возраст которого 265±70 лет (ТА-1568). Выше по разрезу, на глубине 2 м от поверхности террасы был раскопан пень с ненарушенной корневой системой (*in situ*), возраст которого оказался равным 230±40 лет (ТА-1339). Все перечисленные датировки указывают на то, что ингрессия озера в устье р. Тоссор, подпруживание реки и формирование озерно-аллювиальных отложений, в которых были погребены деревья, началось в XVII в. и продолжалось до второй половины XVIII в., когда в отложениях дельты были погребены найденные нами деревья. Формирование уступа 10—12-метровой террасы, который хорошо проявляется на всех берегах оз. Иссык-Куль, происходило именно в этот отрезок времени.

Таким образом, последняя трансгрессия Иссык-Куля, начавшись в конце XVI в., продолжалась до второй половины XVIII столетия.

Уже на картах 1755 г., снятых иезуитами-миссионерами, а также на карте Исленьева 1777 г., оз. Иссык-Куль вновь показано имеющим сток.

К. Риттер (1859, с. 89) в комментариях к этим картам отмечал, что «. . .река Чу выходит из западной оконечности обширного Иссык-Куля, как то уже совершенно справедливо изображено на древнейшей специальной карте верхнего Иртыша — Исленьева, течет к северо-западу и принимает в себя значительное число небольших притоков».

Нельзя обойти вниманием известную «карту Рената», которая была опубликована в Швеции в 1738 г. и, по оценке Л. С. Берга, являлась гораздо более подробной и грамотной, чем более поздняя карта Клапрота. На карте Рената оз. Иссык-Куль не имеет стока, его размеры — «78 верст в длину и 18 верст в ширину» (Берг, 1960, с. 79). Однако, по мнению С. У. Умурзакова (1959) и А. В. Шнитникова (1980, с. 32),карту Рената не следует относить к XVIII столетию. По ряду соображений она соответствует более древнему времени и поэтому «уменьшенные размеры Иссык-Куля на ней становятся совершенно реальными».

В XIX в. Иссык-Куль посещают члены Русского Географического общества М. И. Венюков, А. Голубев, П. П. Семенов и др. Появляются многочисленные научные сведения о природе озера, его размерах и соотношении с р. Чу. Несмотря на иногда

разноречивые данные разных исследователей о размерах перешейка между р. Чу и оз. Иссык-Куль и о направлении течения в протоке Кутемалды, все-таки прослеживается общая картина отрыва озера от р. Чу уже к середине XIX в.

Так, М. И. Венюков (1860, с. 27) отмечал, что р. Кутемалды, как «рукав р. Кошкар (Чу), течет на восток со скоростью 4 фута в секунду». А. Голубев (1861, с. 126) сообщал, что «на равнине между р. Чу и озером находится узкий извилистый канал; вода в нем почти не имеет движения». П. П. Семенов (1867, с. 202) писал, что «крутой поворот реки на прибрежье озера отстоял от берега сего последнего не более как на расстояние от 7 до 10 верст. На высшей стороне этого поворота находилось небольшое болото, питаемое, как кажется, просачивающимися в него водами р. Чу».

Необходимо отметить, что проблеме связи оз. Иссык-Куль с р. Чу посвящена обширная литература. Наиболее подробно этот вопрос рассмотрен в работах С. У. Умурзакова (1959), Л. Г. Бондарева (1973, 1978), А. В. Шнитникова (1979, 1980). Исследователи приходят к выводу, что последняя регрессия Иссык-Куля началась в первой половине XIX столетия и с тех пор уровень озера постепенно понижается. С 1926 г. на Иссык-Куле начаты регулярные инструментальные наблюдения за уровенным режимом озера. Установлено, что уровень продолжает понижаться со скоростью 5—7 см в год (см. разд. 2.2). Развитие современной регрессии оз. Иссык-Куль, как утверждал А. В. Шнитников (1980, с. 37), имеет климатический генезис и является следствием проявления «современной фазы многовековой изменчивости общей увлажненности материков северного полушария».

В заключение обзора историко-археологических сведений об изменчивости уровенного режима оз. Иссык-Куль необходимо подчеркнуть, что несмотря на то что исторические сведения и картографический материал нередко имеют различную степень достоверности и могут трактоваться исследователями по-разному, к настоящему моменту есть основания достоверно выявить несколько более или менее крупных трансгрессий и регрессий Иссык-Куля (рис. 32):

1. Высокое положение уровня озера в позднем плейстоцене, отмеченное палеолитическими памятниками, которые связаны с 30—35-метровой озерной террасой (абс. высота 1640 м).

2. Значительная регрессия Иссык-Куля и низкое стояние уровня озера в конце позднего плейстоцена—раннем голоцене, обусловленное, по имеющимся палеогеографическим данным, сухими и холодными климатическими условиями в эпоху наибольшего развития позднеплейстоценового оледенения на Тянь-Шане. С этой регрессией, возможно, связана 100-метровая подводная терраса Иссык-Куля.

3. Трансгрессия Иссык-Куля в первой половине голоцена, которая была связана с потеплением климата и пульсационным сокращением горного оледенения. Максимальный уровень озера

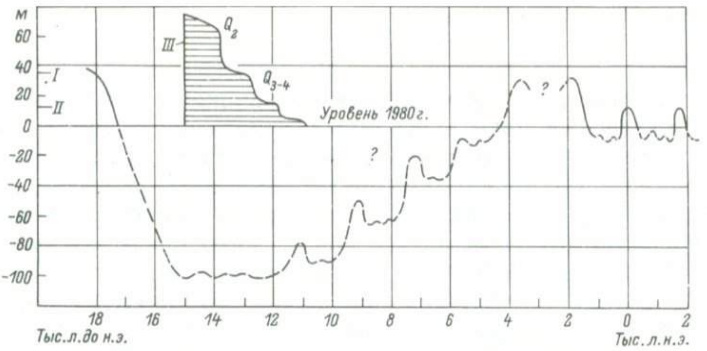


Рис. 32. Схема колебаний уровня оз. Иссык-Куль по историко-археологическим данным.

I — положение Караташского порога стока; II — положение Кутемалдинского порога стока; III — обобщенный профиль основных террас озера.

Штриховая линия — предполагаемый ход уровня озера по косвенным данным, сплошная линия — уровень, установленный по положению археологических памятников.

при этой трансгрессии, вероятно, достигал древнего Караташского порога стока, который по высоте коррелируется с 30—35-метровой террасой озера.

4. До настоящего времени остается не выясненным вопрос о положении уровня озера в эпоху оптимума голоцена. Археологические данные об эпохе неолита в Прииссыккулье пока отсутствуют.

5. В позднем голоцене, в эпоху бронзы и господства саков обозначилась новая регрессия озера. Низкий уровень озера держался вплоть до конца I тыс. до н. э.

6. На рубеже нашей эры, в период господства усуней отмечалась значительная увлажненность территории и новая трансгрессия Иссык-Куля. Уровень озера был выше современного, но уже не превышал Кутемалдинского порога стока, соответствующего 10—12-метровой террасе Иссык-Куля (абс. высота 1620 м).

7. Ко времени раннего средневековья вновь проявилась регрессия Иссык-Куля. Эпоха господства тюркских племен отличалась более засушливым климатом и более низким стоянием уровня озера, чем современная.

8. Последняя трансгрессия озера началась в XVI в., достигнув своего максимума к первой половине XVIII в.

9. Новая регрессия Иссык-Куля, которая продолжается до настоящего времени, началась во второй половине XVIII столетия и будет продолжаться, как считал А. В. Шнитников (1983, с. 271), еще несколько веков, «стремясь к уровню равновесия водного баланса». Нельзя также обойти вниманием и тот факт, что последние три трансгрессивные фазы в уровенном режиме озера, которые реконструированы по историко-археологическим данным, весьма точно согласуются с 1850-летними ритмами изменчивости

общей увлажненности материков по А. В. Шнитникову (1957, 1973).

Таким образом, историко-археологические сведения, подкрепленные новыми радиоуглеродными датировками и палеогеографическими данными, дают основание склониться к выводу о закономерных, обусловленных главным образом природными факторами колебаниях уровня оз. Иссык-Куль.

Безусловно, в построенной на основе исторических и археологических данных схеме изменчивости уровенного режима озера есть еще ряд условностей и невыясненных моментов. По-видимому, нельзя полностью отбрасывать и тектонические причины, возможно обусловившие опускание некоторых участков дна и стихийное затопление отдельных поселений. Много спорных соображений вызывают и сложные «взаимодействия» озера с р. Чу, а также, возможно, и с р. Каркара через р. Тюп, которые проявлялись в истории Иссык-Куля. Только дальнейшие археологические и палеогеографические исследования в этом районе Тянь-Шаня позволят окончательно выявить закономерности уровенного режима озера.

3.2. РЕЛЬЕФ БЕРЕГОВ ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ

На протяжении двух последних веков уровень оз. Иссык-Куль испытывает направленное понижение, вследствие которого обнажились значительные площади мелководья, особенно в западной части котловины.

К настоящему времени собран и обобщен богатый и разнообразный фактический материал по динамике берегов. На его основе вырабатываются рекомендации, направленные на решение проблем, связанных с падением уровня оз. Иссык-Куль. Наиболее существенными разработками в этом направлении являются исследования В. Н. Коротаева (1967, 1973, 1978, 1981; Озеро Иссык-Куль, 1978, с. 33—49), Ю. П. Ключарева (1974), Л. Г. Бондарева (1983; Озеро Иссык-Куль, 1978), Р. Д. Забирова и Л. М. Смирновой (1981), А. В. Шнитникова (1977, 1979) и ряда других авторов.

Установлено, что при направленном падении уровня озера процессы изменения прибрежной зоны в различных районах побережья протекают неоднозначно, что приводит к сложному изменению береговой линии.

Необходимость оптимизации хозяйственной деятельности на берегах озера ставит задачу прогноза изменчивости береговой линии с учетом как естественного падения уровня, так и особенностей гидродинамических процессов, вызванных переформированием береговой зоны озера.

В последние годы опубликован ряд работ, открывающих перспективы в этом направлении (Бикмухаметова, 1978; Шнитников,

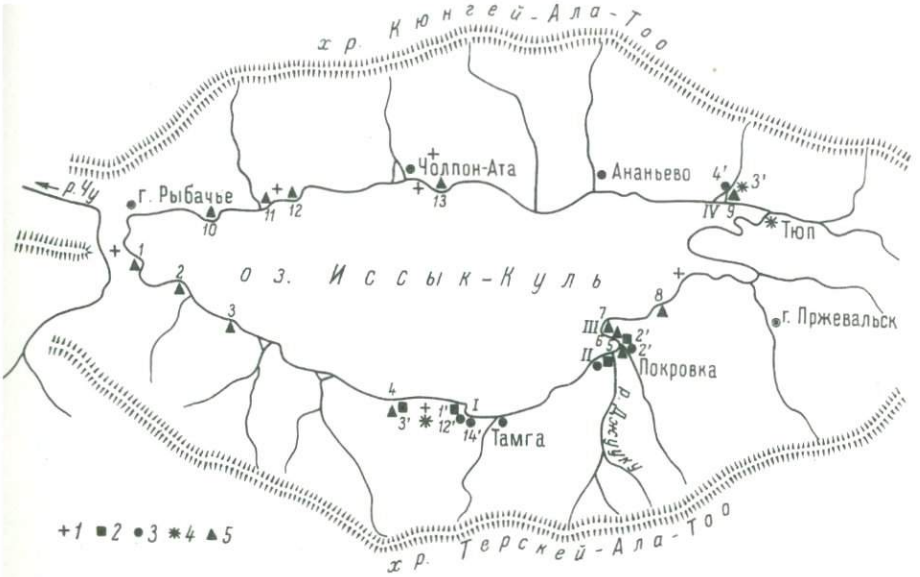


Рис. 33. Схема расположения археологических памятников (*1*), шурфов (*2*), скважин (*3*), обнажений (*4*) и участков побережья (*5*) оз. Иссык-Куль, на которых исследовалось изменение береговой линии (мензульная съемка).

1979; Вендров, Елисеев, 1981; Коротаев, 1983; Севастьянов и др., 1985).

Тянь-Шанской экспедицией Института озероведения АН СССР в содружестве с кафедрой картографии ЛГУ выполнено исследование берегов оз. Иссык-Куль с целью установления количественных изменений береговой линии с учетом особенностей многолетней изменчивости уровенного режима озера. Проведено крупномасштабное мензульное картирование реперных участков побережья различного генезиса, в различной степени подверженных береговым процессам (рис. 33). На западном берегу это участки: *1* — мыс п-ова Ак-Улен, *2* — конус выноса р. Улахол. На южном берегу: *3* — коса Ак-Булун, *4* — Каджи-Сайское «взморье», *5* — устье р. Джууку, *6* — Покровский залив, *7* — мыс Кара-Булун, *8* — лагунный берег у пос. Богатыровка. На северном берегу: *9* — зал. Курменты, *10* — мыс Тору-Айгыр, *11* — район пос. Чырпыкты, *12* — мыс Карагул, *13* — мыс Карайский.

На участках мензульных съемок проведено геоморфологическое картирование с выделением серий голоценовых террас, возраст которых установлен на основании геоморфологических и археологических данных, картографического материала, а также радиоуглеродных датировок.

В основу геоморфологического картирования положен принцип выделения площадок озерных террас, сформировавшихся в различные отрезки времени. Террасы выделялись как отрицательные

(вогнутые) формы рельефа — бровка, площадка, тыловой шов, склон. В тех случаях, когда у террас имелись хорошо выраженные склоны, которые образовались в результате резкого падения уровня воды в озере и абразионной деятельности, они выделялись особо, так как в возрастном отношении их формирование не совпадает с формированием озерно-аккумулятивных поверхностей. Все закартированные террасы по времени образования относятся к голоцену.

Обработка аэроснимков и карт различных лет съемки дали возможность установить изменение береговой линии, произошедшее в период с 1957 по 1980 г., как на отдельных участках, так и на всем побережье в целом (табл. 34).

Более древние уровни Иссык-Куля установлены по пространственному и высотному положению озерных террас, береговых валов и других форм рельефа. Все эти данные сопоставлялись с историческими сведениями и инструментальными наблюдениями об уровенном режиме озера, которые проводились с 1927 г.

Участок 1 (Ак-Улен) расположен в крайней западной части озера на полуострове, в 6 км к востоку от пос. Акулен.

По кадастру берегов и подводных склонов, составленному В. Н. Коротаевым (1967), на этой части побережья преобладает фитогенно-илистый осушной тип берега. В прибрежной части дна развито обширное мелководье с уклонами 0.002—0.007, со сложным грядово-западинным рельефом побережья.

По данным картографических материалов и по аэроснимкам 1957—1961 гг. в 130 м от восточной оконечности полуострова на мелководье находился небольшой остров площадью около 5500 м^2. В настоящий момент острова не существует. Он причленился к берегу. На его месте находится небольшое возвышение, площадка которого приподнята над поверхностью косы на 1.5—2 м. Она ограничена с внешней стороны четко выраженным уступом. Берега по обеим сторонам косы отмелые, на расстоянии 500 м от берега глубина не превышает 1 м. На восточной оконечности косы формируются две лагуны, отделенные от озера косами шириной 2—3 м. Поверхность восточной части полуострова ровная, полого повышающаяся к западу до отметок, близких к высоте трехметровой горизонтали. Эта поверхность сложена среднезернистыми плохо сортированными песками с примесью гравия, мелкой гальки и раковин моллюсков. Вся площадь покрыта редкой степной растительностью, характерной для засоленных почв. Далее, к западу, рельеф п-ова Ак-Улен довольно резко меняется. Аккумулятивный уровень, расположенный на высоте около 3 м над урезом воды, сложен крупнозернистым плохо сортированным песком с примесью хорошо окатанных галечников и мелких валунов.

Рельеф этой части полуострова имеет грядовый характер. Высота гряд не превышает 1—1.5 м. Простирание их с юго-востока на северо-запад. Некоторые гряды представляют собой древние береговые валы. На плоских межгрядовых понижениях

Таблица 34

Площади осушки и изменение длины береговой линии (по данным кафедры картографии географического факультета ЛГУ)

Номер участка	Название участка	Уклон дна	Площадь осушки, км²		Точность измерения, км²	Длина береговой линии, км			Точность измерения, км
			1957—1984 гг.	1981—1984 гг.		1957 г.	1981—1984 гг.	с учетом осушки в 1981—1984 гг.	
1.	Ак-Улен	0.003—0.007	0.6749 (1957—1984)	0.0046	±0.0002	2.084	3.030 (1984)	3.352	±0.002
2.	Тору-Айгыр	0.0045	0.1820 (1957—1983)	—	±0.0001	1.413	2.623 (1983)	—	±0.007
3.	Ак-Булун	0.002—0.006	0.7488 (1957—1981)	0.0542	±0.0008	0.636	7.767 (1981)	7.281	±0.017
4.	Каджи-Сайское «взморье»	0.06—0.07	0.0203 (1957—1981)	—	±0.0002	1.285	1.293 (1982)	—	±0.002
5.	Курменты	0.007	0.0351 (1957—1983)	—	±0.00005	1.091	0.778 (1983)	—	±0.003
6.	Чырпыкты	0.017	0.0283 (1957—1983)	—	±0.0001	0.423	0.486 (1983)	—	±0.002

Примечание. Общая площадь осушки побережья с 1958—1980 гг. 55±1.7 км², в том числе западный и южный берега — 30 км², северный берег — 25 км².

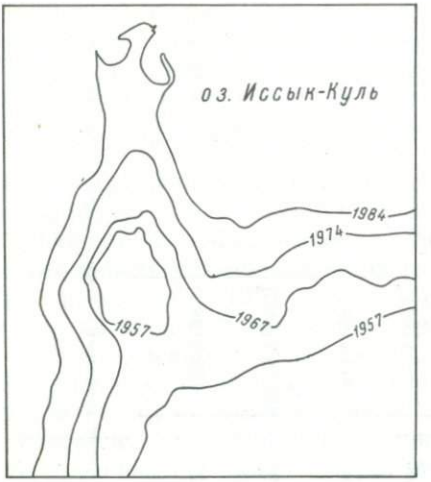


Рис. 34. Схема береговой линии на участке Ак-Улен, 1957—1984 гг.

сформировались невысокие дюны. В отличие от береговых валов дюны сложены мелкозернистым хорошо сортированным песком. Таким образом, первичная озерно-аккумулятивная поверхность преобразована здесь эоловыми процессами. В настоящий момент активного образования дюн не происходит. Они закреплены кустарничковой растительностью. Трехметровая аккумулятивная поверхность без уступов и резких перегибов постепенно повышается к западу и около дороги, в 1.5 км от озера, достигает высоты 7—8 м над урезом воды.

Западное побережье озера находится под преобладающим воздействием волнений восточных направлений. Значительная часть энергии волн гасится на обширном мелководье в 3—4 км от берега. Это препятствует формированию в прибрежной зоне значительных аккумулятивных образований. Исключение составляет северная часть полуострова, развивающаяся по аккумулятивному типу с формированием лагун. Но береговые валы здесь маломощные с большой примесью илистых частиц, что свидетельствует о некотором дефиците терригенного материала на дне озера.

Морфология площадки второй террасы, расположенной выше отметки 3 м, свидетельствует о том, что мощность береговых потоков наносов в период ее формирования была значительно больше, чем при формировании низкого озерно-аккумулятивного уровня. Этим и объясняется широкое развитие на ее поверхности озерно-аккумулятивных форм (Коротаев, 1967).

В настоящий момент на участке косы Ак-Улен, по нашим данным, преобладает осушной тип берега.

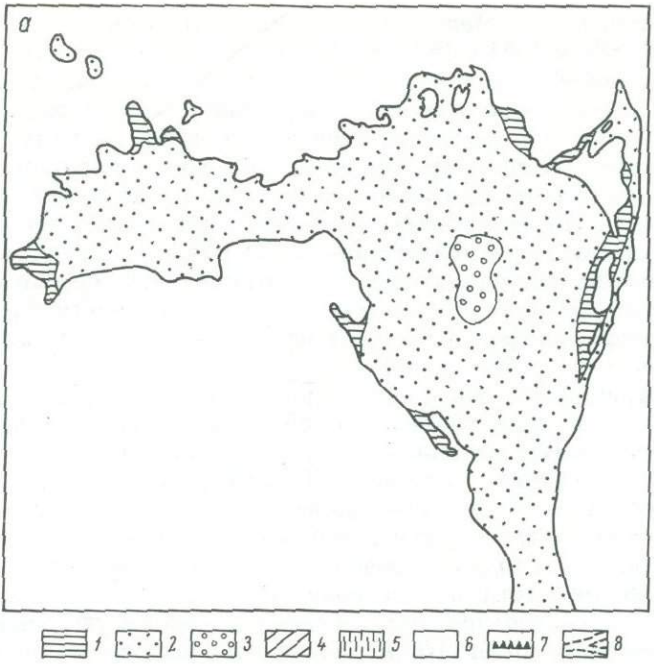
Вторая озерная терраса в 1960—1961 гг. находилась на высоте 1.1 м над урезом воды. По данным нивелировки 1984 г., она находится над урезом воды на высоте 2.85 м. Падение уровня за 24 года равно 1.75 м, что очень близко к расчетным данным (1.5 м), полученным при составлении карты осушки побережья. Разницу 0.25 м следует относить за счет колебаний уровня в результате сгонно-нагонных явлений, амплитуда которых, по данным В. Н. Коротаева (1967), достигает в западной части озера 0.42 м. Прирост суши и изменение длины береговой линии на участке косы Ак-Улен показаны в табл. 34 и на рис. 34.

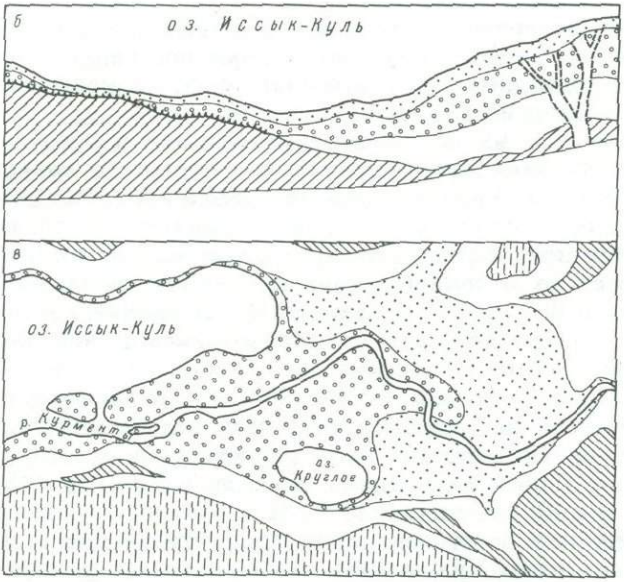
Участок 3 (п-ов Ак-Булун) расположен в 5 км к востоку от

пос. Ворошилова. Мензульная съемка полуострова проводилась дважды: летом 1981 и 1983 гг. На топографических картах, изданных в начале 60-х годов, на месте полуострова указана обширная отмель и небольшой островок. Очертания отмели в общих чертах соответствуют современным очертаниям п-ова Ак-Булун. По литературным материалам, в конце 50-х годов площадь острова равнялась 7500 м^2, за 10 лет она увеличилась до 23 847 м^2 (Коротаев, 1967). По мнению того же автора, образование острова было связано с аккумуляцией песчаного материала на выходах подводного цоколя, состоящего из сцементированных песчаниковых и глинистых гряд неоген-древнечетвертичного возраста. Гряды располагаются поперек вдольберегового потока наносов, идущих с востока.

Ко времени образования острова большая часть гряд была разрушена и представляла собой развал песчаниковых плит, между которыми накапливался терригенный материал. Поверхность полуострова — плоская. В 1984 г. его общая площадь составила 0.6749 км^2, максимальная высота над урезом воды (1.8 м) приурочена к центральной части (рис. 35*а*). Существовавший здесь в 50-х годах островок соответствует, вероятно, наиболее возвышенной части полуострова. Весь полуостров сложен довольно хорошо сортированными песками с примесью редкой гальки и обломков раковин. На мысах, в зоне активного воздействия волн, наблюдается обогащение галечниковым материалом. В восточной и северо-восточной частях полуострова галечник на 75—80 % состоит из темно-серых, почти черных, алевролитовых галек уплощенной формы. Вероятно, галька поступает сюда за счет размыва подводных гряд, сохранившихся на мелководье в зоне активного воздействия волн.

Уклоны дна на полуострове колеблются в пределах 0.003—0.007. В его западной части состав галечников на косах очень разнообразен. Очевидно, часть материала поступает сюда за счет транспортировки материала с юго-западной части побережья. Побережье полуострова формируется по лагунному типу. Лагуны отделяются от открытого озера песчаными береговыми валами высотой до 60—70 см. В результате замыкания лагун в северо-западной части полуострова образовались прибрежные озера, отделенные от оз. Иссык-Куль невысокой пересыпью. Отделение озер произошло между 1981—1983 гг. По мензульной съемке 1981 г. здесь существовал залив. В результате повторных мензульных съемок установлено, что прирост суши с 1981 по 1983 г. составляет 0.0542 км^2. Длина береговой линии в 1981 г. была 7.767 м, а в 1983 г. составила 7.281 м. Прирост суши и изменение протяженности береговой линии происходили при стабилизации уровня оз. Иссык-Куль в 1981—1983 гг. только за счет активных аккумулятивных процессов. Протяженность береговой линии уменьшилась за счет спрямления берега и перехода лагун и заливов в прибрежные озера. Значительная часть поверхности п-ова Ак-Булун покрыта тростниковыми зарослями.


а
1
2
3
4
5
6
7
8


б
оз. Иссык-Куль
в
оз. Иссык-Куль
р. Курмент
оз. Круглов

Участок 4 — район Каджи-Сайского «взморья» (111-й км южного шоссе Рыбачье-Пржевальск). Он существенно отличается от рассмотренных ранее. Побережье этого участка вовлечено в область устойчивых неотектонических поднятий предгорий хр. Терскей-Ала-Тоо, о чем свидетельствуют хорошо выраженные здесь высокие аккумулятивные уровни раннеголоценовой террасы. Площадки этих террас деформированы и постепенно повышаются к предгорьям. Берег на участке в целом аккумулятивный, его формирование происходит в результате вдольбереговых течений, создаваемых господствующими ветрами северо-восточного (50.1 %) и северо-западного (34.6 %) направлений (Петренко, 1983). Прибрежная часть озера приглубая, с уклоном дна 0.045—0.060. Ширина отмели 100—150 м. На участке преобладает вдольбереговой перенос осадков, которые поступают за счет размыва древних кос и конусов выноса рек, а также за счет выноса обломочного материала временны́ми потоками по многочисленным саям. Последнее имеет подчиненное значение. На мелководье встречаются не перекрытые наносами выходы песчанистых плит, что свидетельствует о некотором дефиците наносов. На участке мензульной съемки ширина современного пляжа не превышает 20 м. Он сложен крупнозернистыми полимиктовыми песками с примесью гальки и гравия. Высота пляжа до 2 м над урезом воды. Современный пляж сменяется наклонной озерно-аккумулятивной поверхностью, прослеживающейся до отметок 6—7 м над урезом воды. Поверхность также сложена песчаными осадками с примесью гальки и мелких валунов. В западном районе участка эта поверхность выклинивается, и современный пляж непосредственно примыкает к крутому склону позднеголоценовой террасы, высота которой 10—11 м (рис. 35*б*).

На поверхности наблюдаются отдельные плиты и глыбы конгломератов, сцементированных карбонатным цементом. Внутренняя граница аккумулятивного уровня высотой 6—7 м четкая. Она обрывается уступом позднеголоценовой террасы. В восточной части участка четко выраженный уступ отсутствует. Это связано с периодическим выносом обломочного материала по тальвегу расположенного здесь перпендикулярно берегу сая. При более высоком стоянии уровня озера выносимый материал активно перераспределялся вдольбереговым переносом.

В настоящий момент устьевая часть сая блокирована береговым валом, и выносимый материал накапливается на склонах позднеголоценовой террасы. Площадка этой террасы, расположен-

---

Рис. 35. Геоморфологическая схема п-ова Ак-Булун (*а*), побережья на Каджи-Сайском «взморье» (*б*) и участка Курменты (*в*).

1 — озерно-аккумулятивная поверхность, сформированная за 1981—1983 гг.; *2* — озерно-аккумулятивная поверхность, сформированная за 1960—1983 гг. (относительная высота от 0 до 1.5 м); *3* — озерно-аккумулятивная поверхность, сформированная с конца XIX—начала XX в. (высота более 1.5 м); *4* — площадка озерной террасы сформирована в XVII—XVIII вв. (высота 11—12 м); *5* — площадка раннеголоценовой террасы; *6* — склоны террас; *7* — обрывы; *8* — долины временных потоков — саев.

ная на высоте 10—11 м над урезом воды, выровнена и постепенно повышается к югу. На ней наблюдаются плохо сохранившиеся береговые валы, развеянные ветром и разрушенные при строительстве шоссейной дороги. Сложена терраса песчано-галечниковым материалом с примесью валунов. Сортировка материала значительно хуже, чем на более низких аккумулятивных уровнях.

В период формирования этой террасы мощность палеопотоков наносов значительно превышала современную. К тыловому шву позднеголоценовой террасы примыкают крутые, а иногда совершенно отвесные склоны раннеголоценового озерно-аккумулятивного уровня. Высота бровки этого уровня здесь колеблется от 30 до 35 м над урезом воды. При формировании террасы высотой 10—11 м слагающий ее материал поступал за счет абразии уступа высокой террасы.

Участок 9 — губа Курменты (северная часть обширного Тюпского залива). В северной части губы по результатам съемки выделено 4 озерных террасы (рис. 35*в*). Наиболее низкий озерно-аккумулятивный уровень достигает отметки 2 м над урезом воды озера. Он сложен слабозаиленными хорошо сортированными песками с редкой примесью мелкой гальки. Поверхность ровная, полого повышающаяся к северу. В краевых частях на участках, примыкающих к более высоким террасам, она заболочена. В восточной части этой поверхности расположено небольшое озерцо с заболоченными берегами и илистым дном. В скважине, пробуренной на этой террасе между озером и левым берегом ручья, под толщей песков с примесью гальки и гравия на глубине 3.4 м вскрыты черные илистые карбонатные глины.

Северная прибрежная часть губы отмелая с уклоном дна 0.004—0.006. Восточные и западные берега губы приглубые. Отмелость крайней северной части губы вызвана тем, что наносы, выносимые рекой, отлагаются в ее дельтовой части. Отсутствие активной волновой деятельности не способствует вдольбереговому перемещению наносов. Таким образом, прирост суши на участке съемки происходит как за счет осушки при падении уровня, так и за счет аккумуляции аллювия в дельте. За последние 3 года в устье ручья сформировался небольшой островок.

Аккумулятивная поверхность высотой до 2 м без резкого перегиба переходит в наклонную озерную террасу, прослеживающуюся до высоты 5 м над урезом воды. Сложены эти террасы грубозернистыми песками с галькой, среди которых наблюдаются линзы глин и суглинков.

Терраса высотой 11—12 м на участке съемки представлена лишь фрагментарно. Однако в рельефе она хорошо выражена, имеет четко выраженную бровку и тепловой шов. В отличие от большинства ранее рассмотренных участков, здесь она имеет скульптурное строение и врезана в отложения, слагающие высокий озерно-аккумулятивный уровень.

На левом берегу впадающей в губу реки, в 250 м выше участка съемки, в основании 12-метровой террасы, около уреза

воды вскрывается горизонт темно-бурых, почти черных илистых карбонатных глин мощностью до 35 см. Глины перекрыты толщей косослоистых суглинков с прослоями песков. Видимая мощность перекрывающих глины осадков порядка 4.5 м. Так как терраса высотой 12 м имеет скульптурное строение, есть все основания считать, что карбонатные глины лежат в основании разреза, слагающего здесь высокий озерно-аккумулятивный уровень. Его бровка на участке съемки располагается на высоте 20 м над урезом воды. Более низкое положение бровки этого уровня по сравнению с другими участками следует объяснить тем, что северное побережье Тюпского залива находится в зоне неотектонического опускания (Коротаев, 1967).

Весь характер побережья Тюпского залива с многочисленными узкими губами имеет четко выраженный ингрессивный характер. Такой тип побережья сохранился здесь, несмотря на направленное падение уровня, на протяжении почти всего голоцена. Основные черты побережья Тюпского залива были сформированы в результате неотектонического погружения.

Изменение береговой зоны озера в текущем столетии

Наиболее полная сводка исторических сведений о положении уровня озера, соотношении озера и р. Чу и изменении береговой линии на западном (самом мелководном) побережье приведена в работах Л. Г. Бондарева (1973) и А. В. Шнитникова (1980). По историческим данным известно, что в 70-х годах XIX в., когда уровень оз. Иссык-Куль был на 7—7.5 м выше современного, урез западного конца озера отстоял от р. Чу на 4—4.5 км. В настоящее время расстояние от р. Чу до западной оконечности озера по руслу р. Кутемалды составляет 8.5 км и продолжает увеличиваться в связи с падением уровня озера и обсыханием больших площадей мелководья.

Картометрические данные показывают, что на протяжении последних 150 лет площадь озера сократилась в наибольшей степени за счет западной части акватории Рыбачинского залива, где уклоны составляют от 0.002 до 0.007. Площадь осушки в этой части только за период 1957—1983 гг. составила около 10 км^2, а за последние 150 лет превысила 80 км^2.

В связи с внутривековой цикличностью общей увлажненности понижение уровня озера происходило неравномерно. Инструментальные наблюдения за уровнем озера ведутся только с 1927 г., поэтому в ходе уровня можно отметить максимум три фазы повышенной водности озера (рис. 18), при которых направленное падение уровня приостанавливалось в конце 20—30-х, в конце 50-х и в начале 80-х годов текущего столетия. По расчетам А. В. Шнитникова (1976), многоводные фазы должны были проявляться в уровенном режиме озера в 1860—1870 гг. и в 1890—1900 гг. Таким образом, со времени падения уровня от порога

стока (от 11—12-метровой террасы) могло проявиться 4—5 циклов террасообразования.

Картографическим и геоморфологическим методами на побережье озера выделено три достоверных цикла формирования озерно-аккумулятивных поверхностей. Их высотное положение дается от современной отметки зеркала озера, которая по данным 1983 г. составляет 1606.7 м.

Наиболее низкая поверхность, генетически связанная с озером, образовалась в результате падения уровня в период с 1960 по 1983 г. Она устанавливается на основе картографических материалов и результатов дешифрирования аэроснимков различных лет. Данные контролируются нивелировками с привязкой современного уровня к абсолютной отметке. На основе нивелировок 1983 г. на северном побережье установлено, что падение уровня за период с 1960 до 1983 г. составило 1.5 м. Аналогичные данные получены при нивелировке в юго-западной части озера.

Площади осушки, образовавшиеся за период с 1957 по 1983 г., сильно отличаются на разных участках и зависят от ряда причин и, прежде всего, от уклонов подводной части берега, от господствующих ветров, действия волн, насыщенности нанососодержащего потока, характера прибрежной растительности. Эти вопросы подробно рассмотрены в работах В. Н. Коротаева (1967, 1973, 1983), Л. М. Смирновой, Ю. В. Герасимова (1983) и Т. В. Петренко (1983).

Нами получен ряд количественных характеристик прироста площади прибрежной зоны на различных по генезису участках, охваченных мензульной съемкой (табл. 34). Сопоставление этих данных подтверждает существование тесной связи между приростом площади суши и уклонами дна.

Таким образом, площади осушки наибольшие на участках с наименьшими уклонами дна. Длина береговой линии при этом заметно увеличивается за счет роста изрезанности берега с малыми уклонами дна и почти не изменяется на участках с большими уклонами (Чырпыкты, Каджи-Сайское «взморье») или даже сокращается вследствие выдвижения дельты в залив (реки Курменты, Джууку).

Существенное значение для выявления направленности береговых процессов имеет анализ геоморфологического строения прибрежной зоны, осушившейся в результате падения уровня в текущем столетии.

Аккумулятивная поверхность, лежащая выше 1.5 м над урезом воды, простирается до относительной высоты 11—12 м. Иногда с высоты 5—6 м она примыкает к четко выраженному склону 11—12-метровой террасы, иногда, постепенно повышаясь, достигает высоты 11—12 м. Последнее особенно характерно для участков, где развиты конусы выносов рек, впадающих в озеро. К рассматриваемой поверхности приурочен ряд аккумулятивных форм рельефа, из которых наиболее распространены береговые валы. На некоторых участках мензульных съемок вся поверхность

террасы имеет грядовый характер, а вершины гряд, в общих чертах повторяют контуры современного берега. На участках Тору-Айгыр, Чырпынты, мыс Карагул и мыс Карайский вся поверхность представляет собой серии прислоненных друг к другу береговых валов, сложенных песчано-галечниковым материалом с примесью валунов. На поверхности широко развиты плиты конгломератов, сцементированные $CaCO_3$, иногда создающие своеобразные куэсты (мыс Карайский).

Для участков северного побережья характерен постепенный переход рассматриваемой озерно-аккумулятивной поверхности в расположенную выше террасу с отметками 11—12 м. Исключение представляет участок бухты Курменты, где терраса высотой 11 м отделена от расположенной ниже четко выраженным уступом, который также наблюдается в устье р. Джууку, на западном побережье Покровского залива и на 111-м км южного берега озера.

По мнению В. Н. Коротаева (1967), образование этой поверхности происходило в условиях, когда мощность палеопотоков наносов была значительно больше по сравнению с современной, что и обусловило широкое развитие на ней аккумулятивных форм озерного рельефа. Обломочный материал поступал в озеро за счет размыва конусов выноса рек, расходы которых были больше, чем в настоящее время, а их приустьевые части не блокировались береговыми валами и пересыпями. Значительная часть материала поступала за счет размыва аккумулятивных образований, которые в настоящее время из-за падения уровня вышли из зоны абразионного воздействия. В это время был, вероятно, сформирован уступ позднеплейстоценовой (30—35 м) террасы.

Аккумулятивный уровень высотой 11—12 м над урезом воды, так называемая голоценовая терраса, лучше всего сохранилась на южном побережье озера. Ограниченная уступом, она прослеживается вдоль выровненных участков берега, оконтуривает заливы, продолжаясь в приустьевых участках рек. Вещественный состав слагающих ее осадков различен: от песков с прослоями суглинков и линзами галечника на выровненных участках берега до галечниково-валунных отложений в приустьевых частях рек. На этих участках терраса бывает врезана в конусы выносов рек, а иногда и в отложения селевых потоков.

Большинство реликтовых озер, расположенных вдоль побережья, приурочены к площадке 11—12-метровой террасы. Такие озера расположены на берегу Покровского залива, к западу от устья р. Тоссор (оз. Каракуль), на северном побережье — на участке мыс. Карагул (оз. Кошкель). Возраст террасы установлен на основании радиоуглеродного датирования и корреляции отложений. В 1 км выше устья р. Тоссор в отложениях 12-метровой террасы на глубине 3 м был обнаружен ствол дерева. Возраст его 340±50 лет (ТА-1465). В той же террасе оз. Иссык-Куль в районе древнего городища Тоссор (1 км к востоку от пос. Тоссор) раскопана древесина с глубины 0.55 м, которая датируется

300±70 лет (ТА-1282), а погребенная почва из этого же разреза с глубины 0.8 м имеет возраст 170±60 лет (ТА-1291). Все перечисленные датировки свидетельствуют о том, что формирование террасы началось примерно с середины XVII в. и продолжалось до второй половины XVIII столетия.

Особый интерес в связи с последней трансгрессией озера представляют высотное положение и абсолютная датировка пня *с ненарушенной корневой системой 230±40 л. н. (ТА-1339).* По ним с уверенностью можно заключить, что существование деревьев в устье р. Тоссор во второй половине XVIII в. было нарушено подъемом уровня оз. Иссык-Куль. Это вызвало подпор устьевой части реки и погребение упомянутых деревьев в отложениях речной дельты. Данные нивелировок показывают, что датированный пень залегает в теле 12-метровой террасы, сложенной *озерно-речными (дельтовыми) осадками. Эта терраса коррелируется* с 11—12-метровыми уровнями площадок террас на других участках и формировалась она в течение XVIII в.

В начале XIX в., по историческим и археологическим данным, началась регрессия Иссык-Куля, которая продолжается и в настоящее время. Именно в этот период сформировалась озерно-аккумулятивная поверхность, расположенная в настоящий момент *в интервале высот 1.5—9 м над современным уровнем озера.* Время ее образования вторая половина XIX в.—30-е годы текущего столетия.

Сопоставление картографических материалов и аэроснимков различных лет показало, что в настоящее время вследствие падения уровня озера процесс формирования берегового склона и изменения длины береговой линии идет неоднозначно. В отдельных частях озера, где уклоны дна незначительны, возрастает изрезанность берегов (юго-западная часть побережья озера, Рыбачинский залив, юго-восточная часть побережья, район устья р. Джети-Огуз, п-ова Сухой Хребет и др.). Так, средний годовой прирост суши в районе Сухого Хребта составляет 1.3 м в год (Смирнова, 1981).

В результате падения уровня и снижения базиса эрозии *увеличивается врез в устьевых участках рек, развитие конусов* выноса и выдвижение дельт дальше в озеро. Особенно ясно это проявляется на северном побережье. На южном берегу, где развиты глубокие заливы и бухты (Ак-Терек, Тон, Барскаун, Джууку, Чонг-Кызыл-Суу и др.), дельтовые участки рек выдвигаются вглубь залива, идет активное формирование приустьевых баров и пересыпей. Дельта р. Ирдык выдвигается со скоростью около 7000 $м^2$/год, *скорость прироста дельты* р. Ак-Терек 1700 $м^2$/год (Забиров, Смирнова, 1981).

В районах побережья, где уклоны берега невелики (Ак-Улен, Ак-Булун, Тору-Айгыр, Кара-Булун и др.), изменение береговой линии и прирост площади суши наибольшие. В этих районах преобладают процессы аккумуляции и прироста пляжей, причем вклад процесса аккумуляции составляет от 24 до 33 % суммарной

площади прироста берега (Коротаев, 1983). Участки побережья с большими уклонами отличаются малым приращением пляжевой зоны (Каджи-Сайское «взморье»), а в некоторых местах даже преобладанием процесса размыва.

В целом можно отметить, что снижение уровня с 1960 по 1980 г. на 1.5 м и его временная стабилизация с 1980 по 1983 г. способствуют процессам осушки и аккумуляции материала в прибрежной зоне. Суммарный прирост площади суши за последние 20 лет оценивается нами по картометрическим данным величиной около 55 км^2.

Полученные данные позволяют сделать предварительный прогноз изменения береговой линии при тех или иных колебаниях уровня озера. Так, к 2005 г. при падении уровня еще на 1.5 м, что возможно при сохранении современных темпов его падения, площадь осушки прибрежных территорий увеличится еще по меньшей мере на 50 км^2, но длина береговой линии изменится мало за счет увеличения ее изрезанности и составит около 680 км.

3.3 ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ В БАССЕЙНЕ ОЗЕРА ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Реконструкция природных условий на рубеже плейстоцена и голоцена

Озеро Иссык-Куль имеет весьма длительную историю развития. По геологическим данным его возникновение относят к неогену, когда в результате интенсивных тектонических движений межгорная котловина обособилась и стала заполняться водой. В плиоцене уже существовал Пра-Иссык-Куль, который по размерам превосходил современное озеро и был пресноводным (Шульц, 1948).

Развитие озера в плейстоцене проходило на фоне значительных вертикальных тектонических движений в его бассейне и на фоне существенных климатических колебаний. По мнению ряда авторов, на протяжении плейстоцена происходила неоднократная смена плювиальных (ледниковых) и ксеротермических (межледниковых) эпох. С плювиальными эпохами связываются крупные трансгрессии озера, с ксеротермическими — регрессии (Трофимов, Григина, 1978; Азыкова, 1978). Принято считать, что увеличение площади лесов и тугайных зарослей соответствует плювиальным эпохам, а развитие степной растительности при сокращении древесной — ксеротермическим. Кроме того, амплитуда колебаний климатических условий в бассейне озера и изменения его уровенного режима в раннем и среднем плейстоцене были значительно больше, чем в позднем плейстоцене и голоцене, что было обусловлено крупномасштабными тектоническими движениями и развитием более мощных оледенений в плювиальные эпохи. В соответствии с этим и трансгрессии Иссык-Куля в позднем плейстоцене и

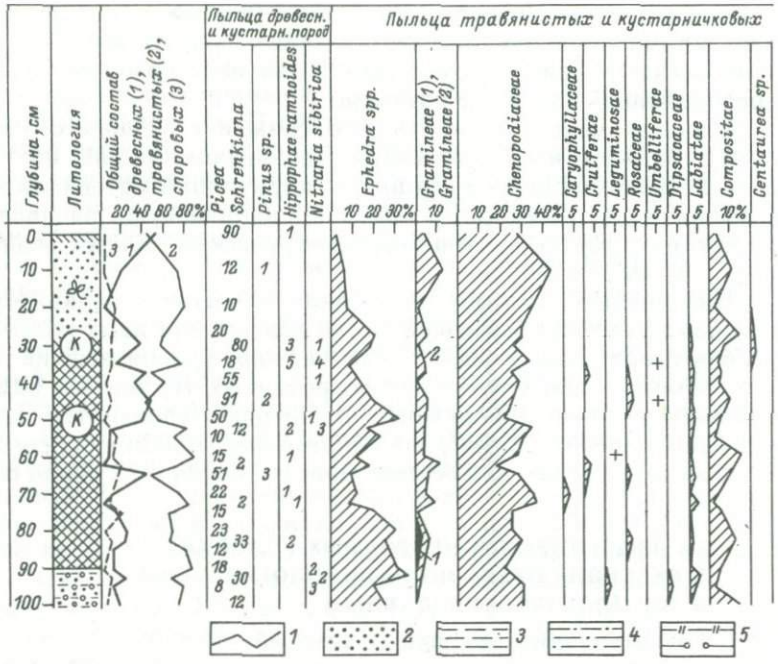


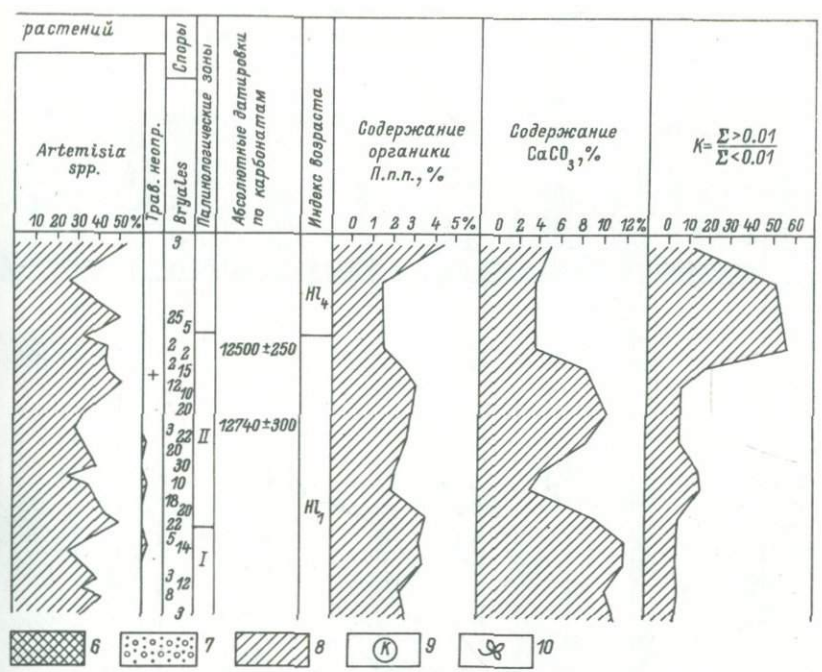
Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма содержания органического вещества, *1* — перерыв в осадконакоплении; *2* — песок; *3* — глина; *4* — суглинок; *5* — супесь; лютный возраст по карбонатной фракции; *10* — растительные осадки.

голоцене были уже меньше предыдущих и ограничивались более низким положением порога стока в западной части котловины.

Последнее, позднеплейстоценовое оледенение в бассейне оз. Иссык-Куль было меньше среднеплейстоценового. Как показывают новейшие исследования, его максимальному развитию соответствовало наибольшее иссушение климата Тянь-Шаня (Озера Тянь-Шаня. . ., 1980; Серебрянный и др., 1980). Этому времени, вероятно, отвечает последняя крупная регрессия озера, в результате которой произошло осушение значительных площадей озерной котловины. Базис эрозии значительно понизился, произошло глубокое врезание русел рек в устьевых участках на осушенных территориях. Остатки глубоких подводных долин, выявленных на батиметрических картах, прослеживаются до глубины 100 м (Коротаев, 1967; Букин, 1974).

Представляется вполне вероятным, что регрессия была обусловлена уменьшением стока в озеро в условиях сухого холодного климата, сменившего более влажные условия начала развития оледенения.

Глубокая регрессия эпохи максимума последнего оледенения сменилась новой трансгрессией озера на рубеже конца плейстоцена — начала голоцена, что было связано с интенсивным распа-



$CaCO_3$ и литологические характеристики карьера 1′ (см. рис. 33). Тихая Бухта. *6* — ил; *7* — гравий и галька; *8* — нет выхода керна; *9* — место отбора образца на

дом оледенения в горном обрамлении котловины. Началось возрастание увлажненности и увеличение площади озера. Повышение уровня во время раннеголоценовой трансгрессии, по-видимому, происходило настолько быстро, что субаэральный рельеф не успевал разрушиться волновой деятельностью и в настоящее время достаточно отчетливо прослеживается под водой даже на аэроснимках (Букин, 1974).

В 1982—1983 гг. Тянь-Шанской экспедицией Института озероведения АН СССР при изучении древних озерных отложений были получены новые материалы, позволяющие существенно дополнить имеющиеся данные об истории развития природы Прииссыккулья и выявить ранее неизвестные особенности палеогеографии позднего плейстоцена — раннего голоцена в этом интереснейшем районе.

При полевых исследованиях для получения образцов донных отложений древнего озера был использован буровой унифицированный комплекс типа УКБ 12/25С. С его помощью извлечены озерные осадки с глубин 4—9 м от дневной поверхности в условиях сложного геологического строения и сильной обводненности грунта. Образцы донных отложений отбирались как на южном берегу озера в заливах Тихая Бухта и Покровском, так и на

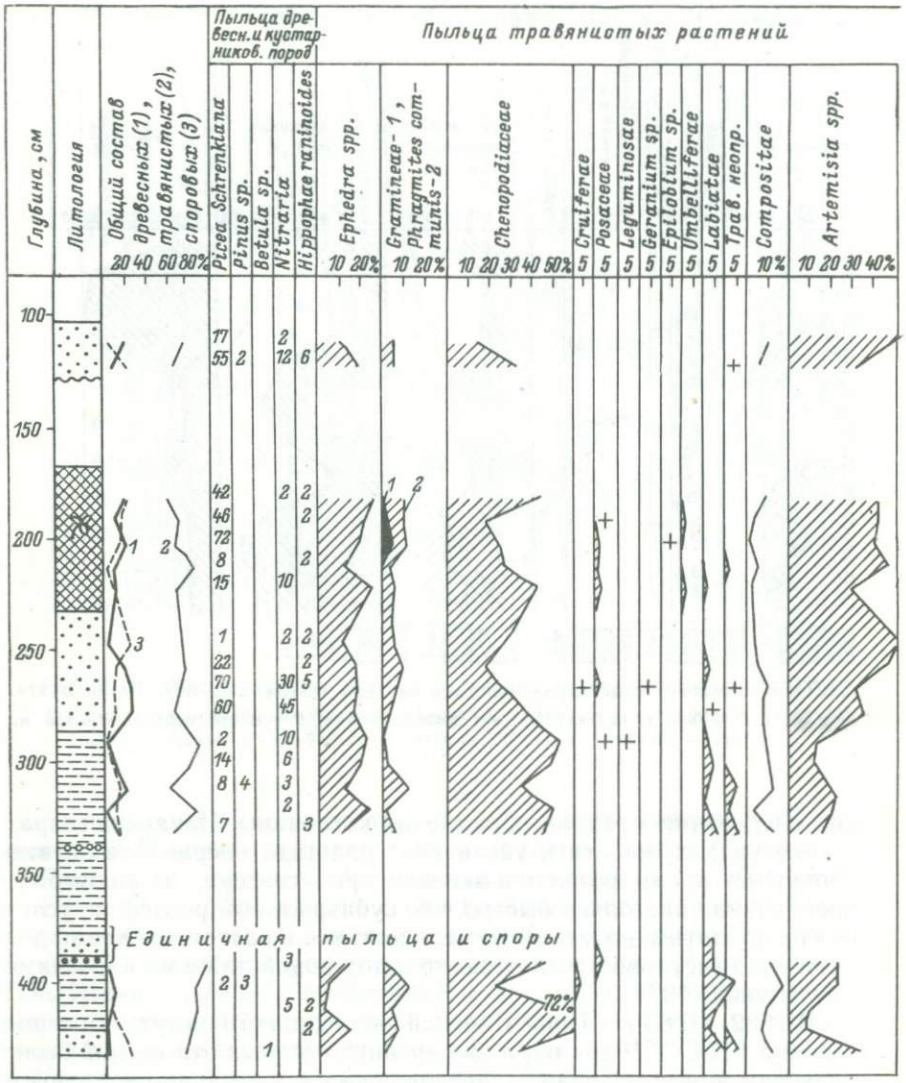


Рис. 37. Спорово-пыльцевая диаграмма содержания органического вещества, $CaCO_3$, и литологические характеристики скважины 14′. Тихая Бухта.

Условные обозначения те же, что и на рис. 36.

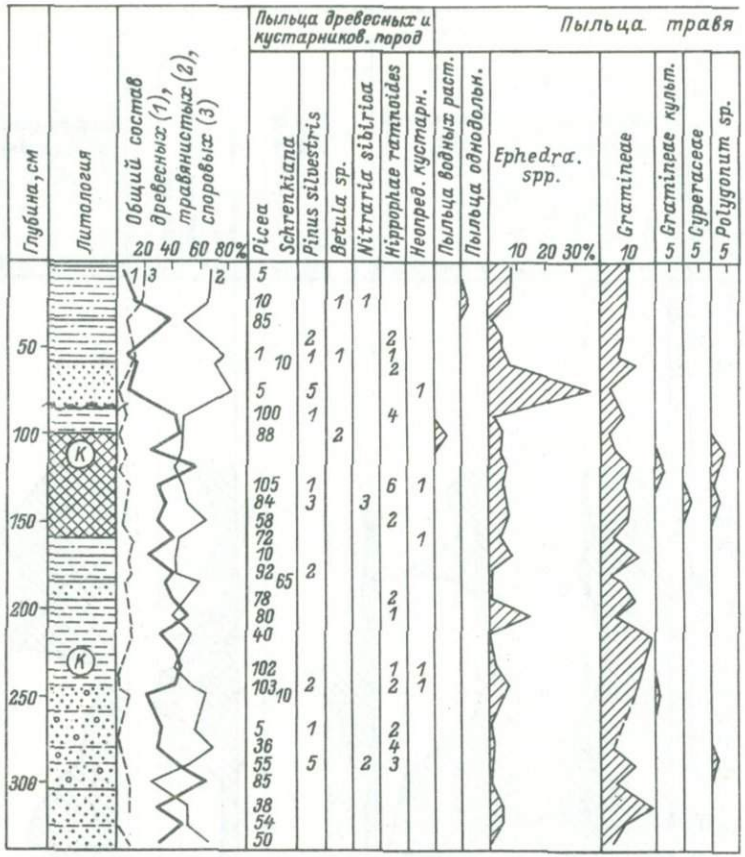
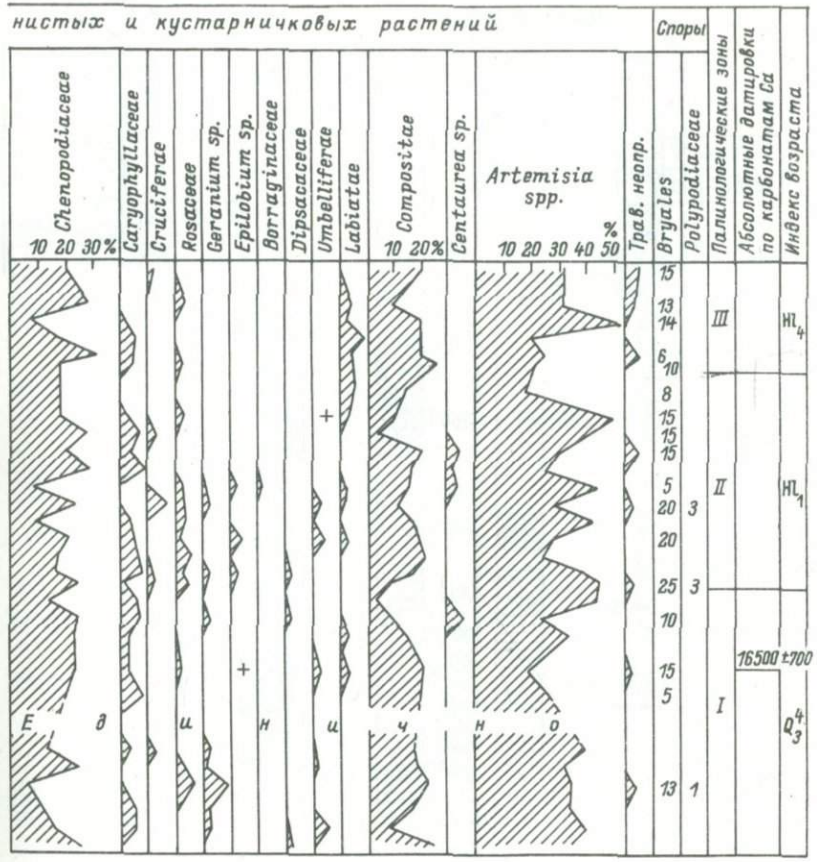


Рис. 38. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажений 3′. Залив Курменты. Условные обозначения те же, что и на рис. 36.

северном берегу — в зал. Курменты (рис. 36—38). В зал. Тихая Бухта исследованы озерные осадки, вскрытые карьером 1′ и скважинами 12′ и 14′, расположенными в непосредственной близости к урезу воды (рис. 37).

В карьере 1′ (Тихая Бухта) вскрыты следующие слои (сверху вниз; рис. 36):

0 — 22 см песок серый;
23 — 32 см песок темно-серый с растительными остатками;
33 — 50 см черный ил с запахом сероводорода;
51 — 65 см черный ил, содержащий раковины остракод;
66 — 68 см супесь темно-серого цвета;
69 — 82 см черный ил;
83 — 100 см глина бесструктурная бурого оттенка, на нижней границе слоя гравий.



Скважина 12′ располагается на урезе воды, в 5 м от нее находится скв. 14′, устье которой на 35 см выше устья скв. 12′.

В скв. 14′ вскрыты следующие слои (сверху вниз; рис. 37).

0—127 см песок темно-серый мелкозернистый;
128—164 см выхода керна нет;
165—215 см ил темно-серый до черного;
216—282 см песок темно-серый мелкозернистый;
283—333 см глина бурая бесструктурная;
334—335 см гравий;
336—337 см песок темно-серый мелкозернистый, обводненный;
338—421 см глина бурая;
422—430 см гравий бурый уплотненный.

На северном берегу, в восточной части озера в зал. Курменты обнажениями были вскрыты озерные отложения, аналогичные

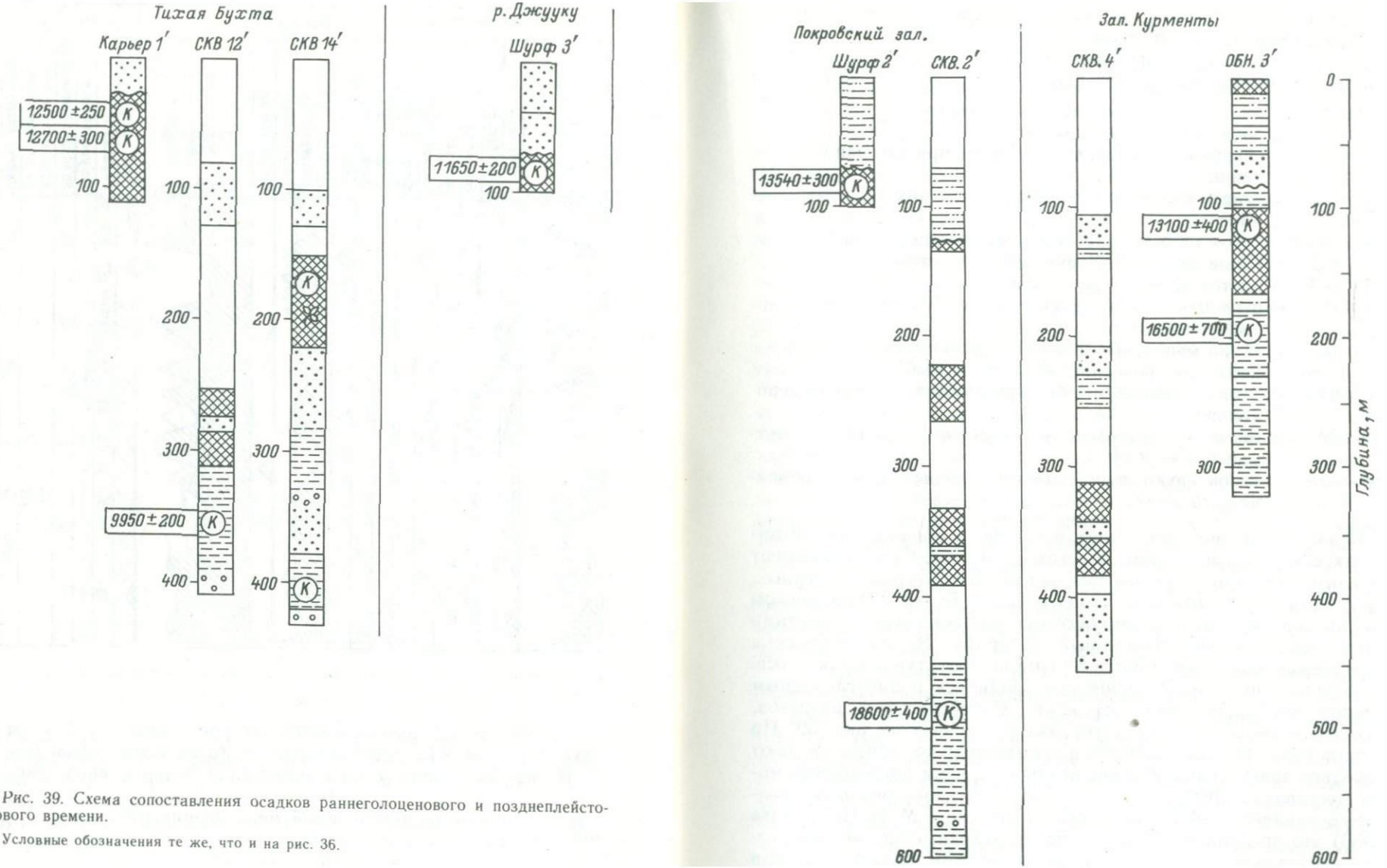


Рис. 39. Схема сопоставления осадков раннеголоценового и позднеплейстоценового времени.

Условные обозначения те же, что и на рис. 36.

черным илам. Вскрытые отложения местами уходят под русло р. Курменты и являются водоупорными горизонтами.

В обнажении 3′, расположенном в 300 м от устья р. Курменты, прослеживаются следующие слои озерных отложений (рис. 38):

0— 10 см почвенный слой, темно-коричневая супесь;
11— 36 см средний суглинок, серо-бурый с признаками ожелезнения;
37— 57 см супесь тяжелая, буровато-желтого цвета, мелкокомковатая;
58— 80 см песок среднезернистый, серый, содержащий слюду;
81—102 см глина бурая, бесструктурная, плотная;
103—163 см ил темно-серый до черного;
164—170 см суглинок темно-серый с прослойками мелкозернистого песка;
171—187 см глина бурая, плотная, бесструктурная;
188—195 см песок крупнозернистый темно-серый;
196—248 см глина темно-серая, бесструктурная с запахом сероводорода;
249—307 см песок крупнозернистый, содержит гальку диаметром 0.5—0.8 см;
308—318 см песок крупнозернистый темно-серый, сильно обводненный.

Приведенные описания слоев, вскрытых в обнажениях и скважинах северного и южного берегов оз. Иссык-Куль, позволяют выделить однотипные отложения — илы темно-серые до черных. На южном берегу озера в заливах Тихая Бухта и Покровском эти илы подстилаются бурыми бесструктурными глинами, местами содержащими гравийно-галечный материал. В зал. Курменты темно-серые илы подстилаются серыми бесструктурными глинами.

Определение возраста илов производилось радиоуглеродным методом по карбонатной фракции. Сопоставления разрезов, а также радиоуглеродные датировки приведены на рис. 39. По мнению специалистов, датировки по карбонатной фракции дают несколько завышенный возраст осадков, причем погрешность может составлять 1000—1500 лет. Таким образом, реальный возраст составляет от 10 000 до 12 000 л. н., по схеме М. И. Нейштадта (1983) это древний голоцен. Все представленные на рисунке разрезы исследованы спорово-пыльцевым методом, интервал отбора образцов 5—10 см, а в карьере 2.5—3 см, т. е. выполнен послойный уплотненный анализ озерных осадков.

Для осадков карьера 1′ и скв. 14′ произведено определение гранулометрического состава, содержания $CaCO_3$ и органического углерода (анализы выполнены сотрудниками Института озероведения АН СССР В. А. Шмелевой, И. А. Красновой, Р. Ю. Струковой). Радиоуглеродное датирование образцов выполнено сотрудниками Института зоологии и ботаники АН ЭССР А. А. Лийва и Т. С. Ринне. Результаты анализов представлены на рис. 39.

Как показывает практика исследований, для реконструкции физико-географических условий прошлого наиболее благоприятные и объективные результаты дает совмещение спорово-пыльцевого, гранулометрического, геохимического и других видов анализов донных отложений озер (Озера Тянь-Шаня, 1980). Исследование количественных характеристик по гранулометрии осадков для палеогеографических реконструкций до сих пор по ряду параметров остается дискуссионным. В наших исследованиях для анализа распределения частиц осадков по классам крупности, при построении кумулятивных кривых и расчетах медианного размера, коэффициента крупности и сортировки частиц мы использовали метод Дугласа (Doeglas, 1946), разработки Н. М. Страхова (1960), Л. Б. Рухина (1969), С. И. Романовского (1977), Н. И. Верзилина (1979).

Интерпретация полученных данных и реконструкция условий осадконакопления проводилась с учетом специфических условий озерного седиментогенеза, наблюдаемого в настоящее время в Иссык-Кульской котловине.

Данные гранулометрического анализа озерных отложений скв. 14′ и карьера представлены на рис. 36 и 37. Коэффициент сортировки S_0 и средний размер зерен Md были получены как параметры кумулятивных кривых, построенных для каждого из выделенных выше горизонтов озерных отложений. Еще до анализа полученных значений Md и S_0, используя метод Дугласа, можно определить, что полученные кумулятивные кривые по своему типу соответствуют таким выделенным Дугласом кривым распределения Md и S_0, которые позволяют установить следующее:

— Динамическая обстановка среды, в которой формировались донные отложения, характеризуется либо застойной водой и осаждением в ней суспензии, либо текучей водой, скорость течения которой незначительно отличается от 0.

— Фациальная обстановка среды характеризуется физическими процессами свойственными озерным.

Действительно, озерные отложения, вскрытые карьером и скв. 14′, формировались в позднем плейстоцене — раннем голоцене, когда на месте их современного расположения находилось озеро, глубины которого в районе скважин должны были быть не менее 10—15 м, в противном случае донные отложения подвергались бы постоянному воздействию динамического перемешивания и распределение параметров их гранулометрического состава по вертикали было бы хаотичным.

Из рис. 36 видно, что средний размер частиц образцов из карьера 1′ увеличивается к поверхности, что может свидетельствовать о некотором возрастании скорости движения среды отложения или об уменьшении глубины водоема в точке взятия образца осадков. Действительно, с падением уровня воды в оз. Иссык-Куль в прибрежной зоне могли увеличиться скорости движения воды вследствие ветрового перемешивания и возрастающего влияния волно-прибойного движения воды. Это подтверж-

дается и тем, что иловые отложения данного разреза перекрываются песчаными (рис. 36).

Изменение коэффициента сортировки по вертикали отложений имеет свои особенности. В то время как сортировка частиц отложений карьера 1′ характеризуется как очень хорошая и хорошая (рис. 36), коэффициент сортировки в скв. 14′ изменяется от 1 до 6 и более, что соответствует переходу характеристики сортировки от очень хорошей до плохой. Причем большинство образцов скв. 14′ характеризуется относительно плохой сортировкой.

Такая изменчивость сортировки (*Md*) материала по вертикали разреза может быть объяснена сменой фаз увлажненности климата Прииссыккулья в позднем плейстоцене — раннем голоцене, в связи с чем неоднократно менялись динамические и фациальные условия среды, в которой происходило осадконакопление, что подтверждается и палинологическими данными. Отрезок времени, в течение которого формировались отложения, вскрытые карьером, характеризовался более устойчивыми климатическими условиями (по палинологическим данным), и поэтому изменчивость коэффициента сортировки в этот период незначительна, а средний размер частиц имеет направленную тенденцию к увеличению (рис. 37).

Впервые для оз. Иссык-Куль в черных илах карьера (Тихая Бухта) определялись остракоды. Анализ был выполнен с целью получения дополнительных сведений об изменчивости природных условий оз. Иссык-Куль в раннем голоцене. По заключениям И. Ю. Неуструевой (Институт озероведения АН СССР), все определенные виды остракод обитают и в настоящее время в водах оз. Иссык-Куль.

Список встреченных в озерных отложениях остракод представлен следующими видами: *Cyprides torosa (Iones)* — преобладает, *Himicythera sicula (Brady)* — среднее количество, *Limnocythere sp.*, *Eucypris inflata mongolica (Daday)* — мало, *Candana kliseri Bronstein* — мало, *Candana neglecta G. O. Sars* — много.

Состав изученной ассоциации видов, их хорошая сохранность и присутствие среди них видов на различных стадиях развития свидетельствуют об автохтонности их захоронения в озере. Кроме того, тот факт, что видовой состав остракод раннеголоценового оз. Иссык-Куль близок к современному, говорит о том, что гидрохимический режим оз. Пра-Иссык-Куль мало изменился по сравнению с современным. Одна из важнейших задач будущих исследований видится в более широком применении микрофаунистического анализа озерных отложений и соотнесения его результатов с данными других палеолимнологических методов с целью повышения репрезентативности палеогеографических реконструкций.

С целью выявления природных условий оз. Иссык-Куль в позднем плейстоцене — раннем голоцене был проведен анализ результатов спорово-пыльцевых данных, полученных при исследовании

темно-серых илов и глин, их подстилающих, по разрезам из заливов Тихая Бухта и Курменты. Результаты спорово-пыльцевого анализа приведены на рис. 38.

Сравнение полученных палинологических данных позволяет говорить о сходстве спорово-пыльцевых комплексов, выделенных в илах. Характерной чертой комплексов является значительное содержание пыльцы ели Шренка (в ряде спектров до 40 %) и кустарников, особенно облепихи и селитрянки.

Большое количество пыльцы ели и кустарников в спектрах обусловлено расширением пояса леса в горах, опусканием его нижней границы и расширением площадей ели и кустарников в долинах рек. В настоящее время верхняя граница ели в Иссык-Кульской котловине располагается на высоте 2900—3000 м, а нижняя граница, в силу разного количества осадков в западной и восточной частях котловины, испытывает значительные колебания (Глазовская, 1953), но в основном происходит снижение нижней границы леса с запада на восток (в районе Тюпа ее высота 1800—1900 м).

Повышенное содержание пыльцы ели и кустарников в спектрах из илов позднего плейстоцена, по сравнению с наличием их в субрецентных спектрах и спектрах из позднего голоцена, свидетельствует об усилении увлажненности в раннем голоцене.

Об этом же факте можно судить и по составу пыльцы травянокустарничковых растений. Во-первых, в составе пыльцы трав доминирует пыльца разных видов полыни (до 40—50 %) по сравнению с содержанием пыльцы маревых (20—30 %), во-вторых, определена пыльца мезофитного разнотравья — гвоздичных, лютиковых, крестоцветных, розоцветных, герани, кипрея, зонтичных, сложноцветных, ворсянковых и др., в-третьих, встречена пыльца водных и прибрежно-водных растений (рогоза, рдеста и др.), в-четвертых, в составе пыльцы злаков выявлена повсеместно пыльца тростника.

То же заключение следует сделать по составу спор в спектрах из илов, а именно увеличение количества спор зеленых мхов по сравнению с содержанием последних в субрецентных спектрах, полученных из поверхностных проб побережья озера.

Различия в составе палинологических спектров из илов разрезов Тихая Бухта (рис. 36) и обнажения из зал. Курменты (рис. 38), а именно большее количество в спектрах из обнажения Курменты пыльцы ели Шренка и кустарников, повышенное содержание пыльцы злаковых и отчасти пыльцы мезофитного разнотравья, а также малый процент пыльцы эфедры, обусловлены большим увлажнением северо-восточного побережья озера (зал. Курменты) по сравнению с его западным и южным побережьем.

Необходимо отметить, что разница в увлажненности западной и восточной (северо-восточной) частей котловины озера, судя по изменениям в составе растительности, имеет явную тенденцию к увеличению этих различий на протяжении голоцена.

По составу спорово-пыльцевых комплексов из илов в период их накопления от 13 000 до 10 000 л. н. в котловине озера господствовали полупустынные, степные и лугово-степные формации. Предположительно, в районе зал. Курменты ель Шренка продвигалась до побережья озера. В южных и западных частях котловины преобладали полупустынные, отчасти степные формации, а в северо-восточной части господствовали степные и лугово-степные.

Таким образом, все эти особенности в составе растительности в древнем голоцене отчетливо свидетельствуют об изменении основных климатических факторов, в основном о более влажном, чем современный, климате в котловине озера.

Гранулометрический состав илов, а именно увеличение в их составе содержания алевритово-пелитовой фракции (наименьшие значения коэффициента K) и некоторое возрастание содержания $CaCO_3$ (рис. 36), могут свидетельствовать о незначительном повышении температуры воды озера и осаждении карбонатов кальция.

Черные и темно-серые алевритовые илы в разрезах Тихая Бухта перекрываются песками, имеющими позднеголоценовый возраст, а в обнажении из зал. Курменты — серыми суглинками позднеголоценового возраста. Таким образом, по палинологическим данным отчетливо прослеживается перерыв в озерном осадконакоплении. Этот перерыв связан, вероятно, с крупной регрессией оз. Иссык-Куль, когда уровень его был ниже современного. Заливы Курменты и Тихая Бухта в это время вновь значительно обмелели.

Подстилаются илы в зал. Тихая Бухта плотными бесструктурными глинами, местами содержащими гравийно-галечные прослои.

Результаты абсолютных датировок по карбонатной фракции из глин, подстилающих илы, свидетельствуют о том, что их накопление происходило в интервале времени от 13 000 до 16 000 лет тому назад (рис. 39). Растительный покров Иссык-Кульской котловины, а именно преобладание пустынных и полупустынных группировок, местами степных, позволяет фиксировать резкую аридизацию климатических условий. По времени данная эпоха совпадает с заключительными стадиями верхнеплейстоценового оледенения.

Палинологическая характеристика этих глин существенно отличается от илов. В общем составе спорово-пыльцевых комплексов по скв. 14′ (рис. 37) пыльца ели Шренка и кустарников составляет от 5 до 18 %.

Среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца маревых (от 40 до 70 %), количество пыльцевых зерен полыни (20—25 %) меньше, чем в спектрах из илов. Постоянно присутствует пыльца эфедры, содержание ее составляет от 3 до 20 %. Пыльцы злаков отмечено от 2 до 10 %. В составе пыльцы разнотравья встречена пыльца крестоцветных (единично), розоцветных (единично), губоцветных (0—12), сложноцветных (от 3 до 15 %).

Во всех образцах обнаружены споры зеленых мхов, но количество их значительно меньше, чем в спорово-пыльцевом комплексе, присущем илам.

Нижние слои, подстилающие бурые глины, а также прослои внутри глин представлены грубозернистыми песками, содержащими гравийно-галечный материал. В этих слоях пыльца и споры, как правило, присутствуют единично.

Климатические условия времени формирования бурых и серых глин (поздний плейстоцен) были сухими и холодными, судя по их палинологической характеристике. Сохранность микрофоссилий в осадках позднего плейстоцена более плохая, чем в раннеголоценовых отложениях. Среди пыльцы елей находятся смятые и разорванные формы, часть форм пыльцы травянистых растений невозможно определить из-за минерализации, поэтому они внесены *в группу неопределенных.*

Итак, в позднеплейстоценовое время в котловине оз. Иссык-Куль широкое распространение получают пустынные и полупустынные сообщества, где доминируют представители семейства маревых и полыни. В растительности котловины (по долинам рек и ручьев) резко сокращается количество кустарниковых зарослей «тугаев». Ареал еловых лесов в горах сокращается, верхняя *граница ели понижается.*

Обобщая приведенные выше данные, следует сделать некоторые выводы.

1. Впервые приведенная палинологическая характеристика древнеголоценовых и позднеплейстоценовых осадков оз. Иссык-Куль позволила коррелировать одновозрастные озерные осадки, учитывая радиоуглеродные датировки по карбонатной фракции, вскрытые обнажениями, шурфами и скважинами на южном и северном берегах озера.

2. Палинологические данные свидетельствуют, что в позднем плейстоцене климат был довольно сухой и прохладный, что, по нашим представлениям, связано с максимальным распространением последнего горного оледенения.

3. Состав спорово-пыльцевых комплексов древнего голоцена свидетельствует о *большей мезофильности растительности* этого времени, о расширении площадей кустарниковых зарослей, о продвижении в долины ели Шренка.

4. Реконструкция климатических условий этого времени позволила констатировать увеличение увлажненности климата. Причем, в южных частях котловины осадков выпадало до 400 мм в год, а в северо-восточной части до 600 мм в год. В основу климатических реконструкций положены метод актуализма и типологический признак (по господству в растительном покрове основных растительных формаций).

5. Анализ полученных материалов позволяет, во-первых, говорить о регрессии озера в позднем плейстоцене, во-вторых, о трансгрессии его в начале голоцена.

Особенности природных условий позднего голоцена

На основе спорово-пыльцевого анализа были реконструированы природные условия Иссык-Кульской котловины за последние 2000 лет. Исследованы озерные осадки, вскрытые шурфами и обнажениями террас на побережье оз. Иссык-Куль, и определены палинологические критерии, характеризующие трансгрессивные и регрессивные фазы осадконакопления в озере. Трансгрессивным фазам присущи спектры, в которых при господстве травяно-кустарничковых форм в общем составе преимущественное значение имеет пыльца полыни по сравнению с пыльцой эфедры и маревых. В ряде спектров в составе разнотравья отмечено повышение процента мезофитного разнотравья и его видовое разнообразие. Повышается роль пыльцы водных и прибрежно-водных растений, в частности тростника.

Отличительной чертой трансгрессивного цикла осадконакопления является увеличение в спорово-пыльцевых спектрах количества заносной пыльцы ели Шренка, а также кустарников, в основном облепихи и селитрянки, единично встречается пыльца жимолости, тамариска, барбариса. Увеличение увлажненности и потепление в горах приводят к расширению лесных массивов, к снижению нижней границы леса и повышению его верхней границы.

Таким образом, состав палинологических спектров трансгрессивных фаз озерных осадков свидетельствует об увеличении увлажненности в котловинах озер и о расширении в растительном покрове степных и лугово-степных формаций.

Регрессивные фазы в озерах имеют другие палинологические критерии. В составе пыльцы травяно-кустарничковой группы преобладает пыльца маревых и эфедры. Пыльцы полыни отмечено достаточное количество, но она не является доминирующей. Среди пыльцы маревых определена пыльца таких родов и видов как *Kochia prostrata*, *Chenopodium botrys*, *C. alba*, *Atriplex* (разные виды), *Salsola sp.* и др. Пыльца деревьев, в частности пыльца ели Шренка, встречается единично. По сравнению со спектрами трансгрессивных осадков в осадках данного периода отмечено меньшее количество спор зеленых мхов.

Итак, вышеприведенные палинологические характеристики позволяют довольно надежно выделить регрессивные и трансгрессивные фазы осадконакопления в оз. Иссык-Куль.

По ряду разрезов палинологические материалы дополнены результатами радиоуглеродного анализа, позволяющими получить абсолютные датировки времени трансгрессий и регрессий оз. Иссык-Куль за последние 2000 лет.

Палинологический анализ древнеозерных отложений, вскрытых в шурфе «Сухое Озеро» глубиной 4,8 м, позволил выявить существенные колебания в составе спорово-пыльцевых спектров и определить принадлежность разных спектров к трансгрессивным и регрессивным фазам осадконакопления (рис. 40).

Возраст погребенных осадков стеблей тростника с глубины 410 см равен 1400±120 лет (ТА-1397). Палинологические спектры, характерные для относительно повышенной влажности климата, выявлены в осадках с глубины 450—330 см и могут быть отнесены к II—V вв. н. э. О влажности климата во время накопления этих осадков свидетельствует значительное содержание пыльцы ели (от 30 до 125 экз.), наличие пыльцы тростника и мезофильного разнотравья, в составе которого определена пыльца крестоцветных, розоцветных, губоцветных, сложноцветных, гвоздичных. Повышение увлажненности климата в этот период привело к развитию степной растительности, что способствовало улучшению пастбищных угодий в котловине озера и развитию хозяйства усуней (Умурзаков, Винник, 1975).

В осадках с глубины 330—160 см определен палинологический комплекс отличный от вышеописанного. Необходимо отметить сокращение в нем доли участия заносной пыльцы ели Шренка, отсутствие пыльцы мезофильного разнотравья, сокращение процентного содержания пыльцы полыни и некоторое увеличение пыльцы маревых, при значительном содержании пыльцы эфедры. Этот период осадконакопления можно характеризовать как регрессивный в условиях относительно теплого и сухого климата, что вполне соответствует археологическим данным о положении поселений в котловине озера и значительной минерализации воды в озере с VI по VIII в. (Берг, 1960).

Следующий комплекс присущ осадкам с глубины 160—75 см. В нем вновь увеличивается содержание пыльцы ели Шренка, встречена пыльца облепихи и селитрянки. Среди пыльцы травянокустарничковых растений резко сокращается процент пыльцы эфедры до 2—5 %, увеличивается содержание пыльцы полыни (до 40 %), появляется пыльца мезофитного разнотравья, в составе которой определена пыльца крестоцветных, губоцветных, гречишных, сложноцветных (свыше 10—15 %). В составе трав повышается роль пыльцы злаковых (до 10—15 %), что, видимо, обусловлено появлением в составе растительного покрова этого времени степных группировок. Радиоуглеродное датирование слоя с глубины 100—110 см по растительным остаткам стеблей тростника дало возраст 450±70 л. н. (ТА-1281).

Палинологический комплекс (рис. 41), аналогичный вышеприведенному (глубины 160—75 см), выявлен в осадках шурфа 2′ (зал. Курменты). Ему присущи следующие черты: наличие значительного количества заносной пыльцы ели Шренка (составляет до 40 % общего состава); присутствие пыльцы мезофитного разнотравья и наличие пыльцы осоковых и тростника; бóльшее процентное содержание пыльцы полыни по сравнению с пыльцой маревых; пыльца злаков присутствует постоянно в количестве от 10 до 18 % и в их составе определена пыльца культурных злаков (группа Cerealia).

Радиоуглеродные датировки погребенных остатков веточек кустарников показали их возраст 475±50 л. н. (ТА-1426).

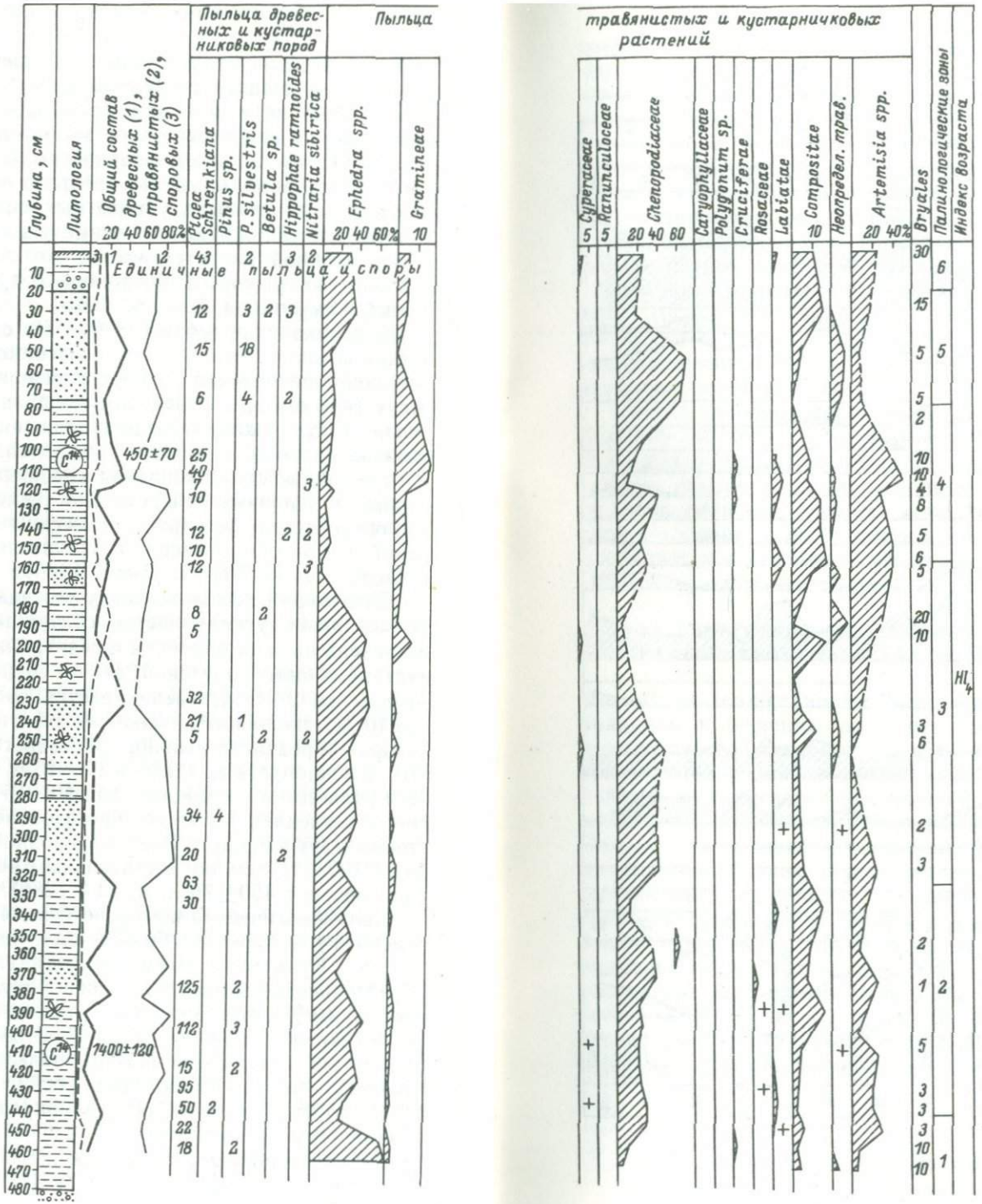


Рис. 40. Спорово-пыльцевая диаграмма шурфа «Сухое Озеро», южный берег оз. Иссык-Куль.

Условные обозначения те же, что и на рис. 36.

Глубина, см
Литология
Общий состав древесных (1), травянистых (2), споровых (3)
20
60 %
Пыльца древесных и кустарников, пород
Picea Schrenkiana
Pinus silvestris
Betula sp.
Hippophae rhamnoides
Пыльца травянистых и кустарничковых растений
Typha sp.
Ephedra spp.
10 %
1-Gramineae (культурные)
2-Gramineae
10 20%
Cyperaceae
Liliaceae
Chenopodiaceae
10 20%
Caryophyllaceae
Umbelliferae
Polygonum sp.
Crusiferae
Rosaceae
Geranium sp.
Epilobium sp.
Labiatae
Compositae
10 20%
Неопределенная трав.
Artemisia spp.
10 30
Споры
Bryales
Polypodiaceae
Палинологич. зоны
Индекс возраста
1
2
450 ± 30
520 ± 50
31%
44%
HL4

Таким образом, можно отметить, что одновозрастные слои озерных отложений южного и северного берегов Иссык-Куля характеризуются общими чертами спорово-пыльцевых спектров, сформировавшихся в трансгрессивную фазу озера. Аналогичные спорово-пыльцевые спектры получены нами при анализе дельтовых отложений в устье р. Тоссор, где были обнаружены стволы и пни погребенных деревьев, которые погибли в результате трансгрессии XVI—XVIII вв., что определено по данным радиоуглеродного датирования этой древесины.

Наибольший подъем уровня имел место во второй половине XVIII—первой половине XIX вв., с ним связано образование 12-метровой террасы. В спорово-пыльцевых спектрах этого времени (шурф 2, глубина 15—5 см, обн. «Сухое Озеро», глубина 10—5 см) наряду с отмеченными закономерностями, присущими трансгрессивным фазам, фиксируется увеличение процентного содержания зеленых мхов.

Состав спорово-пыльцевых субрецентных спектров донных отложений оз. Иссык-Куль, а именно увеличение в них процентного содержания пыльцы ксерофитов — маревых и эфедры при значительном содержании пыльцы полыней и злаков, позволяет говорить об увеличении засушливости климатических условий Иссык-Кульской котловины и наступлении новой регрессивной фазы, которая проявляется в настоящее время.

3.4. БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГИДРОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОЗ. ИССЫК-КУЛЬ

В настоящее время основным и наиболее плодотворным подходом к решению основных проблем лимнологии является комплексный мониторинг лимнической среды, т. е. изучение закономерностей развития во времени и изменений в пространстве лимнических экосистем современной эпохи методами непрерывного слежения и количественной регистрации главных их параметров. Однако и этот, наиболее современный подход имеет свои принципиальные ограничения, и прежде всего — фактор времени. Существенные, устойчивые изменения параметров лимнической среды, которые могли бы стать основой для выявления общих закономерностей ее эволюции, обычно происходят в течение интервалов времени несоизмеримо больших, чем время возможных непосредственных прямых приборных наблюдений. Кроме того, для современного мониторинга недоступна информация о параметрах среды даже ближайшего (до начала наблюдений) прошлого. Поэтому наряду с современным мониторингом лимнических эко-

Рис. 41. Спорово-пыльцевая диаграмма шурфа 2′. Залив Курменты. Условные обозначения те же, что и на рис. 36.

систем целесообразно и актуально разрабатывать ретроспективный палеомониторинг с тем, чтобы иметь возможность выявлять общие закономерности развития лимнических экосистем в течение длительных интервалов исторического и геологического времен.

Одно из наиболее перспективных направлений такого подхода в лимнологии — биогеохимическая палеоэкология, которая использует для изучения изменений параметров лимнической среды комплекс вещественных, структурных и физических особенностей, регистрирующих рост скелетных тканей лимнобионтов.

Возможность постановки таких исследований основывается на последних достижениях современной науки, в результате которых было установлено существование закономерных химических взаимодействий живых организмов друг с другом и с окружающей средой (Барбье, 1978), и в частности, стало ясным наличие закономерных взаимосвязей между вещественным составом, тонким строением и физическими свойствами скелетных тканей гидробионтов, с одной стороны, и основными параметрами среды их обитания, с другой.

Скелетные ткани некоторых лимнобионтов, в том числе и лимномоллюсков, растут ритмически, непрерывно в течение многих лет. Причем современными микроаналитическими методами удается достаточно четко различать зоны роста всех порядков — от суточных (циркадных) и месячных до сезонных и годовых.

В вещественном составе (минеральном, молекулярном, элементарном), в особенностях микростроения и физических свойств таких зон роста записана богатейшая экологическая информация об изменениях параметров среды в период роста. При этом установлено, что скелетные образования некоторых лимнобионтов в благоприятных и тафономических условиях могут сохраняться в течение весьма длительного времени ($\geqslant 180 \cdot 10^6$ лет) в ископаемом виде без существенных потерь и искажений палеоэкологической информации (Колесников, 1974, 1982).

Для разработки лимнологических аспектов биогеохимической палеоэкологии, связанных с оценкой крупномасштабных изменений основных параметров лимнической среды во времени и в пространстве, в 1981 г. в биогеохимической лаборатории Института озероведения АН СССР были проведены специальные исследования.

Основные эколого-биогеохимические полевые исследования и сборы первичных материалов были осуществлены в 1981—1982 гг. на оз. Иссык-Куль, Балхаш и других современных и ископаемых озерных бассейнах Казахстана, Тянь-Шаня, Киргизии, Узбекистана и Таджикистана.

Для сравнительных эколого-биогеохимических исследований соответствующими специалистами по разработанной нами программе в результате научных содружеств был собран основной материал из озер и озерных отложений других районов страны,

и в особенности из арктической и бореальной зон. Кроме того, по нашей просьбе были собраны и любезно нам переданы экзоскелеты разнообразных гидробионтов из континентальных вод и осадков различных климатических зон Мира.

Таким образом был собран обширный сравнительный материал для последующих эколого-биогеохимических исследований по экзоскелетам современных и ископаемых лимнических моллюсков, обитавших в различных экологических условиях, в том числе и при различной минерализации вод. Причем при сборах современных моллюсков одновременно отбирались соответствующие пробы среды их обитания (воды и грунтов).

На основе этого материала были проведены исследования с целью получения дополнительных критериев для палеогидрохимических реконструкций лимнической среды оз. Иссык-Куль и других озер.

Вдоль всего побережья оз. Иссык-Куль, во всех основных его заливах, бухтах, в устьях главных притоков, а также в р. Чу (ТН32-ТН47) были собраны и выловлены в количествах, достаточных для последующих эколого-биогеохимических исследований, экзоскелеты практически всех известных в этом районе лимномоллюсков (Павлова, 1964). В частности, были собраны раковины следующих видов: *Radix auricularia* (*L.*), *Lymnaea stagnalis* (*Müll.*), *L. ovata* (*L.*), *L. fruncatula* (*Müll.*), *L. peregra* (*Müll.*), *Planorbis planorbis* (*L.*), *Gyraulus albus* (*Müll.*), *Galba palustris* (*Müll.*), *Succinae altaica Nev.*, *Anisus acronicus* (*Fer.*), *Bithynia sp.*, *Sphaerium sp.*, *Pisidium sp.*, *G. truncatula* (*Müll.*), *Valvata piscinatis* (*Müll.*).

В процессе изучения голоценовых и плейстоценовых континентальных отложений Иссык-Кульской впадины в естественных и искусственных обнажениях удалось выделить и проследить на больших расстояниях ряд литологически характерных, хорошо выдержанных, содержащих многочисленные остатки раковин лимномоллюсков озерных маркирующих слоев. В частности, практически повсеместно вокруг Иссык-Куля в береговой его зоне (например, в разрезах 16—22) были прослежены характерные пачки с одинаковой последовательностью озерных слоев, включающие песчаные слои с естественным темноцветным шлихом, красновато-коричневые и голубовато-сизые глины с конкрециями и погребенные черные озерные илы. Все эти слои содержат обильное количество характерных раковин озерных моллюсков достаточно хорошей сохранности, относящихся к различным видам *Radix, Valvata, Lymnaea, Planorbis, Anisus, Galba, Pisidium* и др.

Особый интерес для лимнологии представляет воссоздание основных гидрохимических и климатических особенностей лимнических бассейнов в прошедшие этапы их существования.

Биогеохимическая экология и палеоэкология вообще (и в особенности применительно к лимнологии) — лишь недавно возникшее научное направление, которое находится еще в процессе своего становления (Колесников, 1974, 1982).

Идея принципиальной возможности использования вещественного состава скелетных тканей организмов для суждения о физико-химической специфике среды их обитания была высказана еще в 20-х годах основоположниками биогеохимии В. И. Вернадским и А. П. Виноградовым. С тех пор с разным успехом делалось много попыток оценивать температуру и соленость водоемов по вещественному составу скелетных остатков различных, преимущественно морских, гидробионтов.

В настоящее время существование экологически обусловленной изменчивости вещественного состава скелетных тканей гидробионтов достоверно экспериментально подтверждено, хотя многие важные закономерности и механизмы этого феномена еще не выявлены.

До последнего времени основное внимание в палеогидрохимии было обращено на морские водоемы прошлого. К сожалению, для определения минерализации озерных вод настоящего и прошлого необходима информация об одновременном содержании почти всех главных ионов, в отличие от океанических и морских вод, для которых было бы достаточно знания содержания лишь одного из них. Поэтому реконструкция гидрохимических условий внутренних водоемов прошлого вследствие многообразия состава и специфики их генезиса представляет собой несравненно более сложную задачу, чем палеогидрохимия морей (Колесников, 1982).

Под химическим составом, или минерализацией природных вод, принято понимать естественный качественный и количественный состав всех растворенных в ней веществ. В идеале минерализация природных вод должна была бы характеризоваться полной совокупностью количественно определенных в ней ингредиентов. Однако практически в гидрохимии используют различные степени приближения к полному выражению минерализации вод. Чаще всего минерализация природных вод (в зависимости от целей и возможностей) характеризуется ионным (солевым) составом (количественно выраженным содержанием главных ионов) и соленостью, величиной минерализации (солесодержания), массой сухого остатка или суммой концентраций главных ионов (Σи).

Соленость (общая минерализация) и ионный состав природных вод положены в основу всех их классификаций, из которых наиболее совершенной в настоящее время является широко используемая в гидрохимии классификация О. А. Алекина (1970). В соответствии с ней по соотношению эквивалентов преобладающих анионов и катионов среди природных вод Земли различают:

1. Три основных класса — гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный (по преобладанию соответственно главных анионов HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-).

2. Девять групп — каждый класс по преобладающим катионам (Ca^{2+}, Mg^{2+}, $Na^+ + K^+$) подразделяется на три группы.

3. Двадцать семь типов — каждая группа по определенному

соотношению ионов подразделяется на три типа (тип I характеризуется соотношением $NCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$; тип II: $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$; тип III: $HCO_3^- + SO_4^{2-} < Ca^{2+} + Mg^{2+}$ или $Cl^- > Na^+$).

Химический состав воды может быть выражен формулой, в которой анион (класс воды) обозначается символом элемента (HCO_3^- и $CO_2^{2-} = C$, $SO_4^{2-} = S$, Cl. Сверху, справа от него (или в числителе) пишется символ группы воды (Ca, Mg, Na) и общая жесткость ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$, мг/экв). Внизу и справа (или в знаменателе) римские цифры I, II, III означают соответствующий тип воды, а арабские — минерализацию в г/л ($^0/_{00}$).

Гидрохимическая классификация и символическое выражение состава воды в виде формулы оказалось наиболее удобным и в палеогидрохимии лимнических вод. Для этих же палеогидрохимических целей мы использовали следующие градации природных вод по их общей минерализации (г/л): очень пресные (0.01—0.1), пресные (0.1—0.5), пресноватые (0.5—1), слабосолоноватые (1—3.5), солоноватые (3.5—10), слабосоленые (10—27.4), морской солености (27.4—47), очень соленые (47—100), рассолы (100—352).

Информативность солености и возможности ее определения, особенно в палеогидрохимии, резко снижаются от океанских вод к континентальным. Объясняется это тем, что воды Мирового океана характеризуются относительным постоянством и медленным изменением во времени соотношений главных ионов, которое в свою очередь обусловлено слишком большим объемом водных масс океана по сравнению с приходной (стоковой) частью, трансформирующей его химический состав.

Химизм континентальных вод подчиняется природно-климатической зональности, генетически связан с геохимическими провинциями и весьма изменчив во времени (в том числе и по сезонам) и в пространстве (по объему, т. е. по площади и глубине водных масс). Значительные пространственная и временна́я неоднородности континентальных вод предопределяют их наиболее существенное отличие от вод Мирового океана, заключающееся в чрезвычайном гидрохимическом разнообразии их как в качественном, так и в количественном отношениях. В частности, в отличие от Мирового океана, соленость которого более или менее постоянна и колеблется в сравнительно узких пределах 32—37.5 $^0/_{00}$, соленость внутриконтинентальных морей находится уже в более широких пределах 5—42 $^0/_{00}$, реки имеют общую минерализацию 0.029—7.9 $^0/_{00}$ и, наконец, в озерных водах соленость меняется в наиболее широких пределах от 0.014 до 352 $^0/_{00}$.

Пресные континентальные воды весьма существенно и довольно определенно отличаются по ионному составу от океанских и морских. В континентальных водах преобладают двухвалентные ионы (Ca^{2+}, Mg^{2+}, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}), а у океанских и морских — одновалентные (Na^+, K^+, Cl^-). Однако изменение минерализа-

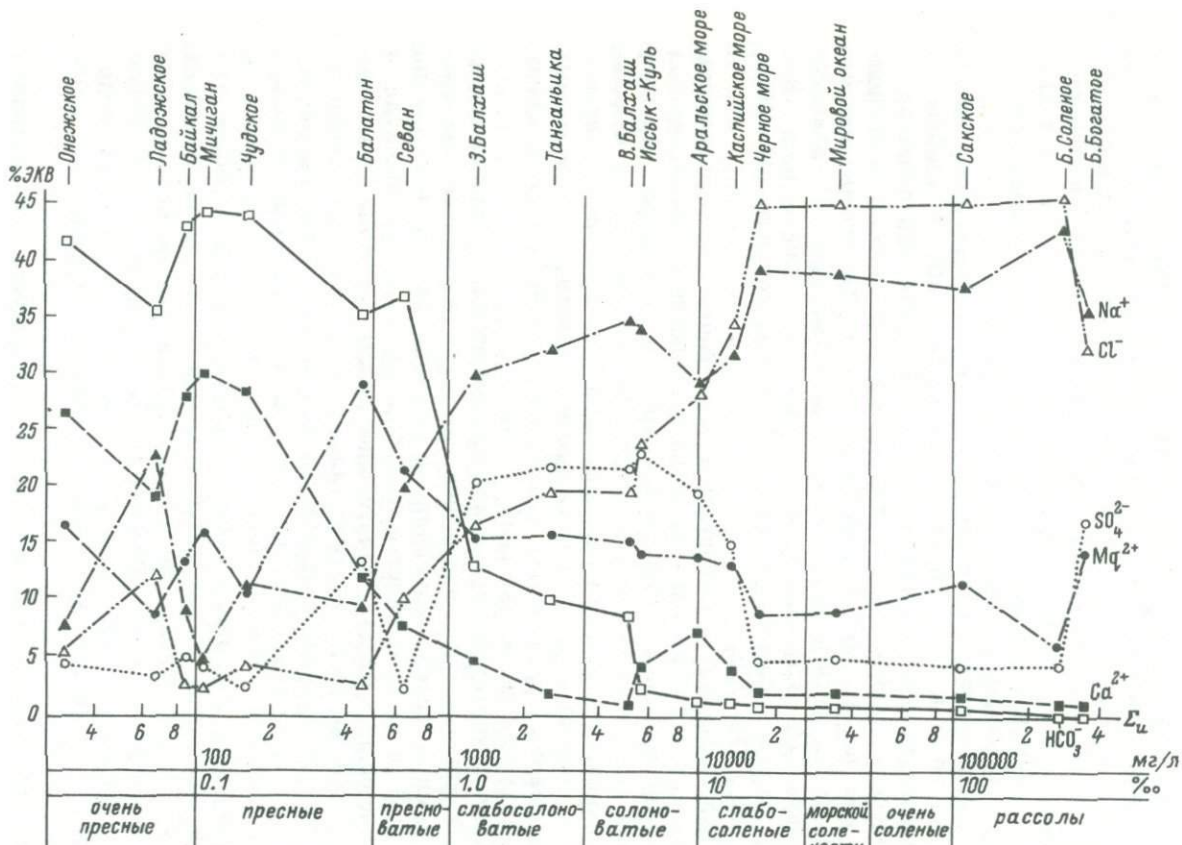


Рис. 42. Изменение ионного состава природных вод в зависимости от их общей минерализации.

ции природных вод непременно сопряжено с закономерной трансформацией их ионного состава, выражающейся в изменении соотношения главных ионов. Таким образом, параллельно с изменением солености и в зависимости от нее трансформируется и соотношение ионов, а при достижении определенных уровней минерализации происходит инверсия в соотношении сначала отдельных, а затем и всех главных ионов (рис. 42). В результате пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды континентов с увеличением общей минерализации постепенно преобразуются в хлоридно-натриевые океанские воды. Это фундаментальное эмпирическое обобщение в гидрохимии было сделано почти одновременно в 50-х годах М. Г. Валяшко (1955) и О. А. Алекиным, но до настоящего времени его огромное значение (и многочисленные следствия из него) для гидрохимии и палеогидрохимии было еще недостаточно осознано.

Во всем диапазоне значений минерализации природных вод — от очень пресных до рассолов, отмечается несколько зон трансформации и инверсии ионного состава. У разных водоемов, в зависимости от их специфики, эти инверсии и значительные трансформации происходят при несколько отличающейся минерализации, но в общем они лежат в определенных, довольно узких интервалах (рис. 42). С этими закономерностями трансформации ионного состава природных вод в зависимости от их минерализации связаны основные трудности изучения гидрохимии и особенно палеогидрохимии озерных вод.

Соотношение между хлорностью (сульфатностью, карбонатностью) и соленостью в озерных водах меняется в зависимости от принадлежности их к тому или иному гидрохимическому типу, что в свою очередь обусловлено климатической зональностью природных континентальных вод, геохимической спецификой водосбора и другими факторами природной обстановки. Поэтому для количественного суждения о гидрохимических особенностях озер в их историческом и геологическом прошлом необходимо количественное определение практически всех основных ионов, за исключением одного из них, содержание которого может быть рассчитано по разности между суммами эквивалентов анионов и катионов.

Как это следует из многочисленных экспериментальных данных, в экзоскелетах моллюсков и многих других беспозвоночных гидробионтов в процессе их роста захватывается некоторая часть водной среды их обитания вместе с содержащимися в ней главными ионами и другими компонентами. Основная часть захваченных компонентов среды «консервируется» в дефектах кристаллических структур карбонатов, в межкристаллитовых полостях, порах, тубулюсах, каналах и других микроструктурных элементах минеральной фазы и органической матрицы экзоскелетов, в виде флюидов, твердых включений и в сорбированном состоянии. При благоприятных тафодиагенетических условиях в экзоскелетах моллюсков эти основные компоненты минерального состава водной

среды их обитания сохраняются без значительных изменений в течение весьма продолжительного, даже в геологических масштабах, времени. Во всяком случае, современные методы микроанализа позволяют достаточно точно количественно оценить существенные диагенетические (структурные и вещественные) изменения минеральной фазы и органической матрицы скелетных тканей. В частности, для этих целей используются методы гистоцитохимии, микроструктурного анализа и комплекс микрометодов изучения физических свойств (микроспектрофотометрия, микрофлюорометрия, люминесцентный и рентгеноструктурный анализ).

Из образцов экзоскелетов лимнических моллюсков соответствующих видов, в тафономическом отношении пригодных для палеогидрохимических исследований, отбирались средние гомологичные пробы (изотопологичные, изоструктурные и изохронные).

Из предварительно измельченных проб, взятых из определенных частей экзоскелетов, консерваты извлекались водной вытяжкой с применением ультразвуковой обработки и электродиализа в условиях магнитного перемешивания и термостатирования. Из проб в виде специально вырезанных пластинок или неправильных фрагментов, взятых в определенных частях экзоскелетов, извлечение консерватов проводилось также с помощью водных вытяжек, но в другой модификации — с применением электросмоса, электродиализа, с переменным вакуумированием и ультразвуковой обработкой.

В предварительно сконцентрированных вытяжках из экзоскелетов изучаемых лимнобионтов ультрамикроаналитическими методами количественной тонкослойной хроматографии (КТСХ) количественно определялось содержание основных ионов Ca^{2+}, Mg^{2+} $Na^+ + K^+$, SO_4^{2-} и Cl^- (Колесников, 1982). Содержание гидрокарбонатного иона (вернее, суммы $HCO_3^- + CO_3^{2-}$) вычислялось по разности эквивалентов катионов и анионов. Таким образом были получены данные об абсолютном содержании главных ионов в единице массы экзоскелета (мкг/г). Пересчитав результаты в % эквивалентную форму, мы получили данные об относительном содержании основных ионов в консерватах среды обитания, а следовательно, и в воде водоемов, где обитали моллюски, экзоскелеты которых изучались.

Для перехода от абсолютного содержания ионов в экзоскелетах к абсолютному содержанию их в воде среды обитания, т. е. к общей ее минерализации, были использованы два независимых способа. Первоначально для этих целей использовался условный коэффициент, который рассчитывался для ряда современных видов на основании определения соотношений средних содержаний этих ионов в их экзоскелетах и в воде среды обитания для разной минерализации. При этом предполагалось, что и для всех других близких видов (включая и ископаемые) средние значения этих коэффициентов будут близки и поэтому с некоторым приближением могут использоваться для расчетов общей минерализации ($\Sigma_и$) среды их обитания.

Позже был разработан способ, основанный на определении различными физическими методами первоначального объема консерватов среды, условно приравненный к суммарному объему пор и каналов экзоскелетов. Для определения пористости экзоскелетов современных и ископаемых моллюсков использовались четыре независимых метода, которые дали в общем сопоставимые результаты (ртутная порометрия, метод импрегнации окрашенных сред, ионов Ag^+ и водородная фотопорометрия).

Зная концентрацию главных ионов в экзоскелете (Σ_{ie}, мкг/л), пористость экзоскелетов (Re, %) и их плотность (Pe, г/см^3) (определенную, например, гидростатическим взвешиванием), можно рассчитать и общую минерализацию воды, в которой они росли, используя уравнение: $\Sigma_{iH_2O}=\Sigma_{ie}\ Pe/10\ Re$. С помощью этого уравнения можно рассчитать и минимальные значения навесок экзоскелетов, необходимые для анализов законсервированных в них компонентов среды при заданной чувствительности применяемого аналитического метода. Так, для анализов методами КТСХ для раковин моллюсков, живущих в интервале минерализации от 0.01 до 10 г/л, необходимы соответственно навески в пределах от 320 до 1.8 мг.

Таким способом и были осуществлены первые предварительные количественные ретроспективные оценки гидрохимических условий для некоторых ныне существующих и ископаемых континентальных водоемов, для различных этапов их исторического и геологического прошлого.

В частности, предварительное ретроспективное эколого-биогеохимическое изучение гидрохимических особенностей озерных вод на материале раковин моллюсков было осуществлено для ныне существующих озер аридной зоны и оз. Иссык-Куль, и оз. Балхаш в их современных условиях и для различных интервалов их кайнозойского прошлого. Кроме того, аналогичные палеогидрохимические реконструкции были выполнены для отдельных озерных палеобассейнов, существовавших в меловой период на территории современной Монголии и к настоящему времени уже исчезнувших (Колесников, 1982).

Сравнительное изучение данных о минерализации и соотношении ионов в воде среды обитания, полученных на основе эколого-биогеохимических исследований экзоскелетов современных лимнических моллюсков из разных районов Балхаша и Иссык-Куля и таковых же, полученных прямыми гидрохимическими анализами воды этих районов, показали удовлетворительную сходимость результатов (табл. 35). В большинстве случаев расхождение в значениях общей минерализации ($\Sigma_и$) не превышало 0.1—9.2 г/л и гидрохимический индекс практически полностью совпадал.

Наряду с этим были осуществлены палеогидрохимические исследования для ряда образцов экзоскелетов лимнических моллюсков из плиоценовых, плейстоценовых и голоценовых озерных отложений некоторых районов Иссык-Куля (табл. 36), в частности для образцов (239) из озерных отложений джуукинской свиты

Таблица 35

Гидрохимическая реконструкция вод оз. Балхаш и оз. Иссык-Куль

Номер образца	Местонахождение местообитания	Таксономическая принадлежность раковины моллюсков	Год отлова	Гидрохимические индексы среды обитания	
				химический анализ воды $\Sigma_и$ ‰	реконструкции
		Западный Балхаш			
112/Б81	Зал. Караузяк	Anodonta cellensis (Schr.)	1981	$SCl\frac{Na\ 19}{II\Sigma_и 1.8}$	$SCl\frac{Na\ 18}{II\Sigma_и 1.8}$
114/Б81	Мын-Арал	A. cellensis (Schr.)	1972	$SCl\frac{Na\ 20}{II\Sigma_и 1.2}$	$SCl\frac{Na\ 20}{II\Sigma_и 1.4}$
115/Б81	Зал. Приозерный	A. cellensis (Schr.)	1972	$SCl\frac{Na\ 20}{II\Sigma_и 1.4}$	$SCl\frac{Na\ 19}{II\Sigma_и 1.5}$
117/Б81	Мын-Арал	Bithunia caerulans West.	1975	$SCl\frac{Na\ 20}{II\Sigma_и 1.3}$	$SCl\frac{Na\ 20}{II\Sigma_и 1.5}$
118/Б82	Зал. Приозерный	B. caerulans West.	1972	$SCl\frac{Na\ 20}{II\Sigma_и 1.4}$	$SCl\frac{Na\ 19}{II\Sigma_и 1.6}$
116/Б82	Узун-Арал	Bithunia caerulans West.	1981	$SCl\frac{Na\ 17}{II\Sigma_и 2.2}$	$SCl\frac{Na\ 18}{II\Sigma_и 2.1}$
33/Б82	Байкабыл	Lymneae auricularia (L.)	1982	$SCl\frac{Na\ 16}{II\Sigma_и 3.7}$	$SCl\frac{Na\ 17}{II\Sigma_и 3.5}$
33(6)/Б82	Балай	L. ovata (Drap.)	1982	$SCl\frac{Na\ 15}{II\Sigma_и 4.7}$	$SCl\frac{Na\ 16}{II\Sigma_и 7.6}$
34/Б82	Мынкамыс	L. auricularia (L.)	1982	$SCl\frac{Na\ 16}{II\Sigma_и 4.6}$	$SCl\frac{Na\ 17}{II\Sigma_и 4.7}$
47/Б82	Шаукар	L. auricularia (L.)	1982	$SCl\frac{Na\ 15}{II\Sigma_и 5.2}$	$SCl\frac{Na\ 15}{II\Sigma_и 5.1}$
44/Б82	Кентюбек	Lymneae ovata (Drap.)	1982	$SCl\frac{Na\ 16}{II\Sigma_и 5.1}$	$SCl\frac{Na\ 16}{II\Sigma_и 5.2}$
		Иссык-Куль			
248/И82	Джергалан	Radix auricularia (L.)	1981	$SCl\frac{Na\ 15}{II\Sigma_и 5.5}$	$SCl\frac{Na\ 15}{II\Sigma_и 5.6}$
246/И81	Сару	Lymneae stagnalis (L.)	1981	$SCl\frac{Na\ 15}{II\Sigma u_и 4.7}$	$SCl\frac{Na\ 15}{II\Sigma_и 4.6}$

позднего плиоцена района р. Джууку. Было установлено, что минерализация вод была порядка 0.63 г/л и они относились к сульфатному классу натриевой группы типа II ($SO_4^{2-}>Na^+>Mg^{2+}>HCO_3^->Ca^{2+}>Cl^-$). Соотношение ионов было столь отличным от современного в воде оз. Иссык-Куль соответствующей минерализации ($Na^+>HCO_3^->SO_2^{2-}>Mg^{2+}>Cl^->Ca^{2+}$), что есть основания предполагать, что существовавший тогда ($\approx 3.6\cdot 10^6$ лет назад) пресноводный водоем не был в гидрохимическом отношении

Таблица 36

Палеогидрохимическая характеристика вод оз. Иссык-Куль

Геологический возраст, тыс. лет	Местонахождение свиты, слои	Номер образца	Таксономия *экзоскелетов* моллюсков	Ретроспективный химический состав вод, % экв. $\Sigma_и$, г/л							
				KS, *R/P*	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	*гидрохимический индекс*
Q_4^3, 1.1	Курменты, позднеголоценовая терраса (2.5 м)	242/И81	Lymneae ovata (Drap.)	6.691 (0.91/1.36)	4.5	12.6	32.9	5.8	22.8	21.4	$SCl\frac{Na\ 17}{II\Sigma_и\ 2.7}$
Q_4^3, 1.2	Бозбулун, позднеголоценовая терраса	225/И82	L. auricularia (L.)	То же	4.7	12.7	32.6	6.3	22.2	21.5	$SCl\frac{Na\ 17}{II\Sigma_и\ 2.9}$
Q_4^3, 1.7	Курменты, позднеголоценовая терраса	233/И81	Planorbis planorbis (L.)	6.691	11.6	11.7	26.6	8.4	24.0	17.6	$S\frac{Na\ 23}{II\Sigma_и\ 0.8}$
Q_4^3, 26.3	Николаевка, позднеплейстоценовые слои обнажения	246/И82	Lymneae stagnalis (L.)	»	7.1	12.3	30.6	8.6	20.3	20.1	$S\frac{Na\ 19}{II\Sigma_и\ 1.3}$
Q_3, 4.8	Орлиное, позднеплейстоценовые слои	287/И82	Planorbis planorbis (L.)	»	24.6	8.7	16.7	27.5	13.6	8.9	$C\frac{Ca\ 34}{II\Sigma_и 0.4}$
Q, $3.5 \cdot 10^3$	Джууку, джуккинская свита позднего плиоцена	239/И82	Lymneae sp.	»	12.4	17.2	20.4	14.9	23.5	11.6	$S\frac{Na\ 30}{II\Sigma_и\ 0.6}$

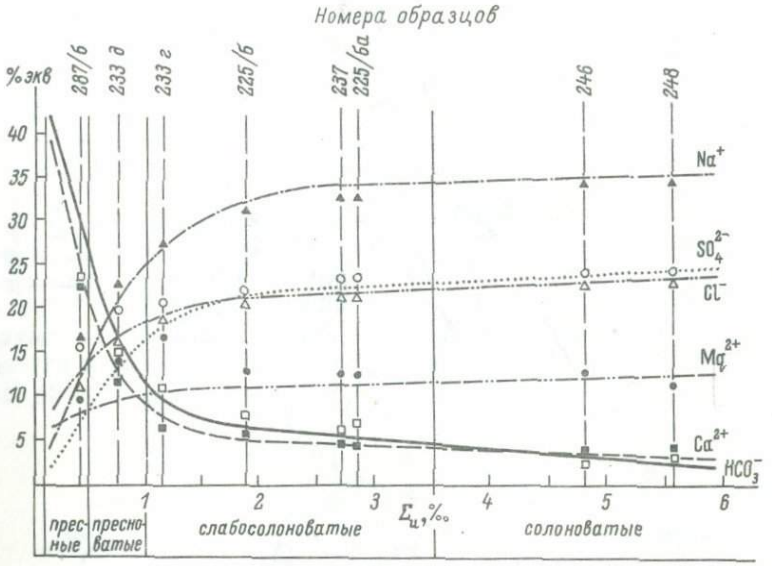


Рис. 44. Сравнение зависимости ионного состава вод оз. Иссык-Куль и его бассейна от общей минерализации по современным и реконструированным данным.

1 — современные гидрохимические данные; *2* — реконструированные данные (светлые и зачерненные треугольники, квадраты, кружки).

от минерализации, свойственным современным водам оз. Иссык-Куль.

Для образцов (233) позднеголоценовых озерных отложений (≈1700 лет) из второй озерной террасы в районе зал. Курменты (Трофимов, 1978) было установлено, что общая минерализация вод тогда составляла около 0.77 г/л и они относились к сульфатному классу, натриевой группе, типу II ($Na^+ > SO_4^{2-} > Cl^- > Mg^{2+} > Ca^{2+} > HCO_3^-$). Минерализация была почти в 6 раз меньше, чем теперь, но ионный состав был весьма близок к современному.

Наконец, по образцам (225, 242) из верхнеголоценовых озерных отложений (≈1100—1200 лет) первой озерной террасы в районах заливов Бозбулун и Курменты была установлена общая минерализация вод в пределах 2.7—2.9 г/л. Воды относились к хлоридно-сульфатному классу, натриевой группе, типу II ($Na^+ > SO_4^{2-} \approx Cl^- > Mg^{2+} > HCO_3^- > Ca^{2+}$). Минерализация в то время была почти в 2 раза меньше, чем теперь, но ионный состав стал уже практически идентичным современному составу вод оз. Иссык-Куль соответствующей минерализации.

Таким образом, в течение позднего кайнозоя общая минерализация вод лимнических водоемов, существовавших на месте современного Иссык-Куля, неоднократно и весьма существенно менялась. Соответственно менялся и ионный состав вод. При

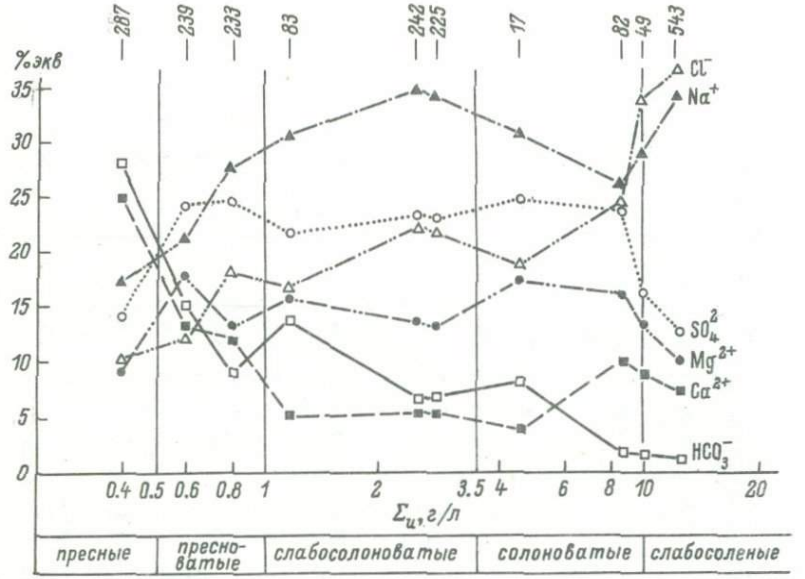


Рис. 43. Изменение ионного состава вод оз. Иссык-Куль в кайнозое в зависимости от их общей минерализации.

непосредственным предшественником нынешнего (т. е. это еще не Пра-Иссык-Куль). Из анализа образцов (287) озерных отложений позднего плейстоцена ($\approx 48 \cdot 10^3$ лет) в районе Орлиного следует, что общая минерализация была около 0.44 г/л и воды относились к гидрокарбонатному классу, кальциевой группе, типу II ($HCO_3^- > Ca^{2+} > Na^+ > SO_4^{2-} > Cl^- > Mg^{2+}$). Минерализация тогда была более чем на порядок ниже современной и воды относились к другому гидрохимическому классу. Однако соотношение ионов уже отвечало инверсии ионного состава для соответствующих значений минерализации, свойственной современному оз. Иссык-Куль (рис. 43). Другими словами, по палеогидрохимическим данным в это время уже существовал пресноводный палеоводоем, который в гидрохимическом отношении мог быть непосредственным предшественником современного Иссык-Куля (т. е. это уже Пра-Иссык-Куль).

Изучение образцов (246) более поздних озерных отложений позднего плейстоцена ($\approx 26.3 \cdot 10^3$ лет) из района Николаевки показало, что минерализация воды тогда была порядка 1.3 г/л и относилась она к хлоридно-сульфатному классу, натриевой группе, типу II ($Na^+ > SO_4^{2-} > Cl^- > Mg^{2+} > HCO_3^- > Ca^{2+}$). Хотя минерализация воды была почти в 4 раза меньше современной, однако ионный состав был уже близким к современному (Кадыров, Туранов, 1966). Наблюдающиеся гидрохимические различия в общем соответствуют изменениям ионного состава в зависимости

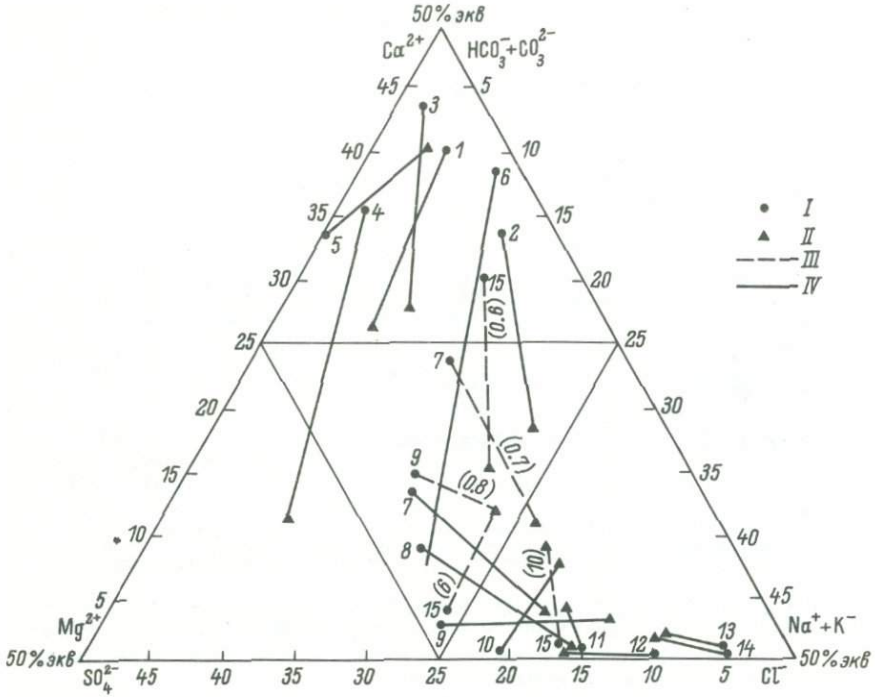


Рис. 45. Графическое сравнение современного и реконструированного ионного состава озерных вод.

I — анионы; II — катионы; III — реконструированный ионный состав; IV — современный ионный состав. Цифры в скобках — сумма ионов в %.

Водоемы: *1* — Онежское озеро, *2* — Ладожское озеро, *3* — оз. Байкал, *4* — оз. Балатон, *5* — Женевское озеро, *6* — оз. Севан, *7* — оз. Балхаш (западная часть), *8* — оз. Балхаш (восточная часть), *9* — оз. Иссык-Куль, *10* — Аральское море, *11* — Каспийское море, *12* — зал. Кара-Богаз-Гол, *13* — Черное море, *14* — Мировой океан, *15* — озера МНР.

этом лишь в послеплиоценовое время эти воды приобрели гидрохимические особенности, свойственные современному оз. Иссык-Куль (рис. 44).

Аналогичные палеогидрохимические исследования были выполнены нами и для континентальных водоемов, существовавших в меловое время на территории современной Монголии. По степени минерализации континентальные водоемы Монголии в меловое время менялись от пресноватых (~0.6 г/л) до солоноватых и даже до слабосоленых (~12 г/л). Соответственно менялся и их ионный состав от гидрокарбонатно-кальциевого до хлоридно-натриевого (Колесников, 1982).

Анализ рассмотренных выше палеогидрохимических данных позволяет сделать некоторые предварительные общие выводы. Во-первых, воды крупных континентальных водоемов прошлого (по крайней мере, с мелового периода) вполне укладываются в гидрохимические классификации, принятые для современных

природных вод. При этом они подчиняются гидрохимической закономерности, выявленной М. Г. Валяшко и О. А. Алекиным для современных природных вод, которая заключается в особенностях трансформации их ионного состава в зависимости от общей минерализации (рис. 42). В озерных водах прошлого с изменением общей минерализации происходила трансформация и инверсия ионного состава, аналогичная современной (рис. 43). Опираясь на это фундаментальное эмпирическое обобщение Валяшко—Алекина и используя различные графические выражения зависимости ионного состава вод от величин их минерализации для всех крупных озер мира, можно для реконструированных озерных вод прошлого оценивать степень их гидрохимической близости к каким-либо из конкретных ныне существующих озер (рис. 45).

Глава IV

ТЕНДЕНЦИИ ПРИРОДНОГО РАЗВИТИЯ ВЫСОКОГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

4.1. ГОРНЫЕ ОЗЕРА СРЕДНЕЙ АЗИИ — ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Интенсивное хозяйственное освоение горных районов, на долю которых, по данным Н. А. Гвоздецкого с соавторами (1980), приходится до 40 % общей площади нашей страны, а из них 12 % составляют поднятия свыше 1500 м, требуют серьезного изучения динамики всех природных комплексов горных территорий с целью наиболее рационального их использования.

При изучении особенностей современного природного развития высокогорных областей существенный интерес представляют прежде всего водные ресурсы гор — ледники, снежники, реки и озера. Их состояние является чутким индикатором изменчивости условий общей увлажненности обширных горных территорий аридной зоны.

В настоящее время при изучении режима горных озер Средней Азии и выявлении причинно-следственных связей, определяющих изменчивость их состояния, исследователи отдают предпочтение либо общеклиматическим, либо антропогенным факторам, не отрицая, впрочем, их суммарного воздействия на состояние природных вод. В некоторых случаях ведущее влияние на уровень озер усматривается в тектонических и других причинах. В то же время для проведения намеченных мероприятий, которые направлены на охрану и рациональное использование природных ресурсов оз. Иссык-Куль, необходимо с достаточной определенностью выявить ведущие факторы, которые определяют наблюдаемые изменения уровня озера. В этой связи представляется весьма важным рассмотрение индикационных особенностей других горных озер в их взаимодействии с природными процессами. При этом некоторые из них могут рассматриваться как аналоги оз. Иссык-Куль.

Горные озера в последнее время привлекают все большее внимание исследователей, так как представляют собой аккумулированные на большой высоте в природных емкостях значительные запасы чистой пресной воды. Эти озера играют важнейшую роль регуляторов стока горных рек. В них заключены огромные потенциальные энергоресурсы, которые еще предстоит использовать в ходе освоения горных территорий.

Генетическое разнообразие горных озер меньше, чем равнинных, что связано с относительной молодостью ландшафтов горных

стран. В горах встречаются озерные котловины тектонического происхождения, гравитационно-завального, вулканического, водно-эрозионного и ледникового. Генетической классификации горных озер Кавказа и Средней Азии в литературе уделено достаточно много внимания (Россиков, 1893; Молчанов, 1929; Первухин, 1937; Шульц, 1958; Россолимо, 1964; Никитин, 1977; Ефремов, 1980, и др.). На основе имеющихся данных и собственных исследований мы предлагаем обобщенную генетическую классификацию горных озер, которая представляется более удобной (табл. 37)

Озерные котловины в горах можно разделить на два класса — азональные и зональные, которые отличаются по ведущим рельефообразующим факторам. Классы озер подразделяются на 5 типов и 20 подтипов, объединенных в три основные группы.

Типы котловин выделены по генезису рельефообразующего процесса. Подтипы — по доминирующему процессу и его местопроявлению. Группы — по специфической форме озерной котловины, которая является результирующей по совокупности процессов, образовавших котловину.

Исследования показывают, что генезис озерной котловины во многом определяет дальнейшее природное развитие озера и продолжительность его существования (Севастьянов, 1980; Ефремов, 1984).

Пространственное распределение озер в горах имеет ряд характерных особенностей, которые обусловлены геологическим строением гор, а также геоморфологическими и климатическими условиями, присущими горным районам. В большинстве своем горные озера невелики по размерам (0.01—1 км^2) и располагаются в основном в гляциально-нивальном, альпийском и суб-

Таблица 37

Генетическая классификация котловин горных озер

Тип, подтип	Группа	Тип, подтип	Группа
Азональные		Гидрогенные	
Тектонические		карстовые	Провальные
межгорные	Котловинные	суффозионные	»
внутригорные	»	пойменные	Котловинные
разрывные	Провальные	старичные	»
сбросовые	Запрудные	Зональные	
Вулканогенные		Гляциогенные	
кратерные	Провальные	собственно-ледниковые	Котловинные
лавовые	Запрудные	»	Запрудные
Гравитационные		моренные	Котловинные
сейсмо-обвальные	»	»	Запрудные
оползневые	»	каровые	Котловинные
лавинные	»	»	Запрудные
лавинно-выбивания	Котловинные	зандровые	Котловинные
		»	Запрудные
		термокарстовые	Провальные

альпийском, реже — лесном поясах гор. Исключение из этого правила составляют крупнейшие в горах озера тектонических впадин, площадь которых достигает сотен квадратных километров, а высотное положение — азонально. Примерами таких озер могут являться Иссык-Куль на Тянь-Шане, Каракуль на Памире, Севан на Кавказе, Женевское и Цюрихское озера в Альпах, Телецкое на Алтае и другие крупнейшие горные озера.

Анализ пространственного положения горных озер показывает, что в их высотном распределении проявляются закономерности, аналогичные широтным. Подобно тому как аридные районы Средней Азии отличаются от гумидных районов Арктики, так и предгорные области отличаются от высокогорных и по степени тепло- и влагообеспеченности, и по характеру эрозионного расчленения рельефа.

Различия в климатических условиях высотных поясов гор весьма существенны. Интенсивность солнечной радиации возрастает на 10 % на каждый километр высоты, однако длинноволновое излучение земной поверхности с высотой увеличивается еще быстрее, поэтому температура воздуха понижается в среднем на 0.6 °С на каждые 100 м подъема в горы. Среднее количество осадков при тех же условиях увеличивается только до определенной высоты, затем (обычно выше снеговой границы) начинает уменьшаться. Обратно ходу осадков ведет себя испарение при увеличении абсолютной высоты. В результате изменения элементов климата в целом, происходящие с подъемом на 1 км в горах, эквивалентны изменениям по широте на расстоянии более 1300 км (Калесник, 1970).

Таким образом, с подъемом в горы происходит переход от аридных условий к гумидным. В соответствии с этим проявляются соответствующие закономерности в развитии озер и формировании гидрографической сети.

В связи с существенными климатическими различиями закономерности высотной поясности проявляются и в современном распределении озер по высоте в горах и предгорьях.

Например, в Средней Азии — на территории более 1.5 млн. км^2, на равнинах и в горах насчитывается более 5600 озер. Наибольшее количество озер (57.6 %) расположено на предгорных равнинах, в зоне равновесия стока, в интервале высот от 0 до 500 м над уровнем моря, в условиях недостаточного увлажнения. В основном это бессточные водоемы с непостоянным водным режимом. Значительная часть этих озер сильно минерализована. Наиболее бедна озерами зона рассеивания стока (500—1500 м), где сосредоточено всего 1.2 % озер. Наконец, в зоне формирования стока (1500—5500 м) располагается 41.2 % всех озер Средней Азии или около 60 % всей озерной площади. В целом озерность горной части Средней Азии составляет 2.04 %, что в 2 раза больше озерности Кавказа (1.0 %). В то же время наибольшей озерностью обладают области внутреннего стока Восточного Памира, где озерность составляет 5.4 % (Никитин, 1977).

Таблица 38

Распределение горных озер по высотным зонам (% от общего количества)

Интервал высот, м	Памир (Никитин, 1977)	Тянь-Шань (Жуков, Стависский, 1975)	Зап. Кавказ (Ефремов, 1980)	Французские Альпы (Edouard, 1983)
5001—5500	0.5	—	—	—
4501—5000	13.6	—	—	—
4001—4500	27.0	2.9	—	—
3501—4000	21.3	37.6	—	—
3001—3500	31.0	46.7	9.6	—
2501—3000	2.6	3.8	45.7	35.1
2001—2500	1.7	2.3	28.0	51.7
1501—2000	0.8	5.1	7.2	7.8
1001—1500	0.7	0.7	5.5	2.6
501—1000	0.7	0.9	4.0	2.8
Количество озер	1800	1923	1070	583

В высотном распределении горных озер, которые лежат выше 500 м, выделяются интервалы высот, где количество озер наибольшее. Выше и ниже этих высотных интервалов количество озер резко убывает. Такие озерные «пояса» (табл. 38) располагаются на Памире в интервале высот от 3000 до 5000 м (93 %), на Тянь-Шане — от 3000 до 4000 м (84 %), на Кавказе — от 2000 до 3500 м (83 %), в Альпах — от 2000 до 3000 м (86.8 % всех озер).

Таким образом, из приведенных данных видно, что в настоящее время наибольшее количество озер в горах сконцентрировано в областях, примыкающих к зонам современного оледенения, т. е. в гляциально-нивальном и альпийском поясах гор. Верхней границей распространения озер в горах является снеговая линия (рис. 46). Экспозиция склонов, на которых располагаются озера, сама по себе определяя высоту положения снеговой линии и концов ледников, также влияет и на высотное положение озерных поясов в горах.

Данные Ю. В. Ефремова (1984) о распределении озер по склонам Западного Кавказа хорошо иллюстрируют эту особенность (рис. 47). Наиболее широкий озерный пояс наблюдается на Памире, где на высотах более 3000 м в бассейне Амударьи и бессточных бассейнах Бадахшана располагаются 1680 высокогорных озер. Условно на Памире можно выделить как бы два высотных интервала, характеризующихся повышенной озерностью: 3000—4000 и 4000—5000 м над уровнем моря.

Даже не располагая данными по распределению озер в отдельных географических районах Памира, можно отметить, что существенная разница в тектоническом строении Западного и Восточного Памира, контрасты в природных условиях районов, степень расчлененности гор, условия оледенения и высоты снеговой гра-

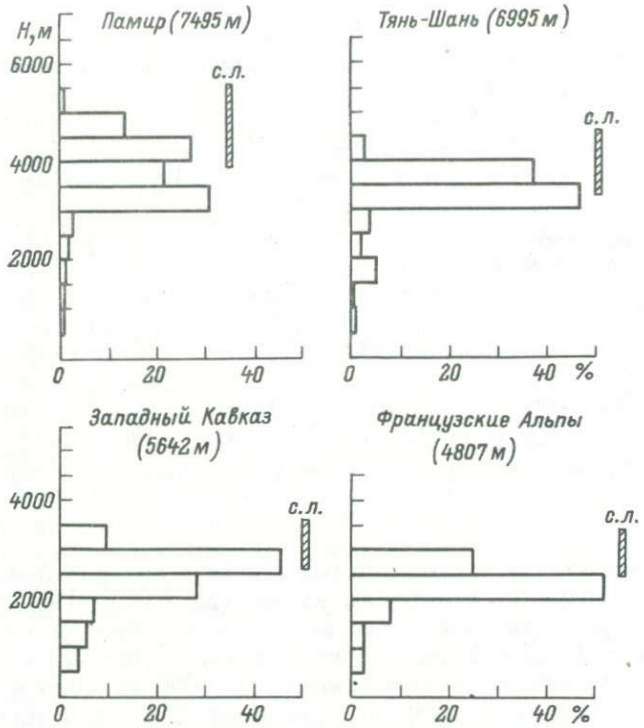


Рис. 46. Распределение озер по высотным зонам горных стран (в % от общего количества озер).

С. л. — интервал высот положения снеговой линии; цифры в скобках — высота высочайших вершин горных стран.

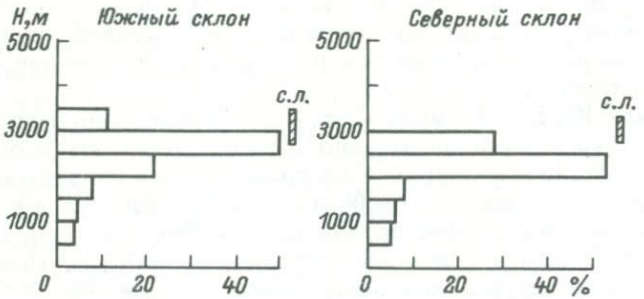


Рис. 47. Распределение озер по высотным зонам Кавказского хребта (по Ефремову, 1954).

ницы в основном и определяют различия как в характере рельефа, так и в условиях озерообразования в этих областях Памира.

Западный Памир отличается большей расчлененностью рельефа и энергией современной речной эрозии, что является отрицательным фактором для лимногенеза. В то же время площадь оледенения и количество ледников на Западном Памире значительно больше, чем на Восточном Памире, что способствует развитию гляциогенных озер. Абсолютная высота современной снеговой линии и положение концов ледников в среднем здесь значительно ниже, чем на Восточном Памире, для которого характерен высоко поднятый выположенный рельеф, который «слагается из ряда широких плоскодонных, засыпанных щебнем и ледниковыми отложениями долин или замкнутых плоскодонных котловин, занятых иногда озерами» (Щукин, 1983, с. 396).

Из приведенных соображений можно заключить, что основная масса озер Западного Памира должна располагаться на меньших абсолютных высотах, чем большинство озер Восточного Памира (рис. 46).

Для Тянь-Шаня характерно распространение сыртов — широких выровненных поверхностей внутригорных впадин, лежащих выше 3000 м над уровнем моря. Это Аксайские, Чатыркельские, Арабельские, Кумторские, Тарагайские и другие сырты, для которых характерен типичный ледниково-аккумулятивный рельеф, большое количество малых озерных форм и суровый климат холодных высокогорных пустынь.

В связи с этим на Тянь-Шане не случайно отмечается резкое увеличение озерности именно в интервале высот от 3000 до 3500 м (рис. 46), так как на этих высотах располагаются обширные пространства сыртов, а также начинается зона сплошного распространения многолетней мерзлоты, с присущими ей термокарстовыми формами рельефа. В озерном поясе Тянь-Шаня, на высоте более 3000 м сосредоточено 1677 небольших высокогорных озер. При этом только в бассейне оз. Иссык-Куль их насчитывается 204, в верховьях Нарына — 203, в горном обрамлении Ферганской долины — 137, в бассейнах р. Чу — 95, р. Талас — 83, р. Сарыджаз — 73 (Жуков, Стависский, 1975).

Таким образом, озерные пояса гор Средней Азии представлены в основном гляциогенными озерами. Другие типы озер встречаются в высокогорье значительно реже. Выше снеговой линии существование открытых водоемов невозможно (за исключением вулканических областей). Ниже снеговой границы, на поверхности ледников и внутри их языковой части развиваются относительно небольшие, непосредственно ледниковые и внутриледниковые озера (имеющие ледяные берега); у концов ледников широко распространены приледниковые или краевые озера, подпруженные конечными моренами или ригелями (рис. 48); многочисленны также озера, лежащие на дне каров и цирков (каровые или кресловинные). На некотором удалении от концов ледников, на дне троговых долин расположены озера, запруженные более древними моренами

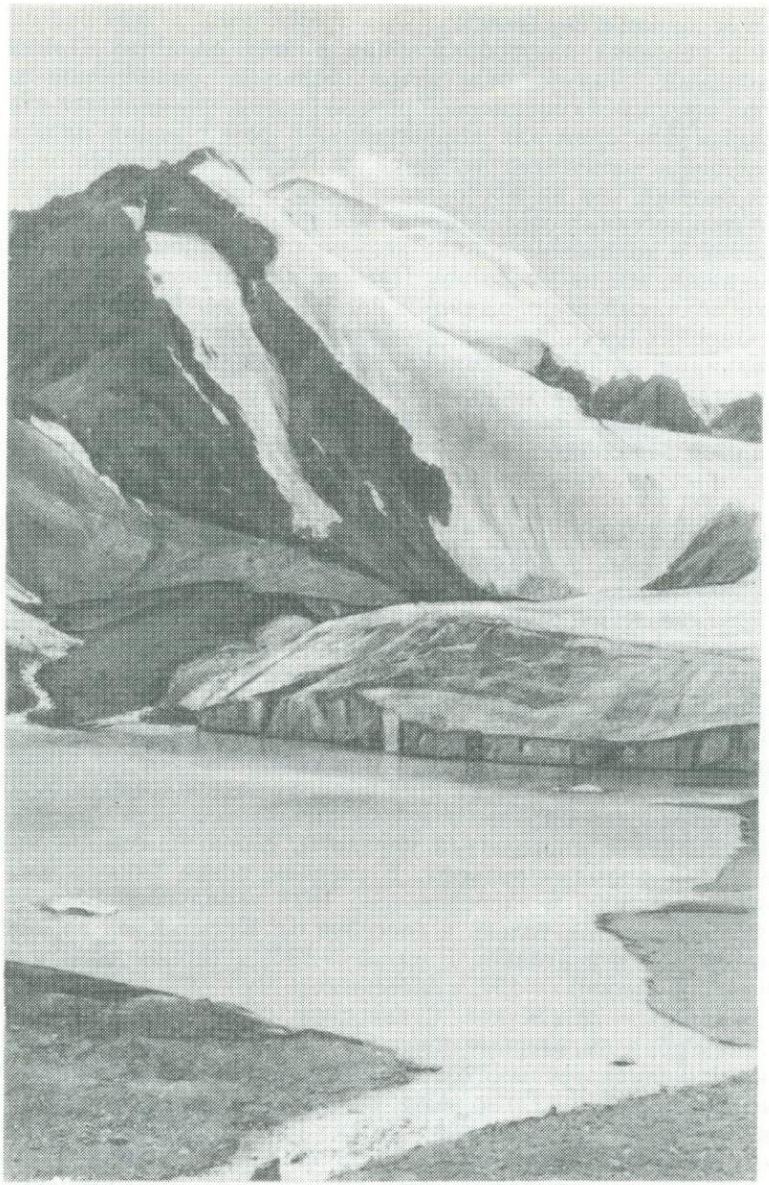


Рис. 48. Приледниковое озеро в верховьях р. Джууку, хр. Терскей-Ала-Тоо (1980 г.). Фото Д. В. Севастьянова.

(моренно-запрудные). Для озерных поясов характерны и термокарстовые озера, встречающиеся повсеместно, где развита многолетняя мерзлота. В основном это небольшие озера (менее 0.001 км^2), образующиеся в термокарстовых просадках на поверхности ледников, морен, на речных террасах, на выровненных поверхностях сыртов и плато.

Как показывают современные исследования, решающее значение для образования озер в горах имеет рельефообразующая деятельность ледников и многолетней мерзлоты. Наиболее значительной озерностью отличаются горные страны, несущие современное оледенение, такие как Памир, Тянь-Шань, Алтай, Северный Урал, Кавказ, Альпы, Скалистые горы, Каракорум и др. Сочетание достаточного количества осадков и большой высоты над уровнем моря создает предпосылки для развития оледенения. Области, освободившиеся от оледенения, как в горах, так и на равнинных территориях обычно изобилуют озерами. В областях, подвергавшихся оледенению, для рельефа характерны отрицательные формы, а климат чаще всего благоприятствует развитию озер, так как осадки и сток в высокогорных областях, как и в высоких широтах, обычно превышают испарение.

Таким образом, жизнь подавляющего большинства высокогорных озер связана с оледенением. Под его воздействием озера зарождаются, живут, питаясь ледниковым стоком, и отмирают вследствие разрушительного ледникового паводка или постепенно заполняясь наносами — продуктами ледниковой эрозии. Многолетняя мерзлота также является озерообразующим фактором.

Большинство исследователей связывают существование высокогорных озер с деятельностью современного и древнего оледенения. Под древним оледенением в данном случае может пониматься только последнее, позднеплейстоценовое оледенение, которое деградировало в течение голоцена и остатки которого мы видим в современных горных ледниках. Следами этого оледенения, в частности, являются троги, морены и озера на дне трогов. По оценкам разных авторов (Забиров, 1956; Калесник, 1963; Тронов, 1966; Щербакова, 1969; Максимов, 1980; Kasser, 1981), депрессия снеговой линии в горах Средней Азии, на Кавказе, на Алтае и в Альпах в позднем плейстоцене достигала 400—1300 м, а депрессия концов ледников 600—2000 м.

По данным А. В. Шнитникова (1973), в позднем плейстоцене в горах Алтая ледники спускались до абсолютной высоты 800—900 м, в Джунгарском Алатау до высоты 1700—1800 м, на Северном Кавказе до высоты 800—1200 м. По данным Е. В. Максимова (1972), на Памире концы ледников опускались до высоты 2500—2600 м, на Тянь-Шане до 2000—2200, в Альпах до 900—1200 м. На этих высотах на дне трогов располагаются моренные комплексы, относящиеся к последнему оледенению, а иногда и связанные с ними древние моренно-запрудные озера. Большинство же гляциогенных озер на высотах менее 3000 м к настоящему времени уже исчезло под воздействием природных процессов.

В эпоху максимума последнего оледенения в горных странах гумидной зоны горно-долинные ледники выходили в предгорья и образовывали гигантские ледники подножий, подобные известному современному леднику Маласпина в Северной Америке. Таковыми, например, были ледники предгорий в Центральных Альпах и на Швейцарском нагорье, которые вследствие своего движения сформировали котловины крупнейших озер Альп — Женевского, Фирвальдштедского, Цюрихского и др. Возраст этих озер не превышает 10 000—12 000 лет (Staub, 1961; Adrian, 1963).

По геоморфологическим и литолого-фациальным признакам озерность горных территорий в раннем голоцене была значительно большей, чем в современную эпоху. Гляциогенные озера имели более широкое распространение и значительные площади. Причем положение озерных поясов в горах безусловно отмечалось на более низком гипсометрическом уровне, в соответствии с положением снеговой границы и концов ледников. На основании изучения озерных отложений и нахождения крупных, ныне сухих озерных котловин в горах некоторые исследователи выделяют даже озерные «периоды», которые сопутствовали древнему оледенению гор (Мурзаева, 1970).

С начала голоцена в связи с общим повышением температуры воздуха, и главным образом летних температур, способствующих абляции, начался подъем климатической снеговой линии в горах, сопровождавшийся отступанием концов ледников. Вслед за ними смещались все высотные пояса гор: лес замещал альпийские луга, которые продвигались еще выше к гляциально-нивальной зоне. В Швейцарских Альпах, например, верхняя граница леса переместилась на 600—700 м выше за последние 12 000 лет (рис. 49). Как отмечает П. Кассер (Kasser, 1981), повышение летних температур, подъем снеговой линии в горах и верхней границы леса и их колебания происходили удивительно синхронно на протяжении всего послеледникового времени.

Поскольку озерные пояса гор примыкают, как это было показано нами, к зоне оледенения гор, то само их существование обусловлено климатом и рельефом этой высотной зоны. Следовательно, неизбежно общее перемещение озерного пояса гор вслед за отступающим оледенением. В периоды своих стадиальных наступаний ледники могут разрушать и уничтожать молодые озера, образованные во время более древних трансгрессивных стадиальных подвижек. В эпохи отступаний у концов ледников обычно образуются озера. Однако в разных горных районах это явление может приобретать специфические черты.

В горах аридной зоны, таких как Тянь-Шань и Памир, имеющих меньшую энергию оледенения, ледники в эпоху своего максимального развития не достигали предгорий, а выходили только во внутригорные тектонические котловины, нередко заполняя их и образуя ледоёмы (Севастьянов, 1976, 1980). Наличие крупных выровненных поверхностей — сыртов — создало благоприятные условия для развития мощных ледников предгорного типа на зна-

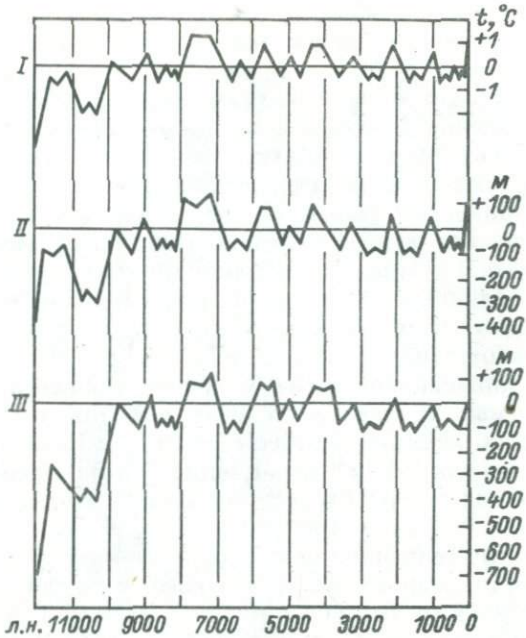


Рис. 49. Изменчивость летних температур (I), положение снеговой линии (II) и верхней границы леса (III) в послеледниковое время в Альпах (по Kasser, 1981).

чительных высотах. В отличие от этого на Кавказе, имевшем большую расчлененность рельефа, развивались только крупные долинные ледники, не достигавшие предгорий (Тушинский, 1960). Подобные различия можно отметить в истории оледенения Восточного и Западного Памира (Сидоров, 1979). Это обстоятельство предопределило различия в современной озерности горных территорий. Распад ледников в голоцене вызвал мощный импульс озерообразования на выровненных пространствах сыртов и в замкнутых внутригорных котловинах гор Средней Азии. В результате образовались такие крупные высокогорные озера, как Каракуль, Рангкуль и Шоркуль на Памире, озера Чатыр-Кёль и Сонг-Кёль на Тянь-Шане. Существовали и другие крупные озера, которые к настоящему времени исчезли, будучи спущенными в результате речной эрозии.

Деградация оледенения, которая происходила в течение голоцена во всех горных странах и наблюдается в настоящее время, выразилась в уменьшении общей площади и мощности ледников, отступании их на более высокие гипсометрические уровни. Крупные ледники распадались на более мелкие морфологические формы. У концов отступающих ледников, как правило, образовывались озера, подпруженные мощными конечными моренами. Однако чем меньше размер ледника, тем меньше его эродирующая и

аккумулирующая способность, тем меньшую по размеру озерную котловину способен он сформировать в активную фазу.

Таким образом, распад ледников и их отступание в современную эпоху приводит к некоторому увеличению числа озер в горах, но при уменьшении их средней площади. Малые озера в высокогорных областях интенсивно заносятся продуктами ледниковой и склоновой эрозии и быстро исчезают. Общая озерность горных территорий направленно уменьшается, а озерный пояс постепенно перемещается все выше, вслед за отступающими ледниками. Действительно, на Тянь-Шане у концов отступающих в настоящее время долинных ледников развиваются приледниковые моренно-запрудные озера. Возникновение таких озер — показатель интенсивного отступания ледников.

Размеры приледниковых озер относительно невелики. Площадь одного из самых крупных озер этого подтипа на Тянь-Шане — озера у конца ледника Петрова в хр. Ак-Шийрак (рис. 50), в 1982 г. достигала 1.8 км^2. Его площадь увеличивается в среднем на 0.03 км^2 в год за счет отступания конца ледника на 21.7 м/год (Севастьянов, Фунтиков, 1981).

Аналогичные тенденции отмечены нами на моренно-запрудных озерах у конца ледника Колпаковского, у ледника Текели-Тор, у ледника № 402 в хр. Терской-Ала-Тоо, у оз. Чок-Тал в хр. Кюнгей-Ала-Тоо и у ледников в других хребтах Тянь-Шаня. При этом необходимо подчеркнуть, что площадь многих мелких термокарстовых озер на Арабельских и Кумторских сыртах Тянь-Шаня в 70-х годах также увеличилась, а некоторые образовались в последние годы. Это указывает на общую активизацию термокарстовых процессов в условиях высокогорья. Наряду с этим нами отмечено полное высыхание целого ряда мелководных озер термокарстового происхождения в районе метеостанции Тянь-Шань.

Существование горных озер в условиях интенсивно протекающих процессов физико-химического выветривания и денудации на их водосборах определяет особенности процессов седиментации в водоемах. Решающее значение в горных озерах имеет накопление минерального вещества — до 98 % в гляциально-нивальном поясе гор. На эту особенность горных водоемов также обращал внимание Л. Л. Россолимо (1964). По мере уменьшения высоты расположения озер возрастает доля органического вещества в донных осадках, достигая 25—35 % в субальпийском и лесном поясах. Это указывает на общую направленность процессов седиментации в ходе эволюции горных озер. В молодых озерах преобладает накопление минерального вещества, но, по мере уменьшения размеров оледенения на водосборах и развития озер на протяжении голоцена, возрастает средняя годовая температура воды в водоемах, увеличивается прозрачность и растет значение автохтонных биогенных осадков в донных отложениях, отражая общее улучшение экологических условий и направленность процесса природного эвтрофирования озер (Севастьянов, 1979).



Рис. 50. Озеро у конца ледника Петрова, хр. Ак-Шийряк (1980 г.). Фото Д. В. Севастьянова.

Процесс деградации оледенения имел возвратно-поступательный характер, соответствующий ритмическим закономерностям колебаний климата в голоцене (Шнитников, 1957, 1973; Максимов, 1972).

Ритмические изменения природных условий в горах отчетливо фиксируются в слоистости донных отложений. Это сезонные слои ленточных глин приледниковых озер, которые отличаются по крупности и откладываются в зависимости от интенсивности приноса обломочного материала в разные сезоны года. Это и более крупные слои, насыщенные органическим веществом (остатками водной растительности, торфа), погребенные минеральными наносами в результате циклической изменчивости климата, оледенения и стока внутривекового и векового рангов.

Скорость седиментационных процессов в горных озерах различна как в пространстве, так и во времени, что связано с самим положением озер, условиями их проточности, а также и с изменчивостью условий увлажненности и стока в отдельные интервалы времени.

Озера бессточные и имеющие фильтрационный сток являются отстойниками, накопителями наносов, поэтому с наибольшей скоростью заполняются осадками. Скорость осадконакопления в таких водоемах может изменяться от нескольких мм до нескольких см в год.

В то же время озера проточные, с высокой водообменностью, сбрасывают бóльшую часть взвешенных наносов посредством руслового стока. Скорость осадконакопления в крупных озерах внутригорных впадин различна на отдельных участках акватории. Она максимальна в районах впадения потоков, несущих наносы (см в год), и минимальна — в глубинных участках, удаленных от устьев рек (доли мм в год). Установлено, что на протяжении послеледникового времени (последние 10 000—12 000 лет) средняя скорость седиментации в горных озерах направленно уменьшалась. Так, в озерах Тянь-Шаня за голоцен средняя скорость осадконакопления сократилась с 2—5 мм/год до 0.5 мм/год в связи со значительным уменьшением размеров оледенения и сокращением ледникового стока. Например, средняя скорость осадконакопления в оз. Чатыр-Кёль менялась от 2.0—2.6 мм/год в раннем голоцене до 0.4—0.8 мм/год в позднем голоцене. В оз. Сонг-Кёль в позднем голоцене она составляла около 0.7 мм/год. В небольших высокогорных озерах гляциального генезиса, расположенных в районе Арабельских и Тарагайских сыртов Тянь-Шаня, скорость накопления осадков в голоцене составляла 0.3—0.9 мм/год (Севастьянов, 1980, 1983).

Обобщая данные о скоростях седиментации в различных горных озерах Тянь-Шаня в течение послеледниковья, можно отметить некоторую тенденцию к ее уменьшению. Расчеты показывают, что современная скорость седиментации в слабопроточных гляциогенных и крупных тектонических высокогорных озерах может быть оценена в среднем в 0.5 мм/год.

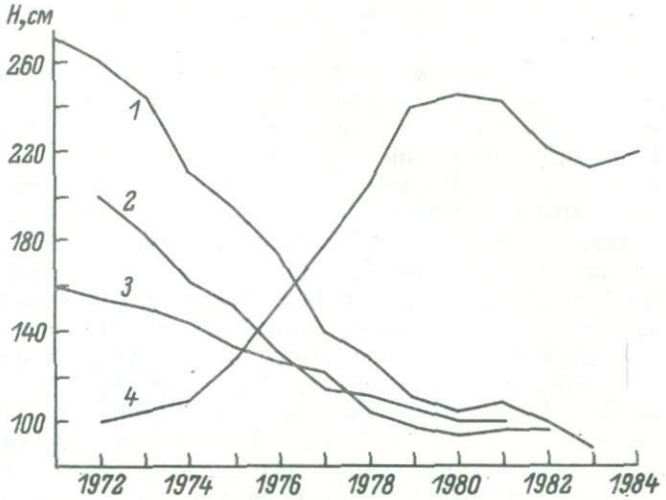


Рис. 51. Изменение уровня крупных озер Тянь-Шаня и Памира в последнее десятилетие.

1 — Чатыр-Кёль; *2* — Сонг-Кёль; *3* — Иссык-Куль; *4* — Каракуль.

В настоящее время озера внутригорных впадин, относимые к типу тектонических озер, являются наибольшими по площади и объему водных масс. Развитие таких озер происходит в соответствии с закономерностями многовековой изменчивости общей увлажненности (Шнитников, 1957, 1973). Значительные изменения в водном балансе крупных горных озер происходят в основном под влиянием колебаний соотношений испарения, осадков и ледникового стока. В эпохи повышенной увлажненности тектонические впадины внутригорных котловин заполняются водой или ледниками (в зависимости от абсолютной высоты). При этом образуются крупные пресные проточные озера (или ледоемы, при условии выхода ледников из горного обрамления на дно котловины). В эпохи пониженной увлажненности акватории проточных озер внутригорных впадин сокращаются, уровень озер понижается, они превращаются в бессточные водоемы, осолоняются, расчленяются на отдельные плесы и усыхают.

Не останавливаясь здесь на особенностях и тенденциях природного развития самого оз. Иссык-Куль, отметим только, что в течение последних 150 лет это крупнейшее озеро Тянь-Шаня усыхает и уровень его падает. Однако на фоне длительного сверхвекового понижения уровня оз. Иссык-Куль проявляются внутривековые волны изменчивости природных процессов с пиками повышенной увлажненности в конце 20-х и 50-х годов и в начале 80-х годов текущего столетия (рис. 51), что является ярким индикатором климатического фактора в тренде уровня озера.

В соответствии с общеклиматической тенденцией развития ведут себя и другие крупные озера, лежащие в высокогорных текто-

нических впадинах Тянь-Шаня, которые расположены выше зоны орошаемого земледелия.

Озеро Чатыр-Кёль, лежащее во внутригорной котловине на высоте 3530 м, в настоящее время представляет собой бессточный водоем с единственным постоянным притоком — р. Кекайгыр, имеющей ледниковое питание. Исследования показали, что в раннем голоцене площадь озера была в 4 раза больше современной; оно питалось стоком с многочисленных ледников горного обрамления котловины хр. Торугарт и хр. Атбаши и имело сток на восток в р. Аксай бассейна р. Тарим. В течение голоцена постепенно исчезали ледники в бассейне озера, происходило направленное падение уровня водоема и сокращение его акватории. Этот процесс продолжается и в наши дни. В последнее десятилетие уровень озера понижается со средней скоростью более 15 см в год.

Озеро Сонг-Кёль, расположенное в обширной внутригорной котловине, на высоте 3014 м, в настоящее время уже лишилось ледникового питания, но пока имеет незначительный сток по р. Кекджерты в р. Нарын. Основную роль в питании озера имеют атмосферные осадки, таяние снежников и грунтовый сток. На протяжении второй половины голоцена оледенение в горном обрамлении озера полностью исчезло вследствие снижения общей увлажненности бассейна. Однако, как показывают геоморфологические исследования, на этом фоне проявлялись крупные многовековые колебания обводненности территории. В маловодные эпохи оз. Сонг-Кёль могло терять сток, как например, в I тыс. н. э. В течение 70-х годов текущего столетия уровень озера направленно понижался со средней скоростью около 10 см в год. На рубеже 80-х годов уровень оз. Сонг-Кёль стабилизировался в соответствии с проявлением внутривекового цикла увлажненности (Озера..., 1980).

Следовательно, такие крупные высокогорные озера как Чатыр-Кёль и Сонг-Кёль, лежащие в межгорных впадинах Тянь-Шаня, весьма чутко реагируют на современные изменения климатических условий. Колебания уровней крупных горных озер соответствуют изменению тепло- и влагообеспеченности озерных бассейнов.

Повышение средней летней температуры воздуха, которая отмечается на Тянь-Шане во второй половине текущего столетия, вызывает усиление испарения с поверхности не только оз. Иссык-Куль (Гронская, 1983), но и других высокогорных озер, что наглядно показано Л. И. Седовой (см. разд. 4.2).

Подобные закономерности развития крупных озер тектонического происхождения прослеживаются и на Памире. Характерными примерами могут быть озера бессточных впадин Восточного Памира Рангкуль, Шоркуль и Каракуль. При общности исторического развития этих водоемов их современное состояние и тенденции изменений уровенного режима имеют ряд особенностей, которые, однако, находят объяснение с общеклиматических позиций.

Озера Рангкуль и Шоркуль, лежащие в бессточной ныне Сары-

калымской котловине, в настоящее время переживают период интенсивного усыхания. Как показали наши исследования в бассейне этих озер, в среднем голоцене в горном обрамлении котловины еще существовали ледники, которые питали стоком единый водоем, площадью около 300 км^2, имевший сток на запад в р. Акбайтал, приток р. Мургаб. Около 4 тыс. лет назад, в результате наступания обширного конуса выноса с севера и общего понижения уровня озера, оно было разобщено на два отдельных водоема.

В настоящее время оз. Рангкуль и Шоркуль представляют собой два небольших самостоятельных водоема, соединенных протокой, называемой Узюкдарья. Озеро Рангкуль лежит на высоте 3785 м, а оз. Шоркуль на 6 м ниже, что создает условия проточности в верхнем озере и определяет процесс засоления нижнего бессточного водоема.

Первые сведения об этих озерах появились в 1879 г. в путевых заметках Н. А. Северцева и И. В. Мушкетова. В начале XX в. более подробные сведения об этих озерах были получены Н. Л. Корженевским (1924). Он отметил наличие двух озер, из которых большее (Шоркуль) расположено на западе, а меньшее (Рангкуль) на востоке котловины, окруженной хребтами.

В 60-х годах эти озера исследовал Л. О. Кеммерих. Он определил площадь оз. Шоркуль 15.7 км^2, а оз. Рангкуль 7.8 км^2 (Кеммерих, 1978). Несколько позднее детальное гидрологическое изучение этих озер было проведено А. М. Никитиным. Он обратил внимание на то, что в 1974 г. «озера Рангкуль и Шоркуль представляли собой три самостоятельных водоема, соединенных между собой протоками» (Никитин, 1975б, с. 80). Там же он отмечает, что «еще в 1959 г. оз. Шоркуль представляло собой один целый водоем. В результате усыхания уровень озера за последние 13 лет понизился на 2.5 м».

Наконец, исследования Института озероведения АН СССР в 1984 г. показали полное исчезновение западного плеса оз. Шоркуль и значительное сокращение его восточного плёса до 2.8 м^2, при сохранении прежней площади оз. Рангкуль 7.8 км^2 (табл. 39). Следовательно, при относительном постоянстве размеров оз. Рангкуль, которое имеет преимущественно грунтовое питание и пока еще находится в равновесном состоянии водного баланса, оз. Шоркуль интенсивно усыхает и превращается в солончак на протяжении всего текущего столетия в соответствии с климатической тенденцией к уменьшению общей увлажненности, которая проявляется на обширной территории аридной зоны Казахстана и Средней Азии (Шнитников, 1975б, 1976, 1980).

Иной характер по сравнению с другими озерами Восточного Памира имеет изменчивость состояния оз. Каракуль, которое расположено в самой высокой в СССР внутригорной котловине. Озеро лежит на высоте 3914 м, в настоящее время бессточно и имеет минерализацию воды в среднем по озеру 9.4 г/л. Площадь бассейна озера 4210 км^2, при площади самого озера 380 км^2 (Кеммерих, 1978). Среднее годовое количество осадков на побережье

Таблица 39

Изменение морфометрических характеристик оз. Рангкуль и оз. Шоркуль

Морфометрическая характеристика	Оз. Рангкуль		Оз. Шоркуль			
	1974 г. (по А. Н. Никитину, 1975б)	1984 г.	восточный плес		западный плес	
			1974 г.	1984 г.	1974 г.	1984 г.
Площадь водосбора, км^2	1890	1890	2416	2416	2416	2416
Высота уреза, м	3785.0	3785.0	3779.5	3779.0	3779.0	
Площадь зеркала, км^2	7.78	7.80	7.76	2.80	1.99	—
Длина, км	5.8	6.5	4.6	3.5	2.3	—
Ширина средняя, км	1.34	1.30	1.43	0.80	0.83	—
Ширина максимальная, км	2.3	2.3	3.2	1.5	1.2	—
Глубина средняя, м	0.72	0.75	2.20	1.80	0.27	—
Глубина максимальная, м	2.8	3.5	5.0	4.0	0.5	—
Объем воды, млн. м^3	5.6	5.8	17.9	12.5	0.5	—
Длина береговой линии, км	21.3	24.0	12.6	8.0	10.2	—

озера 108 мм, а в высокогорных ледниковых бассейнах возрастает до 800—1000 мм (Кренке, 1973). Площадь оледенения в бассейне оз. Каракуль составляет 385 км^2, т. е. более 9 % площади водосбора. Основное питание озера осуществляется 4 крупными постоянными притоками, стекающими с ледников горного обрамления котловины: р. Караджилга с севера, р. Музкол и Акджилга с юга и р. Карааpт с востока. Режим рек бассейна оз. Каракуль изучен слабо. В 1975 г. Институтом географии АН СССР были получены данные о стоке р. Караджилги. Установлено, что сток этой реки формируется в основном за счет талых вод ледников (47 %), сезонных снегов (34 %) и подземных вод (19 %). Максимальный расход — 51 м^3/с — установлен в июле. Средний годовой расход определен в 8.5 м^3/с., что соответствует среднему годовому модулю стока 9.1 л/с • км^2 (Кеммерих, 1978). Таким образом, оз. Каракуль имеет ледниково-снежный тип питания. Впервые сведения о морфометрии и уровне оз. Каракуль были обобщены Н. Л. Корженевским (1936). Он отметил, что по данным инструментальной съемки 1880 г. площадь озера была 255.85 км^2, а по данным 1928 г. — 364.2 км^2. Средняя скорость подъема уровня озера была оценена 0.039 м в год. Современная площадь озера превышает 380 км^2, а скорость подъема уровня по данным метеостанции Каракуль за последние 50 лет составляет в среднем 0.053 м в год.

Таким образом, можно отметить, что за полувековой период инструментальных наблюдений его площадь увеличилась на 16 км^2, а уровень повысился на 2.65 м, в том числе только с 1972 по 1982 г. на 1.2 м (рис. 51).

Это явление несомненно может быть объяснено значительным возрастанием ледникового стока в бассейне озера и деградацией многолетней мерзлоты в связи с увеличением средней многолетней температуры воздуха и значительным подъемом снеговой линии в горах Средней Азии.

Как показывает в своем исследовании А. Н. Диких (см. разд. 1.6), суммарный эффект подъема снеговой линии во второй половине текущего столетия вызывает особенно значительное увеличение площадей абляции на ледниках и возрастание ледникового стока в летний период.

Поскольку оз. Каракуль является водоемом преимущественно ледникового питания, в соответствии с этим водный баланс озера в основном определяется ледниковым стоком.

Особой статьей питания оз. Каракуль является и интенсивное таяние погребенных льдов на его берегах. Это явление отмечается исследователями на протяжении всего XX столетия. Наиболее яркое проявление вытаивания погребенных льдов отмечается на восточном побережье. Например, участок берега в юго-восточной части озера на протяжении нескольких километров подвергается интенсивной абразии. В образовавшемся обнажении под двухметровой толщей озерных и пролювиальных отложений залегает толща погребенных льдов видимой мощностью 4—6 м (рис. 52). Под воздействием термоабразии озерных вод в озеро обрушиваются целые «айсберги» и быстро тают в теплой озерной воде. По данным Е. Д. Ермолина (1978, 1979), который детально исследовал особенности многолетнемерзлых пород в бассейне оз. Каракуль, в 1974 г. высота этого обнажения достигала 12—13 м над уровнем озера и его край был почти на 100 м дальше в озере, а в 1977 г. высота края обнажения была уже 9 м. В 1984 г. высота края обнажения не превышала 4—6 м. Следовательно, с 1977 по 1984 г. ледяной берег размывался и оттаивал с линейной скоростью 9 м/год и за это время отступил на 60 м, т. е. только на этом участке берега, длиной 2 км, с 1974 по 1984 г. растаял ледяной монолит объемом более 3 млн. $м^3$.

Еще более значительные скорости термоабразионного разрушения отмечаются и на северо-восточном участке побережья, где, по данным Н. Л. Корженевского (1936), берег отступал со скоростью от 27 до 57 м в год, а Е. Д. Ермолин (1979) отметил скорость линейного отступания берега более 16 м в год, а также повышение уровней и рост термокарстовых озер, питающихся подмерзлотными водами.

Таким образом, есть основания полагать, что трансгрессия оз. Каракуль, которая наблюдается в последние десятилетия, вызвана повышением средних годовых температур воздуха и усилением таяния ледников в бассейне озера. В настоящее время приток в озеро превышает суммарное испарение с водной поверхности. Однако увеличение площади озера, особенно за счет пологого восточного и южного побережья, в ближайшее время должно привести к равновесию водного баланса, стабилизации уровня озера,



Рис. 52. Обнажение погребенного льда на юго-восточном берегу оз. Каракуль. Фото Д. С. Севастьянова.

а затем, возможно, и к его снижению, так как площади мелких ледниковых форм, вовлеченных в зону абляции в бассейне озера, быстро истощатся.

Подводя итог изложенному, можно отметить, что, как показывают исследования, современные тенденции в изменении состояния высокогорных озер в основном обусловлены климатическими факторами: температурой воздуха, испарением с водной поверхности, осадками и ледниковым стоком. Соотношение этих элементов водного баланса для озер разного питания в горах может существенно отличаться. В результате даже бессточные озера, расположенные в соседних бассейнах, такие как Шоркуль и Каракуль на Памире, проявляют разнонаправленные тенденции уровенного режима, что объясняется разным типом питания этих водоемов. Многолетний ход уровней озер с различным типом питания отличается не только направленностью, но и скоростью изменения уровня. Озера внутригорных впадин Тянь-Шаня Чатыр-Кёль и Сонг-Кёль проявляют общую многолетнюю тенденцию к понижению уровней.

Озера моренно-запрудные, питание которых происходит преимущественно за счет стока талых вод с ледников, проявляют постоянство уровенного режима. При этом некоторые приледниковые моренно-запрудные озера даже увеличивают размеры вследствие отступания ледников.

Активизация термокарстовых процессов, увеличение толщины сезонного протаивания грунтов, образование термокарстовых просадок и молодых термокарстовых озер в последние десятилетия могут служить индикатором направленности климатических изменений в условиях высокогорья.

Кроме того, все рассмотренные высокогорные озера расположены выше зоны орошаемого земледелия и на их водном балансе влияние антропогенного фактора не сказывается. Водный баланс исследованных высокогорных озер в основном определяется климатом. Поэтому индикационная роль высокогорных озер в исследованиях изменчивости природных процессов, в выявлении тенденций их развития представляется весьма важной.

4.2. ИСПАРЕНИЕ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ВЫСОКОГОРНЫХ УСЛОВИЯХ ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Испарение с водной поверхности в высокогорных условиях представляет собой мало исследованное явление. Между тем оно представляет существенный интерес как климатический фактор. В процессе исследований, проводимых Тянь-Шанской экспедицией Института озероведения АН СССР, были проведены наблюдения над испарением с водной поверхности в теплое время года на нескольких разновысотных метеостанциях. Подобного рода наблюдения ведутся на ряде сетевых метеостанций, но все они расположены на высотах, не превышающих 2000 м над уровнем моря. Поэтому Тянь-Шанской экспедицией в разные годы проводились

Таблица 40

Характеристика мест наблюдений над испарением с водной поверхности

Метеостанция	Высота, м	Годы наблюдений	Географическая характеристика
Тянь-Шань	3610	1976, 1979	Сырты Кумтор и Арабельские
Чатыр-Куль	3540	1981	Аксайские сырты, оз. Чатыр-Кёль
Долон	3040	1981	Перевал Долон, оз. Сонг-Кёль

Таблица 41

Атмосферные осадки (мм) на высокогорных метеостанциях Тянь-Шаня

Период наблюдений	Количество осадков		Разность	
	наземный дождемер ГГИ-3000	осадкомер Третьякова	мм	%
	Тянь-Шань, 1976 г.			
12—31 июль	48	42	+6	+13
1—31 август	32	26	+6	+19
1—6 сентябрь	2	1	+1	—
Весь период	82	69	+13	+16
	Чатыр-Куль, 1981 г.			
1—30 июнь	58	46	+12	+21
1—31 июль	43	33	+10	+23
1—31 август	54	40	+14	+26
Весь период	155	119	+36	+23
	Долон, 1981 г.			
1—30 июнь	159	144	+15	+9
1—31 июль	164	157	+7	+4
1—31 август	66	60	+6	+9
Весь период	389	361	+28	+7

наблюдения над испарением с водной поверхности на высотах более 3000 м (табл. 40).

На перечисленных метеостанциях нами были оборудованы водноиспарительные площадки с установкой на них испарителей ГГИ-3000. Одновременно с наблюдениями над испарением воды из испарителя на площадках измерялись температура воды в испарителе, скорость ветра, температура и влажность воздуха на высоте 2 м и атмосферные осадки. Суточный ход испарения в сопоставлении с колебаниями гидрометеорологических элементов приведен на примере метеостанции Тянь-Шань (рис. 53). Атмосфер-

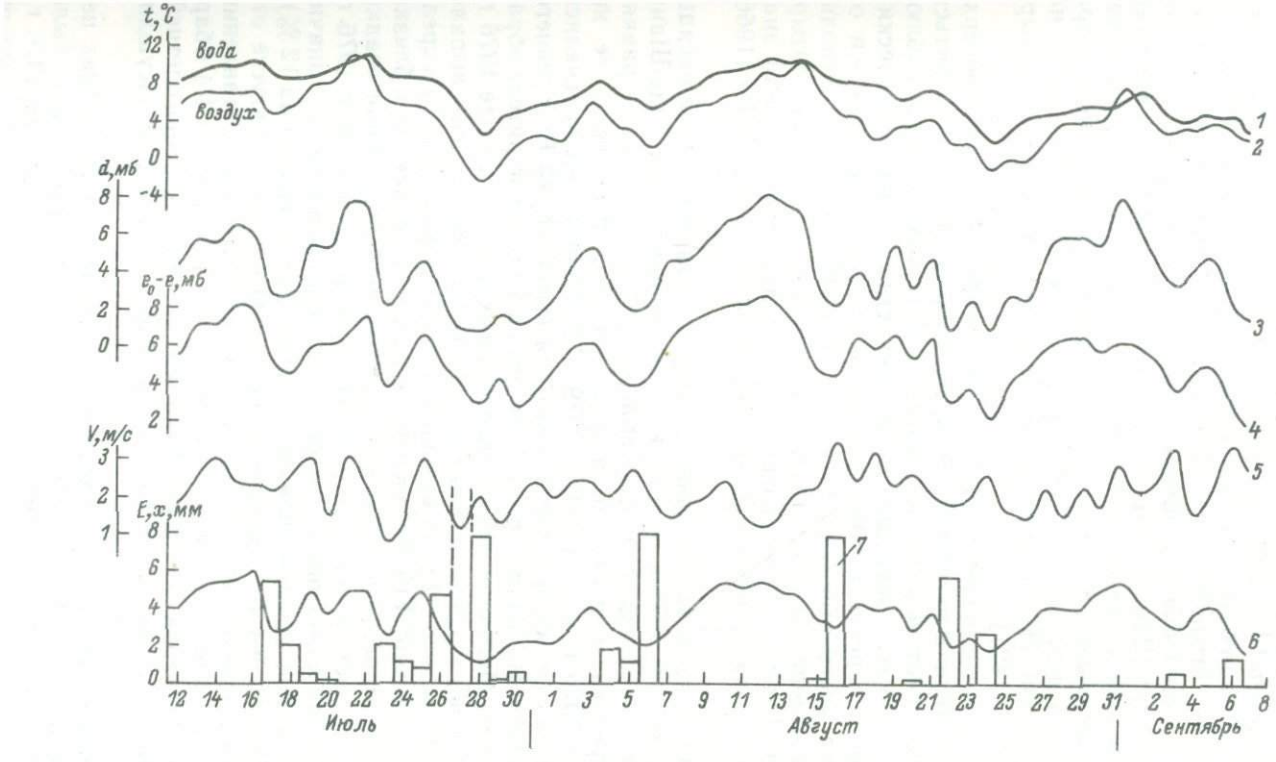


Рис. 53. Суточный ход гидрометеорологических элементов на водно-испарительной площадке метеостанции Тянь-Шань, 1976 г.

1 — температура воды; *2* — температура воздуха; *3* — недостаток насыщения; *4* — разность упругости водяного пара; *5* — скорость ветра на высоте 2 м; *6* — испарение; *7* — атмосферные осадки.

ные осадки определялись одновременно по осадкомеру Третьякова и наземному дождемеру ГГИ-3000 (табл. 41).

Сравнение количества осадков, измеренных двумя приборами, показало, что осадкомер Третьякова улавливает меньше осадков, чем дождемер ГГИ-3000. Эта разница в среднем за период наблюдений составляет 16 % на метеостанции Тянь-Шань, 23 % на метеостанции Чатыр-Куль и 7 % на Долоне. При больших осадках разница в показаниях приборов меньше, чем при малых. На метеостанции Тянь-Шань разница в показаниях двух приборов меньшая по сравнению с метеостанцией Чатыр-Куль, что объясняется, вероятно, меньшими потерями на испарение из осадкомерного ведра и ветровой недоучет (температура воздуха и скорость ветра на метеостанции Тянь-Шань меньше, чем на метеостанции Чатыр-Куль (табл. 42)).

Прежде чем перейти к вопросу об испарении с водной поверхности в районах метеостанций, необходимо коротко остановиться на характеристике метеорологической обстановки периода наблюдений, так как в зависимости от конкретных метеорологических условий испарение с водной поверхности может отличаться от среднего многолетнего до 20—30 %. Для этой цели нами использованы материалы наблюдений метеостанций Тянь-Шань, Чатыр-Куль и Долон в сопоставлении со средними многолетними значениями, приводимыми в «Справочнике по климату СССР» (1966, 1967, 1969).

Данные табл. 42 позволяют говорить о том, что летние месяцы (июль, август) 1976 и 1979 гг. в районе метеостанции Тянь-Шань были относительно теплыми. Температура воздуха в июле равнялась средней многолетней, а в августе она превышала ее на 0.4 °С в 1976 г. и на 1.2 °С в 1979 г. Внутри сезона отмечались частые заморозки, что характерно для высокогорий Внутреннего Тянь-Шаня. Начиная с третьей декады августа в испарителе образуется лед. Месячная сумма атмосферных осадков в июле 1976 г. была близка к средней многолетней. В августе осадков выпало только 26 мм, что в 2 раза меньше июльской суммы осадков и средней многолетней. В 1979 г. и в июле, и в августе осадки были близки к средним многолетним. На рассматриваемой территории осадки выпадают часто в виде снега. Влажность воздуха в июле 1976 г. была близка к средним многолетним значениям, а в августе значительно меньше (абсолютная на 0.9 мбар, относительная на 12 %). В соответствии с пониженной влажностью воздуха в августе отмечался высокий дефицит влажности, который в сопоставлении со средним многолетним значением оказался больше на 1.4 мбар. В 1979 г. влажность воздуха была близка к средней многолетней, отклоняясь от нее незначительно в сторону некоторой засушливости.

Таким образом, метеорологические условия обоих летних периодов наблюдений в районе метеостанции Тянь-Шань были близки к средним многолетним, за исключением августа 1976 г., который отличался от них повышенной температурой и большой

Таблица 42

Основные метеорологические элементы на высокогорных метеостанциях Внутреннего Тянь-Шаня

Период	Температура воздуха, °С			Температура почвы, °С			Атмосферные осадки, мм			Упругость водяного пара, мбар			Недостаток насыщения, мбар			Относительная влажность, %			Общая облачность, балл			Скорость ветра, м/с		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
Тянь-Шань																								
1976	1.2	4.2	4.1	7	9	9	46	58	26	4.4	5.2	4.3	2.4	3.5	4.5	69	66	56	6.7	5.8	3.5	1.6	1.6	1.6
1979	1.8	4.2	4.9	3	6	7	51	36	40	4.6	4.9	5.4	2.7	3.7	3.7	68	63	66	5.7	4.4	5.2	1.6	1.4	1.8
Среднее многолетнее	1.8	4.2	3.7	5	8	6	55	60	52	4.8	5.4	5.2	2.5	3.3	3.1	70	68	68	6.7	6.0	5.3	2.4	2.3	2.2
Чатыр-Куль																								
1981	3.7	6.7	4.9	8	12	9	46	33	40	5.9	6.6	6.3	2.4	3.6	2.7	76	70	74	6.3	5.8	5.7	3.3	3.5	2.5
Среднее многолетнее	3.9	7.1	6.5	8	11	10	42	46	47	4.6	5.5	5.2	3.9	5.2	5.0	59	56	55	5.3	4.6	4.2	3.9	3.9	3.7
Долон																								
1981	5.9	8.4	7.0	7	10	8	144	157	60	6.7	8.0	8.2	3.0	3.5	2.1	73	74	82	7.0	6.5	5.0	2.2	2.5	2.4
Среднее многолетнее	6.2	8.8	8.7	10	12	11	77	74	53	6.1	7.0	6.5	3.8	4.7	5.2	66	65	60	5.7	5.2	4.0	3.4	3.4	3.1

сухостью воздуха, что сказалось на испарении, которое в этот период было наибольшим.

Лето 1981 г. было прохладным. Температура воздуха трех летних месяцев ниже средней многолетней, особенно в августе (на 1.6 °С на Чатыр-Куле и на 1.7 °С на Долоне). Повышенное увлажнение отмечалось в течение всего летнего сезона. Особенно влажно было на Долоне, где выпали максимальные за весь многолетний ряд наблюдений осадки (144 мм в июне и 157 мм в июле, что в 2 раза превышает среднее многолетнее значение). В августе на Долоне осадков выпало на 7 мм больше среднего многолетнего. Осадки часто выпадали в виде ливневых дождей и града. На метеостанции Чатыр-Куль выпало умеренное количество осадков. Наибольшие суммы их наблюдались в июне и августе, в июле осадков выпало на 28 % меньше среднего многолетнего.

Влажность воздуха как абсолютная, так и относительная на обеих метеостанциях в течение всего сезона была выше средней многолетней. В соответствии с повышенной влажностью воздуха в 1981 г. отмечался низкий дефицит влажности, который в сопоставлении со средним многолетним значением был значительно меньше его, особенно в августе, — на 2 мбар. Летние месяцы 1981 г. характеризовались повышенной облачностью 5—7 баллов, что превышает среднюю многолетнюю на 1—2 балла.

Таким образом, лето 1981 г. по своим метеорологическим условиям резко выделялось на среднем многолетнем фоне и характеризовалось повышенной увлажненностью в течение всего летнего сезона, что создавало крайне неблагоприятные условия для испарения.

Результаты наблюдений над испарением воды из испарителя в указанные годы приведены в табл. 43. Оно представлено в виде декадных сумм за ночь и за день. Анализ данных табл. 43 показывает, что дневные суммы испарения превышают суммы испарения за ночь. Так, в 1981 г. доля ночного испарения на Долоне в среднем за период составила 33 % суточной суммы, а на метеостанции Чатыр-Куль она меньше, чем на метеостанции Долон, в течение всего сезона и в среднем за период составляет 30 %. На метеостанции Тянь-Шань это соотношение еще меньше даже в теплые летние месяцы 1976 и 1979 гг. и в среднем за июль, август оно составило 26—28 %. Следовательно, ночное испарение на сыртах Внутреннего Тянь-Шаня незначительно. Особенно мало оно на территории Арабельских сыртов и сыртов Кумтор, что объясняется сильным выхолаживанием ее вследствие низкой ночной температуры воздуха, зачастую отрицательной.

Поскольку период наблюдений по испарителю ГГИ-3000 был короче, чем продолжительность теплого сезона, представилось необходимым получить испарение за месяцы, когда отсутствовали наблюдения. Для этой цели были построены графики зависимости испарения от метеорологических элементов. Наиболее удовлетворительной для всех трех метеостанций оказалась зависимость испарения от дефицита влажности воздуха. По графикам связи

Таблица 43

Испарение (мм) на метеостанциях Внутреннего Тянь-Шаня, полученное по испарителю ГГИ-3000

Период	Ночь	День	Сутки	$\frac{\text{Ночь}}{\text{Сутки}}$, %	Ночь	День	Сутки	$\frac{\text{Ночь}}{\text{Сутки}}$, %
	Тянь-Шань, 1976 г.				Тянь-Шань, 1979 г.			
Июнь								
1—10	—	—	—	—	—	—	—	—
11—20	—	—	—	—	—	—	—	—
21—30	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—
Июль								
1—10	—	—	—	—	7^{8}	18^{8}	31	28
11—20	9^{9}	31^{9}	40^{9}	22	6^{8}	21^{8}	32	22
21—31	7^{7}	20^{7}	35	26	8^{9}	25^{9}	37	24
Сумма	16^{16}	51^{16}	75	24	21^{25}	64^{25}	100	25
Август								
1—10	7^{7}	18^{7}	33	28	11^{8}	23^{8}	38	32
11—20	9^{8}	26^{8}	43	26	9	20	29	31
21—31	—	—	38	—	—	30	30	—
Сумма	—	—	144	—	—	—	97	—
Сентябрь								
1—10	—	—	23^{7}	—	—	—	—	—
Весь период	—	—	212	—	—	—	197	—
	Чатыр-Куль, 1981 г.				Долон, 1981 г.			
Июнь								
1—10	—	—	21	—	7^{9}	15^{9}	22^{9}	32
11—20	—	—	25	—	6^{9}	13^{9}	21	32
21—30	10	26	36	28	10	21	31	32
Сумма	16^{17}	38^{17}	82	29	23^{28}	49^{28}	74^{29}	32
Июль								
1—10	9	24	33	27	12	24	36	33
11—20	11^{8}	26^{8}	46	30	10	22	32	31
21—31	9^{9}	19^{9}	42	32	13	25	38	34
Сумма	29^{27}	69^{27}	121	30	35	71	106	33
Август								
1—10	11	25	36	30	12	24	36	33
11—20	10	26	36	28	11	18	29	38
21—31	—	—	27	—	9	20	29	31
Сумма	27^{36}	99	30	32	62	94	34	
Сентябрь								
1—10	—	—	—	—	—	—	—	—
Весь период	—	—	302	30	—	—	274	33

Примечание. Цифра вверху — число дней, за которые получено испарение.

с учетом даты перехода температуры воздуха через 0 °С было получено испарение при отсутствии наблюдений, что позволило рассчитать суммы испарения за весь теплый сезон (табл. 44, $E_{исп}$).

Известно, что испарение, измеренное по наземному испарителю ГГИ-3000, отличается от фактического испарения с поверхности воды. Считается, что испарительный бассейн площадью 20 м^2 почти полностью отвечает условиям испарения с поверхности небольших водоемов и может служить для оценки испарения с их поверхности. Переход от показаний испарителя ГГИ-3000 к испарению с бассейна был осуществлен путем введения в наблюденные значения испарения редукционных коэффициентов, вычисленных в соответствии с «Указаниями по расчету испарения с поверхности водоемов» (1969) по формуле

$$R = 0.75 \cdot K_{\Delta e}, \tag{29}$$

где $K_{\Delta e}$ — поправочный коэффициент, зависящий от температуры воздуха; 0.75 — инструментальный коэффициент для континентальных станций. Испарение, полученное после введения редукционных коэффициентов, $E_{бас}$, представлено в табл. 44.

Данные табл. 44 свидетельствуют о том, что на метеостанциях Тянь-Шань и Чатыр-Куль суммы испарения за сезон по испарителю ГГИ-3000 и по испарительному бассейну различаются незначительно (расхождение составляет 1—3 % для метеостанции Тянь-Шань и 5 % для метеостанции Чатыр-Куль). Для метеостанции Долон эта разница составила 10 %.

Для расчетов испарения с водной поверхности при отсутствии материалов фактических наблюдений известен ряд формул, приведенных в работе Н. П. Смирновой, Л. И. Седовой (Климатология..., 1981, гл. 7). Мы воспользовались двумя из них, выведенными для горных условий: формулой А. Г. Лазаряна и А. М. Мхитаряна (Влаго- и теплообмен..., 1969) для расчета испаряемости и испарения с поверхности воды испарителя ГГИ-3000 на территории Армении с учетом высоты

$$E = (aK_2V_ф + b)cd^n, \tag{30}$$

где для высот 2100—3300 м $a=0.15$, $b=0.21$, $c=2.4$; $n=0.71$, $K_2=0.85$; $V_ф$ — скорость ветра на высоте флюгера, м/с; d — недостаток насыщения на высоте 2 м, мбар, и формулой В. П. Мочалова и В. И. Лаптева (1971) для расчета испарения с водоемов, расположенных в горных районах,

$$E = 1.15K_pd^{0.5}, \tag{31}$$

где $K_p = 1 + 0.17H$; H — абс. выс. водоема над уровнем моря, км; d — недостаток насыщения, мбар. Результаты расчета приведены в табл. 45.

Анализ полученных результатов показал, что формулы (30) и (31) для метеостанций Тянь-Шань и Чатыр-Куль дают незначительные отклонения от показаний испарителя ГГИ-3000. На метеостанции Долон наибольшая сходимость с наблюденными данными

Таблица 44

Испарение с водной поверхности (мм) на метеостанциях Внутреннего Тянь-Шаня

Период	Продолжительность теплого сезона	Количество дней	Элемент	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Весь сезон
			Тянь-Шань								
1976	19 V—7 IX	112	$E_{исп}$	—	32	84	105	114	23	—	358
			$E_{бас}$	—	33	89	100	109	23	—	354
1979	3 VI—12 IX	102	$E_{исп}$	—	—	76	100	97	29	—	302
			$E_{бас}$	—	—	79	95	90	30	—	294
Среднее многолетнее	28 V—13 IX	107		—	10	87	105	101	37	—	340
			Чатыр-Куль								
1981	28 IV—23 IX	149	$E_{исп}$	7	74	82	121	99	76	—	459
			$E_{бас}$	7	76	80	106	92	76	—	437
Среднее многолетнее	13 V—30 IX	139		—	54	108	130	127	104	—	523
			Долон								
1981	18 IV—1 X	166	$E_{исп}$	32	81	77	106	94	84	—	474
			$E_{бас}$	31	74	69	88	82	81	—	425
Среднее многолетнее	22 IV—12 X	172		25	93	102	118	124	114	33	609

Таблица 45

Сопоставление наблюденных и рассчитанных значений испарения (E, мм) на высокогорных метеостанциях Тянь-Шаня, мм

Методы измерений и расчетов	VII	VIII	IX	Σ	Δ E, %	VII	VIII	Σ	ΔE, %
	Тянь-Шань, 1976 г.					Тянь-Шань, 1979 г.			
Испаритель ГГИ-3000	75	114	23	212	—	100	97	197	—
Формула (30)	67	112	24	203	—4.2	102	99	201	+2.0
Формула (31)	72	118	25	215	+1.4	110	110	220	+11.6

Таблица 45 (*продолжение*)

Методы измерений и расчетов	VI	VII	VIII	Σ	Δ E, %	VI	VII	VIII	Σ	Δ E, %
	Чатыр-Куль, 1981 г.					Долон, 1981 г.				
Испаритель ГГИ-3000	82	121	99	302	—	77	106	94	277	—
Формула (30)	87	127	102	316	+4.6	111	124	115	350	+26.3
Формула (31)	84	108	93	285	—5.6	90	101	96	287	+3.6

Примечание. ΔE в % от измеренных значений.

выявлена при расчете по формуле (31). Таким образом, при расчете испарения с водной поверхности хорошие результаты для всех трех метеостанций дает формула (31). Следует отметить, что удовлетворительные результаты получены и при расчете по формуле (31) испарения с поверхности воды оз. Чатыр-Кёль и оз. Сонг-Кёль по ранее выполненным наблюдениям (в 1974 и 1975 гг.) на этих озерах (Климатология..., 1981).

На основе анализа табл. 44 и 45 можно прийти к заключению, что:

1. Испаритель ГГИ-3000 дает испарение почти равное испаряемости и испарению с поверхности небольших водоемов.

2. По данным испарителя ГГИ-3000 на метеостанциях Чатыр-Куль и Долон можно судить об испарении с водной поверхности на оз. Чатыр-Кёль и условно [1] на оз. Сонг-Кёль. Сумма испарения на оз. Чатыр-Кёль за три летних месяца экстремально влажного 1981 г. составила 302 мм, а на оз. Сонг-Кёль — 277 мм, что на 17—20 % меньше среднего многолетнего значения.

3. Для расчета испарения с водной поверхности горных озер при отсутствии данных наблюдений можно рекомендовать формулу (31).

[1] Метеостанция Долон расположена на перевале, а оз. Сонг-Кёль — в котловине.

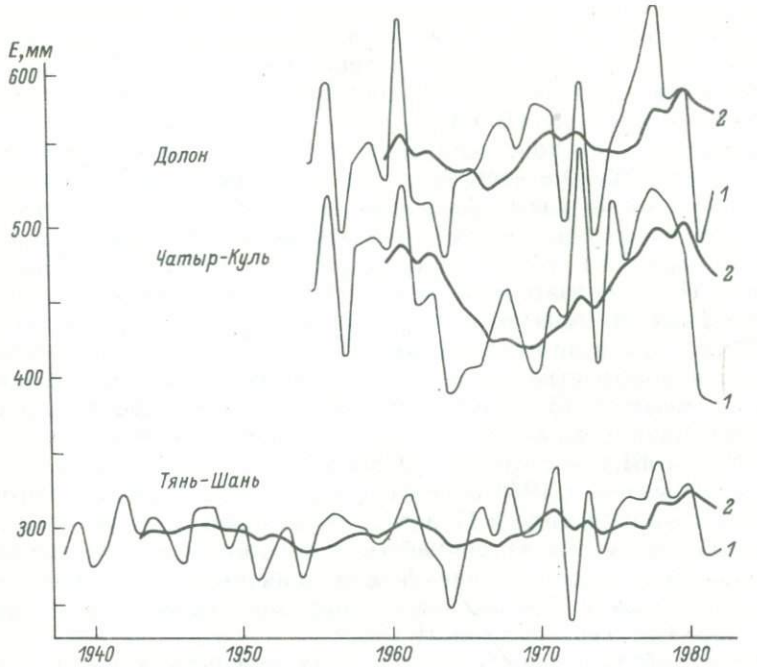


Рис. 54. Многолетний ход испарения с водной поверхности в высокогорных условиях Внутреннего Тянь-Шаня.

1 — ежегодные величины; *2* — 6-летние скользящие.

По формуле (31) с учетом даты перехода температуры воздуха через 0 °С было рассчитано среднее многолетнее испарение за теплый сезон года для всех рассмотренных метеостанций (табл. 44). Среднее многолетнее испарение с водной поверхности на метеостанции Долон составило 609 мм, на Чатыркёльских и Аксайских сыртах — 523 мм, а на Арабельских — 340 мм. Таким образом, можно заключить, что испарение с водной поверхности с высотой уменьшается.

Большой интерес представляет анализ многолетнего хода испарения с водной поверхности применительно к высокогорным озерам Внутреннего Тянь-Шаня. Наиболее длинный ряд наблюдений с 1938 по 1982 г. за недостатком насыщения имеет метеостанция Тянь-Шань. Метеостанции Чатыр-Куль и Долон имеют более короткие ряды (с 1955 по 1982 г.). Располагая данными по недостатку насыщения воздуха, по формуле (31) было рассчитано испарение с водной поверхности для высокогорных озер Внутреннего Тянь-Шаня за период открытой воды. Продолжительность периода без ледостава для оз. Чатыр-Кёль (метеостанция Чатыр-Куль) определена с июня по сентябрь, для оз. Сонг-Кёль (метеостанция Долон) с мая по сентябрь и для водоемов, расположенных в зоне метеостанции Тянь-Шань — с июня по август.

Представленный на рис. 54 многолетний ход рассчитанных величин испарения характеризуется большими амплитудами колебаний этих характеристик на метеостанциях Долон (168 мм) и Чатыр-Куль (166 мм), на метеостанции Тянь-Шань амплитуда значительно меньше (105 мм).

В многолетнем ходе испарения отмечается сходство в колебаниях на всех трех метеостанциях, что особенно четко проявляется в экстремальные годы. За общий для всех трех метеостанций период наблюдений, максимальное испарение наблюдалось в 1956, 1961, 1968, 1973 и 1978 гг., минимальное — в 1957, 1964, 1972, 1974 и 1981 гг. Следовательно, многолетним колебаниям испарения свойственна внутривековая изменчивость с длительностью циклов порядка 5—7 лет по максимумам и 7—8 лет по минимумам. Вместе с тем в многолетнем ходе испарения на метеостанции Тянь-Шань, имеющей 45-летний ряд наблюдений, можно проследить наличие двух циклов большей длительности: по максимумам — с 1942 по 1961 г. и с 1961 по 1978 г. с длительностью 19 и 17 лет; по минимумам — с 1940 по 1964 г. и с 1964 по 1981 г. с длительностью циклов 24 года и 17 лет. Следует отметить, что последний цикл внутривековой изменчивости, имеющий продолжительность 17 лет, хорошо выражен как по годам с максимальным испарением, так и по годам с минимальным испарением на всех трех метеостанциях Внутреннего Тянь-Шаня.

Таким образом, внутривековая изменчивость в многолетнем ходе испарения проявляется даже при непосредственном рассмотрении графика колебаний ежегодных величин испарения с водной поверхности. Сглаживание по 6 годам выявляет тенденцию развития процесса испарения, которая имеет единый характер на всех трех метеостанциях, расположенных на высоте более 3000 м над уровнем моря.

Как показывают наблюдения и выполненные расчеты, многолетний ход развития процесса испарения с водной поверхности в высокогорных условиях Тянь-Шаня во второй половине текущего столетия имеет явную направленность к возрастанию абсолютных величин испарения за теплый период года. Аналогичный линейный тренд выявлен и в котловине оз. Иссык-Куль А. М. Сморяковой (см. разд. 1.5) на основе высокой корреляции между ходом температуры воздуха и дефицита насыщения воздуха водяным паром. Это позволяет утверждать существование в высокогорных областях Тянь-Шаня общей климатической тенденции, которая обусловлена (по А. В. Шнитникову, 1980) развитием очередной глобальной многовековой фазы снижения общей увлажненности.

4.3. ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛООБМЕНА В СИСТЕМЕ ВОДА—ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ГОРНЫХ ОЗЕР

Исследование теплофизических процессов в высокогорных озерах представляет существенный научный и практический интерес. Термический режим озерных вод и теплообменные процессы в системе вода—донные отложения в высокогорных водоемах имеют ряд особенностей, которые могут быть сравнимы с подобными процессами, протекающими в озерах высоких широт. И радиационный режим, и многолетнемерзлые породы на контакте с водными массами создают сходные термические условия в водоемах. Особое значение имеет теплообмен водных масс озер с донными отложениями в условиях близкого залегания многолетней мерзлоты.

Изучение особенностей теплообмена было проведено нами на некоторых высокогорных озерах Тянь-Шаня и Памира (Чатыр-Кёль, Рангкуль и Каракуль). Названные озера являются мелководными (за исключением западного плеса оз. Каракуль), что определяет основные черты их термического режима (табл. 46).

Выбор для исследований именно мелководных водоемов определялся как задачами изучения процессов теплообмена в донных отложениях в условиях современных тенденций изменчивости увлажненности рассматриваемого региона, так и необходимостью накопления данных в рамках проблемы, посвященной изучению крупных мелководных озер СССР, постановка и решение которой были осуществлены Институтом озероведения АН СССР на таких природных объектах как озера Белое, Воже, Кубенское, Лача, Таймыр, Чаны и др.

Как показали проведенные ранее исследования (Шнитников, 1952; Бакастов, 1966; Тачалов, 1966, 1968; Тихомиров, Егоров, 1977; Егоров, 1981; Егоров, Науменко, 1985) в термическом режиме мелководных нестратифицированных озер важную роль играет теплообмен воды с донными отложениями. Накапливая и расходуя тепло, донные отложения озер оказывают большое влияние и на экологию водоема.

Сведения о термическом режиме водных масс ряда озер Памира и Тянь-Шаня в общих чертах приводятся в работах

Таблица 46

Основные морфометрические характеристики исследованных озер

Озеро	Высота над ур. моря, абс., м	Площадь зеркала, км^2	Объем, км^3	Глубина, м			Показатель открытости, $S/h_{ср}$
				средняя	максимальная	относительная	
Чатыр-Кёль	3530	162.0	0.600	4.0	20.4	0.7	40
Рангкуль	3784	7.8	0.006	0.7	2.8	0.1	11
Каракуль	3914	364.0	26.600	73.0	240.0	1.0	5

В. Н. Рейзвиха (1970), А. М. Никитина (1975а), Н. П. Смирновой и Л. Д. Коноваловой (1981). Опираясь на имеющиеся данные и собственные наблюдения, отметим основные черты термического режима нестратифицированных горных озер Средней Азии, выделяя при этом сходство и различия их термического режима в сравнении с подобными водоемами других климатических зон. Они сводятся к следующему:

1. Значительные площади водного зеркала и небольшие глубины обусловливают доступность рассматриваемых озер ветровому перемешиванию, в результате чего большую часть безледоставного периода распределение температуры воды характеризуется гомотермией.

2. Температурное поле мелководных горных озер так же, как и для водоемов других климатических зон, находится под влиянием притока талых вод. Воды притоков оказывают в течение всего периода нагревания охлаждающее влияние на водную массу горных озер, что объясняется низкими (близкими к 0 °С) значениями температуры воды, сток которой формируется за счет таяния ледников. На озера северо-запада Европейской территории страны (ЕТС) и равнинной части Срединного региона (оз. Чаны) воды притоков оказывают охлаждающее влияние лишь в начальной стадии периода весеннего нагревания, когда талые воды поступают под лед озер. Со временем речные воды прогреваются быстрее озерных и в начале периода летнего нагревания их температура на 3—5 °С выше температуры озерных вод.

Однородное распределение температуры по поверхности и глубине горных озер может нарушаться и при установлении штилевой погоды, когда при интенсивном прогреве верхних слоев и отсутствии динамического перемешивания устанавливается прямая температурная стратификация. Кроме того, неоднородное распределение температуры по поверхности воды рассматриваемых озер может быть связано с нагоном и сгоном вод под действием ветра.

Однако термическая неоднородность водных масс мелководных горных озер существует, как и на подобных озерах других климатических зон, непродолжительное время (не более нескольких суток) и не является определяющей в развитии тепловых процессов в этих водоемах.

3. Как следствие зимнего снижения уровня воды на оз. Чатыр-Кёль и Рангкуль в конце ледоставного периода лед оседает на дно, занимая при этом до 90 % акватории и более (на оз. Чатыр-Кёль несколько меньше). Эта черта гидрологического режима характерна для всех мелководных озер (Егоров, 1981).

4. Особенностью теплообмена водной массы мелководных горных озер с атмосферой является и превышение средних месячных температур воды над температурой воздуха (рис. 55). Эта особенность отмечается и на других крупных нестратифицированных озерах СССР. Физический смысл такого соотношения температур воды и воздуха заключается в том, что тепловая инерция воды больше, чем воздуха, поэтому суточные колебания температуры



Рис. 55. Ход температуры воды (*1*) и воздуха (*2*) на оз. Чатыр-Кёль в 1974 г. (по данным Л. И. Седовой).

воды выражены меньше по сравнению с изменением температуры воздуха, а средние месячные температуры воды будут выше средних месячных температур воздуха.

Отмеченные особенности термического режима водных масс мелководных горных озер оказывают влияние на процессы теплообмена в донных отложениях, температурное поле которых формируется под воздействием двух основных факторов: теплообмена с водой и с подстилающими многолетнемерзлыми породами.

Наличие вечной мерзлоты под ложем высокогорных озер и параметры климатических характеристик в их котловинах обусловливают сходство условий формирования тепловых процессов в высокогорных озерах Средней Азии и озерах Таймыра (табл. 47).

Экспериментальные исследования на озерах Таймыра (Егоров, Науменко, 1985), данные, полученные на озерах Чатыр-Кёль, Каракуль, Рангкуль, а также материалы, имеющиеся для других озер, например для озер криолитозоны Сибири (Арэ, 1974), показывают, что вечная мерзлота под ложем водоема оказывает существенное воздействие на теплообмен между водной массой и дном, выражающееся в резком уменьшении (инверсии) температуры донных отложений вниз от поверхности донных отложений, когда вертикальные градиенты температуры в прибрежных мелководных открытых районах достигают 10 °С и более на 1 м

Таблица 47

Суммарная радиация при ясном небе (Q_0), средняя месячная температура воздуха (T_a) и скорость ветра (V) по данным метеостанции Чатыркуль (числитель) и для оз. Таймыр (знаменатель)

Параметр	V	VI	VII	VIII	IX
Q_0, ккал/см^2	23.0 * / 20.9	23.4 / 24.3	23.0 / 22.8	20.7 / 15.2	16.4 / 6.2
T_a, °С	0.4 / −9.6	3.8 / 0.0	7.1 / 6.5	6.6 / 6.3	2.5 / 0.1
V, м/с	3.8 / 6.5	3.9 / 6.5	3.9 / 5.9	3.7 / 6.5	3.6 / 7.1

* Средние многолетние величины по данным Справочников по климату СССР, вып. 32.

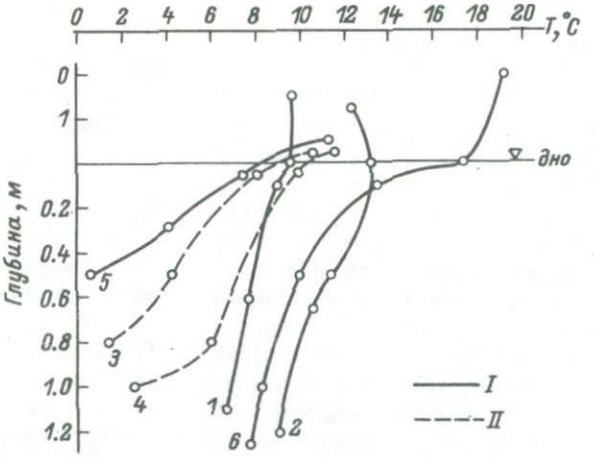


Рис. 56. Вертикальное распределение температуры воды и донных отложений в озерах Чатыр-Кёль (*1—4*), Таймыр (*5*) и Рангкуль (*6*).

I — станция в озере; II — станция у берега (*1, 3* — 4 июля 1983 г.; *2, 4* — 30 августа 1983 г.; *5* — 6 августа 1979 г.; *6* — 8 августа 1984 г.).

(рис. 56). Это объясняется тем, что в зимний период большая часть площади рассматриваемых озер промерзает до дна и в короткий период весенне-летнего нагревания оттаивает незначительный (не более 1 м) верхний слой донных отложений. При этом многолетнемерзлые породы могут выходить на дневную поверхность в прибрежных районах (например, оз. Рангкуль и Каракуль на Восточном Памире).

Между средней глубиной водоема и температурой поверхности дна существует определенная зависимость. Так, экспериментальными исследованиями установлено, что в условиях Центральной Якутии наибольшее отепляющее влияние на горные породы дна оказывают водоемы глубиной 0.8—1.5 м, повышающие среднюю температуру пород до 6 °С (Арэ, 1974). При большей или меньшей глубине температура дна ниже. Действительно, при полевых исследованиях в 1982—1984 гг. на оз. Чатыр-Кёль и Рангкуль было отмечено, что наибольшие температуры донных отложений наблюдаются в открытых частях озер с глубинами 1.0—1.8 м (оз. Чатыр-Кёль) и 0.7—1.5 м (оз. Рангкуль) (рис. 56). К этим же районам приурочен и молодой термокарстовый подводный рельеф, свидетельствующий о значительном отепляющем воздействии водной массы на дно.

Необходимо отметить, что именно к термокарстовым воронкам на дне этих озер приурочены наиболее густые скопления водной растительности — рдестов на оз. Чатыр-Кёль и харовых на оз. Рангкуль, что указывает на наиболее благоприятные термические условия, способствующие развитию водной растительности на оптимальных для прогрева глубинах.

Однако указанные параметры выявленной зависимости нуждаются в более точном региональном определении, так как в данном случае зависимость многофакторная и определяется, кроме средней глубины озера, площадью акватории, формой водоема, степенью открытости и т. д.

Второй особенностью воздействия на теплообмен водной массы и дна является снижение теплозапаса теплоактивного слоя донных отложений и отсюда, как следствие, уменьшение роли донных отложений в термическом режиме высокогорных и полярных водоемов. Так, по данным исследований термического режима оз. Таймыр, мощность теплоактивного слоя озерных осадков достигает 1.5 м (в то же время на озерах северо-запада ЕТС — 3.0 м). Акватория оз. Таймыр промерзает до дна на площади около 80 %, поэтому жизнь в водоеме (зимовальные ямы с зимним промыслом рыбы) сосредоточена в наиболее глубоководной небольшой по площади (менее 10 %) котловине, температура воды у дна которой около 1 °С за счет теплоотдачи от дна (Егоров, Науменко, 1985).

Отсутствие сколько-нибудь значительной теплоотдачи от дна отмечено и на озерах Центральной Якутии (Арэ, 1974). При этом указывается, что эта особенность термического режима мелководных озер Центральной Якутии объясняется относительно высокой температурой воды во время ледостава и охлаждающим действием подстилающих и окружающих озеро многолетнемерзлых горных пород, снижающих тепловой поток от дна в воду.

Одним из возможных источников поступления тепла в воду являются подозерные талики. Однако вопрос об их роли в формировании температурного поля водоема до настоящего времени остается открытым.

Для оценки роли донных отложений высокогорных озер Средней Азии в тепловом балансе мелководных водоемов был предпринят расчет коэффициента температуропроводности грунтов ($a_{эфф}$) по экспериментально-теоретической модели, апробированной на озерах Кубенском (северо-запад ЕТС) и Таймыр (Шишкаев, Егоров, 1981; Егоров, Науменко, 1985). Расчет произведен на примере оз. Чатыр-Кёль. Подробное описание процесса расчета тепловых параметров дано в работе С. М. Шишкаева и А. Н. Егорова (1981), поэтому мы остановимся только на описании граничных и начальных условий решения задачи.

Основой для решения послужили экспериментальные данные, полученные при изучении термического режима донных отложений оз. Чатыр-Кёль в 1982, 1983 и 1984 гг. По результатам измерения температуры донных отложений и литературным данным (Гаврилова, Попов, 1974) было установлено, что максимальная мощность теплоактивного слоя донных отложений может быть принята равной 3.0 м. Постоянная температура на нижней границе этого слоя — 3 °С. Вертикальное распределение температуры донных отложений ($T_г$) в начальный момент времени ($t=0$, 4 июля 1983 г.) и на конец расчетного периода (30 августа 1983 г.) представлено на рис. 57. Ход температуры водной массы озера в расчетный

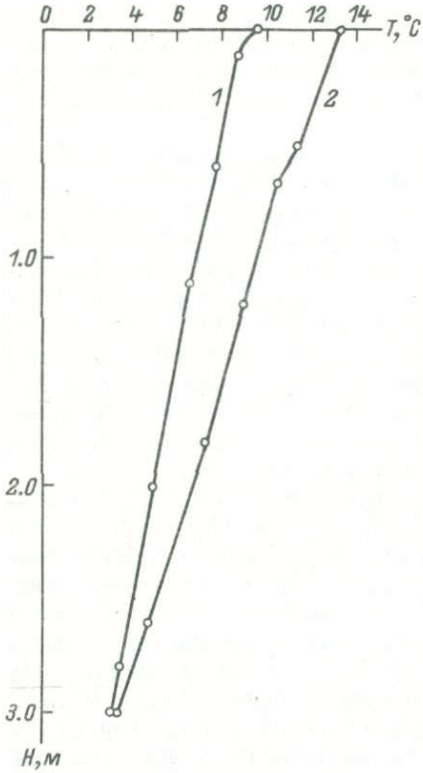


Рис. 57. Вертикальное распределение температуры донных отложений в открытой части оз. Чатыр-Кёль 4 июля 1983 г. (*1*) и 30 августа 1983 г. (*2*).

период (4 июля—30 августа 1983 г.), соответствующий ходу температуры донных отложений на верхней границе теплоактивного слоя (Тихомиров, Егоров, 1977), был восстановлен по данным метеостанции Чатыркуль и по материалам Тянь-Шанской экспедиции АН СССР 1973 г. По термическим условиям 1973 и 1983 гг. близки друг к другу.

Решение задачи проводилось в два этапа: отыскание коэффициента эффективности температуропроводности ($a_{эфф}$) и последующий расчет вертикального температурного профиля на 1, 10, 20-е числа июля и августа 1983 г. (т. е. на те даты, когда наблюдения отсутствовали).

Вычисление значений коэффициента эффективной температуропроводности донных отложений оз. Чатыр-Кёль проводится на тех горизонтах, для которых имелись измерения температуры донных отложений.

В результате расчетов получено, что при заданном начальном профиле температуры конечное распределение ее в донных отложениях за рассматриваемый период нагревания (рис. 57) соответствует измеренному, если $a_{эфф}$ будет изменяться в пределах, указанных в табл. 48.

Представленные в табл. 48 данные интересны тем, что значительная изменчивость $a_{эфф}$ по глубине говорит о том, что донные отложения оз. Чатыр-Кёль характеризуются большой неоднородностью состава и водно-физических свойств по вертикали в отличие от донных отложений озер северо-запада ЕТС и оз. Таймыр, величина $a_{эфф}$ которых незначительно варьирует в пределах теплоактивного слоя. Действительно, по данным полевых измерений можно утверждать, что неоднородность донных отложений по вертикали связана, в частности, с быстрым увеличением их плотности с глубиной — в связи с этим отмечается и увеличение $a_{эфф}$ с глубиной (табл. 48). В отдельных случаях увеличение $a_{эфф}$ с глубиной может быть связано и с близким залеганием многолетнемерзлых пород. Имеющиеся данные (например, для оз. Кубенского) позволяют полагать, что $a_{эфф}$ донных отложений оз. Ча-

Таблица 48

Изменение коэффициента эффективной температуропроводности ($a_{эфф}$) по глубине (h) донных отложений оз. Чатыр-Кёль

h, м	$a_{эфф}$, м²/сут	T, °С	Градиент
0.50	0.0001	11.4	
0.65	0.0022	10.5	—0.9
1.20	0.0217	9.0	—1.5
1.80	0.1201	7.3	—1.7

тыр-Кёль будет иметь и сезонный ход. Таким образом, одной из особенностей теплового режима донных отложений высокогорного озера является пространственно-временна́я изменчивость теплофизических параметров, и в частности $a_{эфф}$. В этом отличие тепловых процессов в горных водоемах от озер других климатических зон.

Данные, полученные при исследовании термического режима высокогорных озер и собранные ранее по озерам других климатических зон (озера северо-запада ЕТС, Срединного региона, Субарктики) позволяют установить, что по характеру и направленности развития процессов теплообмена в системе атмосфера—вода—грунт высокогорные нестратифицированные озера сравнимы с такими водоемами, как озера Кубенское, Воже, Лача, Белое, Чаны, Таймыр и др. Но наряду с общими чертами теплообмен в высокогорных озерах Средней Азии имеет и свои особенности, обусловленные залеганием под ложем водоема многолетнемерзлых пород, неоднородной вертикальной структурой донных отложений и проявляющиеся, в частности, в значительных (табл. 48) вертикальных градиентах коэффициента эффективной температуропроводности.

В заключение можно отметить, что современная активизация субаквальных термокарстовых процессов на дне мелководных участков озер Чатыр-Кёль и Рангкуль свидетельствует, по-видимому, о возрастании роли тепловых процессов, протекающих на границе вода—донные отложения в высокогорных озерах. Причем, интенсификация процессов термокарста на дне озер связана с глобальной тенденцией современного потепления климата, проявления которой отмечаются в рассматриваемом регионе. В отдельных случаях современные термокарстовые процессы в котловинах мелководных озер могут усиливаться под влиянием местных физико-химических особенностей массо-энергообмена в системе атмосфера—вода—грунт. Так, по данным исследований 1985 г., на оз. Сасык-Куль (площадь 4.2 км², средняя глубина около 2 м., горько-соленое, Восточный Памир) отмечены интенсивные термокарстовые процессы под воздействием водной массы озера, температура которой у дна достигала в августе 35 °С и более, благодаря плотностному погружению сильно нагретых поверхностных слоев воды при общей минерализации ее 100 г/л и более.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в монографии вопросы отражают различные стороны процесса изменчивости природной среды как в бассейне оз. Иссык-Куль, так и на обширных горных территориях Тянь-Шаня и Памира. В ней нашли продолжение и развитие взгляды, изложенные в монографиях «Озера Тянь-Шаня и их история» (1980) и «Климатология, гидрология и гидрофизика озер Внутреннего Тянь-Шаня» (1981).

Озеро Иссык-Куль — крупнейший бессточный горный водоем СССР. Выполненные авторами исследования показывают, что уровенный режим этого озера является индикатором изменчивости состояния увлажненности не только самого бассейна озера, но и всего горного обрамления юга Средней Азии.

Как отмечал А. И. Воейков, «непроточные озера важны для климатологии в том отношении, что они, так сказать, дождемеры и испарители в огромных размерах, они позволяют нам следить за крупными изменениями, происходящими в круговороте воды на обширных пространствах земного шара» (1948, с. 258). Действительно, не только Иссык-Куль, но и другие высокогорные озера Тянь-Шаня и Памира, особенно бессточные, лежащие выше зоны орошаемого земледелия и не подверженные влиянию хозяйственной деятельности, чутко реагируют на колебания климата изменением уровенного режима. Колебания их уровней соответствуют общей направленности развития процессов тепло- и влагообеспеченности, а индивидуальные особенности, выраженные в амплитуде изменений уровня и площади озер, связаны с различиями в источниках питания и особенностями формы озерных котловин.

Изменчивость уровней озер в высокогорных областях обнаруживает явную связь с климатом. Циклические колебания климата и обусловленных им компонентов природы, таких как ледники, осадки, сток рек и испарение с поверхности озер и их бассейнов, в многолетнем аспекте вызывают соответствующие изменения водного баланса озер.

Абсолютное значение этих изменений, как показано в данной работе, может быть различным. Однако при сравнении многолетнего хода уровня озер обусловленность этих изменений климатом становится очевидной несмотря на неоднозначность данного процесса.

Работами О. А. Дроздова и других климатологов установлено, что «одним из наиболее примечательных фактов в многолетнем ходе температуры является современное потепление климата, которое складывается в результате наложения векового цикла на сверхвековой ход температуры. Хотя это потепление носит глобальный характер, но его пространственная и временная структура сложны. Потепление неодинаково в разные месяцы года и несинхронно в разных местах» (Дроздов и др., 1972, с. 48). Если сверхвековой ритм в приложении к климату проявляется как некоторый фоновый и не выявляется явно при анализе имеющихся коротких рядов наблюдений, то вековая составляющая в климатическом тренде проявляется достаточно четко. Необходимо отметить, что проявление векового ритма в колебаниях уровней отмечено многими исследователями на озерах Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири, при этом достаточно определенно указывается на связь этих ритмов с климатом (Курдин, 1973; Максимов, 1963; Понько, 1983).

При рассмотрении вопросов глобальных изменений климата в текущем столетии большинство исследователей отмечают наличие внутривековых колебаний климатических характеристик на фоне преимущественного повышения средних годовых температур воздуха в различных районах мира (Будыко, 1980; Кондратьев, 1980; Дроздов, 1981; Lamb, 1966; Mitchell, 1977; Gilliland, 1982; Houghton, Morel, 1984 и др.).

Не останавливаясь отдельно на причинах, которые, по мнению различных авторов, вызывают современные изменения климата, отметим, что эффект потепления выражен наиболее сильно в высоких широтах и в высокогорье. Следствием изменения климатического фона, на котором развиваются все процессы, являются прежде всего изменения в гидросфере, как наиболее мобильном компоненте ландшафтной оболочки после атмосферы (рис. 58).

В связи с этим на повышение температуры воздуха в текущем столетии должны отреагировать прежде всего горные ледники, сток горных рек и уровенный режим озер, что и наблюдается в бассейне оз. Иссык-Куль и в сопредельных горных территориях Средней Азии. Работами А. Н. Диких (1982 и др.) показано, что ледники Тянь-Шаня в преобладающем большинстве находятся в состоянии деградации, климатическая снеговая линия в горах длительное время испытывает аномально высокий подъем, что способствует увеличению площадей абляции и определяет устойчивый отрицательный баланс ледников на протяжении последних десятилетий. Аналогичная реакция ледников на общее потепление прослежена и на Памиро-Алае В. М. Котляковым и А. Н. Кренке (1979).

Как показали исследования, в бассейне оз. Иссык-Куль широкое распространение имеют мелкие ледниковые формы, которые не способны дать существенного увеличения стока рек в условиях общей деградации оледенения. Поэтому при долговременном отрицательном балансе массы ледников в бассейне оз. Иссык-Куль су-

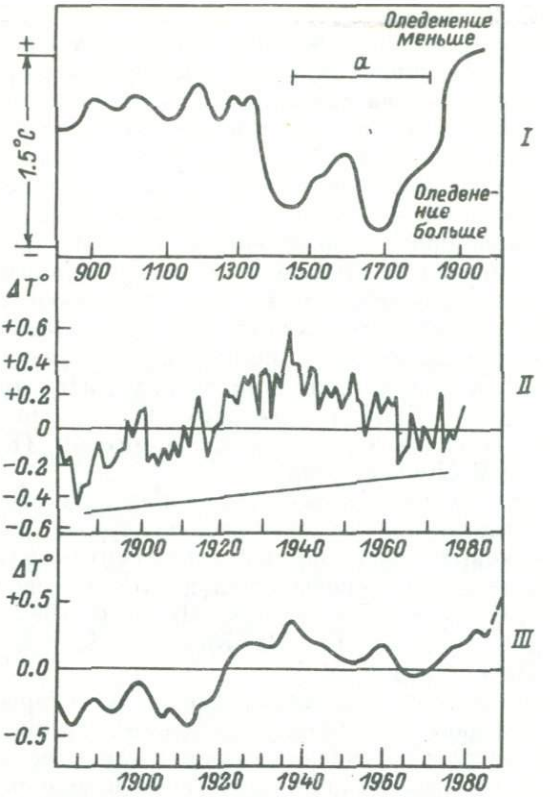


Рис. 58. Изменение климатических условий в северном полушарии по данным различных авторов.

I — климат за последние 1000 лет по данным о средней температуре зимнего времени в Восточной Европе (по Lamb, 1966), *а* — «малая ледниковая эпоха»; II — климат последнего столетия по данным об изменениях средней годовой температуры воздуха в северном полушарии (по Mitchell, 1977); III — модель изменений средней годовой температуры воздуха в северном полушарии с учетом солнечной и вулканической активности (по Gilliland, 1982).

щественного увеличения стока рек не наблюдается, а изменчивость стока рек отражает общеклиматическую цикличность и обусловлена колебаниями величин суммарной радиации, абляции ледников и осадков. Что касается уровенного режима оз. Иссык-Куль, то необходимо подчеркнуть, что на фоне длительного сверхвекового понижения уровня озера проявляются внутривековые волны изменчивости гидрологических процессов с пиками повышенной увлажненности в конце 20-х и 50-х годов и в начале 80-х годов текущего столетия, что является индикатором колебаний климата в общем тренде уровня озера.

Следовательно, можно утверждать, что ведущим фактором в эволюции водного режима оз. Иссык-Куль и других горных озер Средней Азии как в историческом прошлом, так и в настоящее

время является климат. Современные тенденции хозяйственного развития Иссык-Кульской области, направленные на увеличение водозабора на орошение земель, накладываются на климатический фон и усиливают эффект снижения уровня озера в последние 20—25 лет.

Безусловно, нельзя забывать о сейсмо-тектонических факторах, которые могут влиять на уровенный режим озера. Как известно, Иссык-Кульская котловина — тектонически активный район. Работами О. К. Чедия и А. К. Трофимова (1978) показана роль новейшей тектоники в формировании современного рельефа берегов и дна оз. Иссык-Куль. Нельзя отрицать значение вертикальных движений отдельных блоков котловины на протяжении четвертичного времени. Дислокации некоторых террас и новейших отложений, обусловленные неотектоникой, ясно прослеживаются в Иссык-Кульской котловине. Однако эти движения имеют малую скорость и, вероятно, не следует преувеличивать их роль в изменчивости уровенного режима озера на протяжении последних столетий. По мнению Е. В. Максимова (1985), локальные блоковые движения, связанные с «лимноизостатическим эффектом», присущи только южным и восточным берегам озера. В результате их проявления, возможно, происходит перекос озерной котловины и смещение береговых террасовых комплексов на отдельных участках, что осложняет реконструкцию положений уровней общеклиматических трансгрессий и регрессий озера в прошлом.

Однако необходимо подчеркнуть, что комплекс имеющихся сведений о положении береговой линии и уровня оз. Иссык-Куль за период инструментальных наблюдений свидетельствует о преобладании повсеместных и равномерных изменений уровня озера.

Таким образом, имеются достаточные основания придавать решающее значение климатически обусловленным колебаниям уровня оз. Иссык-Куль и с учетом выявленных климатических

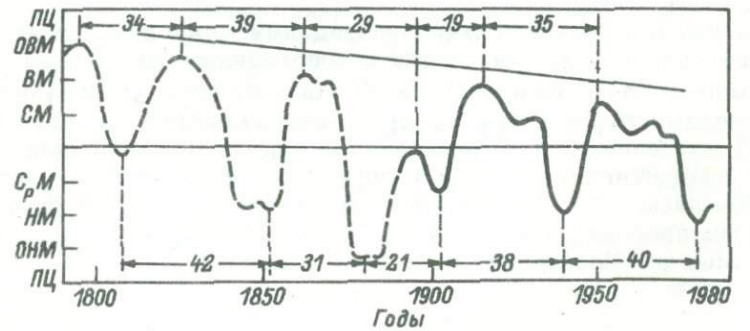


Рис. 59. Колебание уровней равнинных озер Срединного региона и тенденция к снижению общей увлажненности региона (по Шнитникову, 1982).

ПЦ — продолжительность циклов; *ОВМ* — очень высокое многоводье; *ВМ* — высокое многоводье; *СМ* — среднее многоводье; *Ср. М* — среднее маловодье; *НМ* — низкое маловодье; *ОНМ* — очень низкое маловодье.

тенденций строить прогноз его дальнейшего изменения. Неблагоприятное развитие увлажненности горных областей Средней Азии соответствует тенденциям к иссушению равнинных районов аридных областей (рис. 59). Как было ранее показано А. В. Шнитниковым (1976, 1982), «тенденция развития климата и состояния водных ресурсов не только в бассейне Арало-Каспийской низменности, наименее обеспеченном водными ресурсами, но и на гораздо более обширных территориях в предстоящие десятилетия будет неблагоприятна, как неблагоприятна она для развития народного хозяйства и сейчас» (1976, с. 6).

В связи с изложенным, задача прогноза изменения уровня оз. Иссык-Куль в перспективе должна быть связана с количественным определением вклада различных природных и антропогенных составляющих процесса и построением модели результирующего изменения уровня озера с учетом существующих природно-климатических тенденций и величины действительно «безвозвратных» потерь влаги, выносимой из котловины воздушными потоками.

Выполненные исследования дают основания полагать, что в текущем столетии генеральный процесс снижения уровня оз. Иссык-Куль будет продолжаться в соответствии с развитием регрессивной фазы многовековой изменчивости увлажненности Евразии (Шнитников, 1985). Однако, как это показано в ряде исследований, дальнейшее снижение уровня озера недопустимо исходя из хозяйственных соображений (Большаков, 1969; Каплинский, 1974; Шнитников, 1980; Раткович, 1984).

Наиболее реальным и экономичным путем стабилизации уровня оз. Иссык-Куль в ближайшее время является перераспределение вод смежных бассейнов и прежде всего использование рек Каркары и Ара-Бель-Суу. По расчетам А. В. Шнитникова (1979, 1980) и нашим исследованиям, дополнительный объем стока этих рек даст возможность с наименьшими издержками полностью компенсировать величину среднего многолетнего падения уровня воды в оз. Иссык-Куль.

В связи с выявленными тенденциями природного развития увлажненности бассейна озера и современным состоянием орошаемого земледелия в Иссык-Кульской котловине назрела острая необходимость реконструкции оросительных систем, повышения их КПД, введения научно-обоснованных норм и сроков полива в целях сокращения потерь на испарение с орошаемых площадей.

Комплекс этих мероприятий позволит в ближайшем будущем решить проблему поддержания водного баланса и управления режимом оз. Иссык-Куль.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г. А. Температура льда в ледниках. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1956, т. 67, с. 63—141.

Адаменко В. Н. Климат и озера. Л., 1985. 264 с.

Актинометрический ежемесячник. Л., 1973—1982, ч. 2, 2.2.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., 1970. 444 с.

Алешинская З. В., Бондарев Л. Г. Новое о колебаниях уровня Иссык-Куля в историческое время. — Изв. ВГО, 1969, т. 101, вып. 2, с. 104—108.

Алешинская З. В., Бондарев Л. Г. Колебания уровня озера Иссык-Куль в позднем плейстоцене и в голоцене. — Вопр. геогр., 1970, сб. 79, с. 133—147.

Алешинская З. В., Бондарев Л. Г., Воскресенская Т. Н., Лефлат О. Н. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской котловины. М., 1971. 164 с.

Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. М., 1974. 299 с.

Андреянов В. Г. Циклические колебания годового стока, их изменения по территории и учет при расчетах стока. — Тр. III Всесоюз. гидрол. съезда, Л., 1959, т. 2, с. 326—335.

Арэ Ф. Э. Тепловой режим мелких озер таежной зоны Восточной Сибири: На примере Центральной Якутии. — В кн.: Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск, 1974, с. 98—116.

Археологические памятники Прииссыккулья. Фрунзе, 1975. 175 с.

Бакастов С. С. Теплофизические характеристики затопленных грунтов. — Тр. Ин-та биол. внутр. вод, 1966, вып. 13(16), с. 84—95.

Барбье М. Введение в химическую экологию. М., 1978. 229 с.

Бартольд В. В. Отчет о поездке в Среднюю Азию с научной целью, 1893—1894 гг. — Зап. Импер. Академии наук. Сер. 8, 1897, т. 1, с. 46—77.

Бартольд В. В. Очерк истории Семиречья. Памятная книжка Семиреченск. обл. статист. комитета на 1898 г. Верный, 1898, т. 2, с. 74—170.

Берг Л. С. Озеро Иссык-Куль. — Землеведение, 1904, т. 8. 86 с.

Берг Л. С. Избранные труды. М., 1960, т. 3, 551 с.

Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л., 1961. 277 с.

Бернштам А. Н. Историко-археологические очерки Центрального Тянь-Шаня и Памиро-Алая. — В кн.: Материалы исслед. по археологии СССР. М.; Л., 1952, № 26, с. 17—42.

Бикмухаметова Н. Г. Прогнозы перспективного развития Иссык-Кульского курортного района. — В кн.: Озеро Иссык-Куль. Фрунзе, 1978, с. 184—189.

Большаков М. Н. О регулировании водного баланса и уровня озера Иссык-Куль. — Изв. АН КиргССР, 1969, № 4, с. 21—25.

Большаков М. Н. Водные ресурсы рек Советского Тянь-Шаня и методы их расчета. Фрунзе, 1974. 306 с.

Большаков М. Н. Против антропогенной гипотезы понижения уровня озера Иссык-Куль в XX столетии. — Изв. АН КиргССР, 1982, № 4, с. 20—25.

Бондарев Л. Г. О полувековом развитии некоторых Тянь-Шанских ледников. — В кн.: Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971а, с. 120—129.

Бондарев Л. Г. Особенности внутривековых фаз изменчивости ледников Тянь-Шаня. — В кн.: Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971б, с. 137—144.
Бондарев Л. Г. Динамика уровня озера Иссык-Куль за последние 100 лет. — В кн.: Структура и динамика компонентов природы Тянь-Шаня. Фрунзе, 1973, с. 87—95.
Бондарев Л. Г. Влияние тектоники на эволюцию ледников и формирование гляциального рельефа. Фрунзе, 1976. 134 с.
Бондарев Л. Г. Колебания уровня озера по археологическим и историческим данным. — В кн.: Озеро Иссык-Куль. Фрунзе, 1978, с. 112—117.
Бондарев Л. Г. Реликтовый эоловый рельеф в восточной части Иссык-Кульской котловины. — В кн.: Динамика ландшафтов равнинных и горных стран. Л., 1982, с. 148—154.
Бондарев Л. Г. Проблема 100-метровой регрессии Иссык-Куля. — В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1983, с. 53—63.
Бондарев Л. Г., Забиров Р. Д. Колебания ледников Внутреннего Тянь-Шаня в последние десятилетия. — В кн.: Гляциологические исследования на Тянь-Шане: Работы Тянь-Шанской физ.-геогр. ст. Фрунзе, 1964, с. 7—12.
Борщева Н. М. Реконструкция условий увлажнения в высокогорье Терскей-Ала-Тоо по результатам дендрохронологического анализа. — В кн.: Структурно-функциональные особенности некоторых компонентов лесных экосистем Прииссыккулья. Фрунзе, 1984, с. 128—140.
Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л., 1954. 214 с.
Будаговский А. И., Джоган Л. Я. Пути последовательного уточнения расчета оросительных норм. — Водные ресурсы, 1980, № 6, с. 3—12.
Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., 1948. 228 с.
Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. Л., 1980. 352 с.
Букин В. М. Древние береговые линии на дне Иссык-Куля. — Изв. АН КиргССР, 1974, № 4, с. 63—66.
Валяшко М. Г. Основные химические типы вод и их формирование. — Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 2, с. 315—318.
Вендров С. Л., Елисеев Д. А. Пляжи озера Иссык-Куль в условиях падения его уровня. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1981, № 6, с. 45—52.
Венюков М. И. Замечания об озере Иссык-Куль и р. Кошкар. — Вестн. РГО, 1860, т. 30, с. 21—29.
Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., 1979. 247 с.
Видинеева Е. М., Тимошенко А. М. О гидрохимическом режиме рек ледниково-снегового питания Ферганской долины. — Гидрохимические материалы. Л., 1978, т. 74, с. 3—10.
Викулина З. А., Гронская Т. П., Кашинова Т. Д., Натрус А. А. Водный баланс озер и водохранилищ. — В кн.: Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., 1974, с. 517—527.
Винник Д. Ф. К историко-топографическому изучению урочища Кой-Сары. — Изв. АН КиргССР. Сер. общ. наук, 1963, т. 5, вып. 1, с. 25—44.
Винник Д. Ф., Помаскина Г. А. К вопросу о датировке ископаемых изображений Прииссыккулья. Фрунзе, 1975, с. 87—101.
Влаго- и теплообмен над водоемами и сушей в горных условиях. — Тр. Закавк. НИГМИ, 1969, вып. 29 (35). 210 с.
Воейков А. И. Климаты Земного шара, в особенности России. — Избр. соч., М.; Л., 1948, т. 1, с. 163—671.
Гаврилова М. К., Попов П. П. Микроклимат озер Центральной Якутии. — В кн.: Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск, 1974, с. 67—82.
Гвоздецкий Н. А., Джаошвили В. Ш., Котляков В. М., Умурзаков С. У. Проблемы комплексного географического изучения и освоения горных территорий. — В кн.: Комплексное географическое изучение и освоение горных территорий. Л., 1980, с. 5—49.
Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления / Под ред. О. К. Чедия. Л., 1976. 128 с.

Герасимов И. П. Тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., 1955, с. 88—104.
Гидрогеология СССР. Т. 40. Киргизская ССР. М., 1971. 487 с.
Гидрологический ежегодник 1973—1982 гг. Фрунзе, 1975—1984, т. 5, вып. 4.
Глазовская М. А. К истории развития современных природных ландшафтов Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. М., 1953, с. 27—68.
Глазовская М. А. Геохимические основы типологии и методы исследования природных ландшафтов. М., 1964. 227 с.
Глазырин Г. Е., Стависский Я. С., Шабунин Г. А. Новый подход к изучению баланса оз. Иссык-Куль. — Тр. САРНИГМИ, 1980, вып. 77 (158), с. 57—63.
Гмурман В. Е. Теория вероятности и математическая статистика. М., 1972. 368 с.
Голубев А. Отрывок из путешествия в Среднюю Азию. Заилийский край. — Зап. РГО, 1861, кн. 3, с. 77—130.
Голубев Г. Н. Весенне-летний сток рек Иссык-Кульской котловины. — В кн.: Материалы по физической географии Иссык-Кульской котловины. Фрунзе, 1964, с. 35—47.
Голубев Г. Н. Гидрология ледников. Л., 1976. 248 с.
Григоренко П. Г. Подземные воды межгорных впадин Киргизии и перспективы их использования. — Тр. Ин-та геол. АН КиргССР, 1957, вып. 9, с. 175—203.
Григоренко П. Г. Принципы и схема гидрогеологического районирования Киргизии. — Изв. АН КиргССР, 1968, вып. 4, с. 57—64.
Григоренко П. Г. Подземные воды бассейна р. Чу и перспективы их использования. Фрунзе, 1979. 186 с.
Гронская Т. П. Обзор исследований водного баланса озера Иссык-Куль. — В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль. Л., 1980а, с. 6—9.
Гронская Т. П. Особенности расчета притока воды в озеро Иссык-Куль. — В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль. Л., 1980б, с. 16—21.
Гронская Т. П. Водный баланс и ожидаемые уровни воды озера Иссык-Куль. — Автореф. канд. дис. Л., 1983, 16 с.
Гронская Т. П., Фуксова Т. В. О расчете испарения с акватории озера Иссык-Куль. — В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль. Л., 1980, с. 38—47.
Диких А. Н. Исследования динамики ледников по материалам фототеодолитной съемки и маршрутных обследований. — В кн.: Динамика и режим современного и древнего оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1977, с. 25—38.
Диких А. Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе, 1982. 159 с.
Диких А. Н., Кузьмиченок В. А. Анализ колебаний ледников Внутреннего Тянь-Шаня по материалам съемок в период МГГ и 1977 г. — В кн.: Гляциологические исследования в Киргизии. Фрунзе, 1981, с. 35—56.
Диких А. Н., Михайлов В. И. Режим ледников и водный баланс северного склона хр. Терскей-Ала-Тоо. М., 1976. 131 с.
Дроздов О. А. Закономерности влагооборота в атмосфере и возможности долгосрочного предсказания его изменения. — Водные ресурсы, 1972, № 1, с. 32—41.
Дроздов О. А. О проверке успешности климатического прогноза осадков на пятилетие 1966—1970 гг. — Тр. ГГО, 1973, вып. 299, с. 147—151.
Дроздов О. А. О структуре и возможных причинах колебаний температуры и увлажнения в голоцене. — В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1981, с. 42—55.
Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., 1971. 158 с.
Дроздов О. А., Полозова Л. Г., Рубинштейн Е. С. Структура

современных колебаний климата во времени и пространстве. — В кн.: Докл. к XXII Межд. геогр. конгрессу. Л., 1972, с. 41—55.
Егоров А. Н. Закономерности формирования термического режима. — В кн.: Антропогенное влияние на крупные озера Северо-Запада СССР. Л., 1981, ч. 1, с. 170—184.
Егоров А. Н., Науменко М. А. Термический и гидрологический режим озера Таймыр. — В кн.: География озер Таймыра. Л., 1985, с. 32—50.
Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Фрунзе, 1978—1980, т. 5, вып. 4, ч. 2; 1981—1982, т. 11, ч. 1, ч. 2.
Ермолин Е. Д. К строению подземных льдов озерных толщ Восточного Памира и Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Криогенные явления высокогорий. Новосибирск, 1978, с. 99—111.
Ермолин Е. Д. Формирование криогенного рельефа в озерных котловинах криолитозоны Памира и Тянь-Шаня. — В кн.: Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск, 1979, с. 88—105.
Ефремов Ю. В. Генетическая классификация горных озер западного Кавказа. — Сб. работ Ростовской ГМО, 1980, вып. 17, с. 109—118.
Ефремов Ю. В. Горные озера Западного Кавказа. Л., 1984. 112 с.
Жуков Н. Н., Стависский Я. С. Некоторые сведения об озерах Киргизии. — Тр. САРНИГМИ, 1975, вып. 2(83), с. 96—108.
Забиров Р. Д. Древнее и современное оледенение хребта Терскей-Алатау и колебания уровня озера Иссык-Куль. — Изв. АН КиргССР. Сер. ест. и техн. наук, 1956, вып. 2, с. 73—100.
Забиров Р. Д. Некоторые вопросы развития современного оледенения в горах Киргизии. — В кн.: Динамика и режим современного и древнего оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1977, с. 3—24.
Забиров Р. Д. Закономерности распределения современного оледенения на территории Киргизии. — В кн.: Гляциологические исследования в Киргизии. Фрунзе, 1981, с. 3—34.
Забиров Р. Д., Книжников М. Ф. Фототеодолитная съемка ледников Тянь-Шаня в период МГГ. Фрунзе, 1962. 103 с.
Забиров Р. Д., Смирнова Л. М. Развитие береговой зоны Тюпского залива озера Иссык-Куль. — В кн.: Динамика современных береговых процессов озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1981, с. 37—55.
Зекцер И. С., Диордиев И. В. О подземном стоке в озеро Иссык-Куль. — Водные ресурсы, 1979, № 8, с. 107—112.
Зюков Б. Б. Под волнами Иссык-Куля. М., 1962. 102 с.
Иванов Н. Н. Об определении величины испаряемости. — Изв. ВГО, 1954, т. 86, № 2, с. 9—10.
Иверонова М. И. Сели в Иссык-Кульской котловине и ее горном обрамлении. — В кн.: Материалы по физической географии Иссык-Кульской котловины. Фрунзе, 1964, с. 55—80.
Кадыров В. К. О влиянии речного стока на химический состав воды прибрежной зоны озера Иссык-Куль. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 6, с. 1470—1473.
Кадыров В. К. Химический состав воды прибрежных зон озера Иссык-Куль. — В кн.: Материалы по геоморфологии и гидрологии Иссык-Кульской котловины. Фрунзе, 1967, с. 159—165.
Кадыров В. К., Карманчук А. С. Гидрологические черты рек Иссык-Кульской котловины. — Вопр. водн. хоз-ва, 1971, вып. 20. Гидрохимия, с. 3—16.
Кадыров В., Туранов И. К гидрохимии заливов и затонов оз. Иссык-Куль. — Вопр. водн. хоз-ва, 1966, вып. 3, ч. 2, с. 8—29.
Кадыров В. К., Семенова В. К., Карманчук А. С. Новые данные о химическом составе воды рек Иссык-Кульского бассейна. — Вопр. водн. хоз-ва, 1976, вып. 37, с. 71—85.
Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963. 551 с.
Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970. 228 с.
Каплинский М. И. О влиянии водохозяйственных мероприятий на изменение уровня озера Иссык-Куль. — Вопр. водн. хоз-ва, 1974, вып. 29, с. 178—185.

Каплинский М. И. Определение объемов возвратных вод и их динамики за многолетний период (на примере Чуйской впадины). — Водные ресурсы, 1981, № 2, с. 32—49.
Каплинский М. И., Косухина М. И. Динамика водного баланса озера Иссык-Куль при современном состоянии орошения и на перспективу. — Вопр. водн. хоз-ва, 1978, вып. 44, с. 103—115.
Каплинский М. И., Тимченко Л. С. Водный баланс озера Иссык-Куль за многолетний период. — Тр. САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 87—101.
Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в бассейне оз. Иссык-Куль в 1914 г. Пг., 1915. 268 с.
Каталог ледников СССР. Л., 1976, т. 14, вып. 2, ч. 5. 90 с.
Кеммерих А. О. Гидрография Памира и Памиро-Алая. М., 1978. 264 с.
Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л., 1970. 254 с.
Кириллова Т. В., Тимофеев М. П. О расчете радиационного баланса водоемов по радиационному балансу суши. — Метеорология и гидрология, 1959, № 11, с. 35—37.
Климат Киргизской ССР / Под ред. З. А. Рязанцевой. Фрунзе, 1965. 290 с.
Климатология, гидрология и гидрофизика озер Внутреннего Тянь-Шаня: Тенденции природного развития / Под ред. А. В. Шнитникова, Н. П. Смирновой. Л., 1981. 283 с.
Ключарев Ю. П. О режиме уровня озера Иссык-Куль. — Метеорология и гидрология, 1973, № 2, с. 85—93.
Ключарев Ю. П. О колебаниях уровня озера Иссык-Куль. — Изв. ВГО, 1974, т. 106, № 4, с. 299—306.
Кодяев Г. В. Морфометрическая характеристика оз. Иссык-Куль. — Изв. ВГО, 1973, т. 105, вып. 4, с. 362—365.
Колебания ледников Средней Азии в последнее десятилетие / Канаев Л. А., Максимов Н. В., Мошкин А. Т. и др. — Тр. САРНИГМИ, 1974, вып. 149, с. 15—26.
Колесников Ч. М. Палеобиохимические и микроструктурные исследования в палеолимнологии. Л., 1974. 161 с.
Колесников Ч. М. Биогеохимическое изучение гидрохимии и термики меловых лимнических водоемов Монголии. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 101—125.
Колпаковский Г. А. О древних постройках, найденных на дне озера Иссык-Куль. — Изв. РГО, 1870, т. 6, отд. 2, № 3, с. 101—105.
Кондратьев К. Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата. Л., 1980. 279 с.
Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., 1968. 532 с.
Конторщиков А. С. О методах расчета испарения и запасов почвенной влаги при агрометеорологическом обслуживании сельскохозяйственного производства. — Материалы междувед. совещ. по проблеме изучения испарения с поверхности суши 1—5 августа 1961 г. Валдай, 1961, с. 17—23.
Корженевский Н. Л. Краткий отчет о поездке на Памир летом 1923 г. — Изв. Туркест. отд. РГО, 1924, вып. 17, с. 12—19.
Корженевский Н. Л. Озеро Кара-Куль. — Тр. Таджикско-Памирской экспедиции, Л., 1936, вып. 38. 112 с.
Корженевский Н. Л. Природа Средней Азии. Самарканд, 1960. 212 с.
Коротаев В. Н. Береговая зона озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1967. 152 с.
Коротаев В. Н. Формирование аккумулятивного берега озера Иссык-Куль у мыса Кара-Булун. — В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. М., 1973, вып. 3, с. 21—29.
Коротаев В. Н. Источники наносов и формы аккумуляции в береговой зоне озера Иссык-Куль. — В кн.: Динамика современных береговых процессов озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1981, с. 13—37.
Коротаев В. Н. Опыт количественного прогноза деформаций в береговой зоне в условиях снижающегося уровня. — В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1983, с. 37—51.
Котляков В. М., Кренке А. Н. Нивально-гляциальные системы Памира

и Гиссаро-Алая. — Материалы гляциологических исследований, 1979, вып. 35, с. 25—33.
Кренке А. Н. Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 1, с. 19—33.
Кривошей М. И. К вопросу о причинах падения уровня озера Иссык-Куль в 1883—1974 гг. — В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль. Л., 1980, с. 55—62.
Кривошей М. И., Гронская Т. П. Водный баланс озера Иссык-Куль. — В кн.: Проблемы исследования крупных озер СССР. Л., 1985, с. 276—280.
Кузнецов-Угамский Н. И. Бассейн озера Иссык-Куль. — Тр. Геоморфологического ин-та, 1931, вып. 1, с. 247—282.
Курдин Р. Д. О вековых колебаниях уровня воды крупных естественных водоемов Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Тез. докл. IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1973, (Секция гидрол. озер, водохр. и устьев рек), с. 17—18.
Куцева П. П. Элементы баланса химических веществ озера Иссык-Куль. — В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль. Л., 1980, с. 71—77.
Лефлат О. Н. Соленакопление в Иссык-Кульской котловине в связи с историей озера Иссык-Куль в плейстоцене. — Автореф. канд. дис. М., 1972. 24 с.
Максимов Е. В. Ледники массива Чоткал в Кунгей-Алатау и их внутривековая и межгодовая изменчивость. — В кн.: Процессы увлажнения и их влияние на развитие природы и хозяйственной деятельности. Л., 1966, с. 66—79.
Максимов Е. В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л., 1972. 296 с.
Максимов Е. В. Ледниковая эволюция озера Сонкель. — Изв. ВГО, 1980, т. 112, вып. 1, с. 55—60.
Максимов Е. В. Ритмическая составляющая в режиме высокогорных озер Средней Азии. — Вестн. ЛГУ, 1983, вып. 1, № 6, с. 46—51.
Максимов Е. В. Загадка озера Иссык-Куль. Л., 1985. 182 с.
Маматканов Д. М., Кулжабаев Ж. К. Некоторые проблемы управления уровнем озера Иссык-Куль. — В кн.: Закономерности формирования и режима гидрометеорологических процессов в горных районах Тянь-Шаня. Фрунзе, 1984, с. 98—103.
Мамытов А. М., Ройченко Г. И. Почвенное районирование Киргизии. — В кн.: Почвы Киргизии. Фрунзе, 1961, с. 83—96.
Мандычев А. Н., Суюнбаев М. О возможности разгрузки подземных вод западной части Иссык-Кульского артезианского бассейна в направлении Боомского ущелья. — В кн.: Тез. докл. 1-й республиканской науч.-технич. конф. молодых ученых Киргизии. Фрунзе, 1981 (Секция «Горно-геологич. науки»), с. 46—47.
Матвеев В. П. Гидрологические исследования озера Иссык-Куль. — Тр. Киргиз. комплексной экспедиции 1932—1933 гг., 1935, т. 3, вып. 2, с. 7—57.
Материалы наблюдений над испарением с водной поверхности. Алма-Ата, 1973—1982, вып. 4.
Материалы наблюдений на озерах и водохранилищах. Ташкент, 1976—1977, т. 5, вып. 0—4.
Мезенцев В. С. Формы аналитической зависимости суммарного испарения от влажности почвы и теплоэнергетических ресурсов. — Тр. Омского с-х. ин-та, 1960, т. 12, с. 41—80.
Метеорологический ежемесячник. Фрунзе, 1973—1982, вып. 32, 4.2, № 1—13.
Методические указания по определению технологических норм и укрупненных показателей водопотребления и водоотведения в орошаемом земледелии. М., 1973. 33 с.
Мирошниченко Н. В. Влияние изменения общей увлажненности территории на процесс почвообразования в Чанской депрессии. — В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982, с. 169—179.
Мишина А. В. О времени и причинах колебаний уровня оз. Иссык-Куль в антропогене. — Бюл. комис. по изуч. четверт. периода. М., 1965, № 30, с. 145—153.

Молчанов Л. А. Озера Средней Азии. — Тр. САГУ. Сер. XII-а, геогр., 1929, вып. 3. 83 с.
Мочалов В. П., Лаптев В. Н. К вопросу о расчете испарения с водной поверхности в горных условиях. — В кн.: Вопросы гидрологии горных районов. Алма-Ата, 1971, с. 158—172.
Мурзаева В. Э. Оледенение и озерный период на Цинхай-Тибетском нагорье. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1970, № 3, с. 99—105.
Мхитарян А. М. Некоторые вопросы гидродинамики пограничного слоя атмосферы. Водный и тепловой балансы водоемов. Ереван, 1970. 324 с.
Нейштадт М. И. К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1983, № 2, с. 103—108.
Нечаева Е. Г. О методике расчета ландшафтно-геохимических процессов в таежных геосистемах. — Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока, 1971, вып. 31, с. 3—15.
Никитин А. М. К вопросу о термическом и ледовом режиме горных озер Средней Азии. — Тр. САРНИГМИ, Л., 1975а, вып. 2 (83), с. 65—75.
Никитин А. М. О современном состоянии бессточных озер Восточного Памира. — Тр. САРНИГМИ, 1975б, вып. 2 (83), с. 76—86.
Никитин А. М. Морфометрия и морфология озер Средней Азии. — Тр. САРНИГМИ, 1977, вып. 50 (131), с. 4—21.
Нифантьев. Сведения о дикокаменных киргизах. — Зап. РГО, СПб., 1851, кн. 5, с. 140—153.
Озера Тянь-Шаня и их история / Под ред. А. В. Шнитникова. Л., 1980. 232 с.
Озера Чатыркель и Сонкель / Севастьянов Д. В., Шнитников А. В., Лийва А. А. и др. — В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980, с. 70—149.
Озеро Иссык-Куль (Очерки по физической географии). Фрунзе, 1978. 210 с.
Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Л., 1979, т. 14, вып. 2. 300 с.
Основные направления экономического и социального развития СССР на 1986—1990 гг. и на период до 2000 г. — Правда, 1985, 5 нояб.
Павлова М. В. Зообентос заливов оз. Иссык-Куль. Фрунзе, 1964. 84 с.
Первухин М. А. О генетической классификации озерных впадин. — Землеведение, 1937, т. 39, вып. 6, с. 550—554.
Перельман А. И. Геохимия ландшафтов. М., 1969. 496 с.
Петренко Т. В. К вопросу о ветровом режиме юго-восточного побережья озера Иссык-Куль (на примере Каджисайского берегового участка). — В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1983, с. 21—29.
Плоских В. М. Иссык-Куль: путешествие в историю. Фрунзе, 1981. 76 с.
Плоских В. М., Галицкий В. Я. Открытие древностей Иссык-Куля. — В кн.: Археологические памятники Прииссыккулья. Фрунзе, 1975, 1, с. 6—41.
Полынов Б. Б. Современные задачи учения о выветривании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 2, с. 3—14.
Понько В. А. О возможности сверхдолгосрочного прогноза уровней внутренних морей и озер Срединного региона. — В кн.: Природные условия Западной Сибири и переброска стока рек в Среднюю Азию. Новосибирск, 1975, с. 113—123.
Понько В. А. О природе циклов погоды и климата. — В кн.: Цикличность увлажнения юга Западной Сибири: Природа и прогноз. Новосибирск, 1983, с. 3—20.
Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М., 1955, с. 408—437.
Поярков О. Из археологических экскурсий по Пишпекскому уезду и по берегу озера Иссык-Куль. — В кн.: Памятная книжка Семиреченского областного статистического комитета на 1898 г. Верный, 1898, т. 2, с. 60—75.
Преснецова С. А. Испарение с водной поверхности озера Иссык-Куль. — Тр. САРНИГМИ, 1978, вып. 69 (150), с. 99—101.
Путешествие барона А. Гумбольдта, Эренберга и Роде в 1829 г. по Сибири и к Каспийскому морю. СПб., 1837. 179 с.
Ранов В. А. Древнее оледенение и человек каменного века в Средней Азии. — В кн.: Успехи советской гляциологии. Фрунзе, 1968, с. 421—429.

Ранов В. А., Юсуналиев М. Б. Итоги разведочных работ палеолитического отряда. — Изв. АН КиргССР, 1969, № 3, с. 90—101.
Ранов В. А., Юсуналиев М. Б. Предварительные исследования мустьерской стоянки Тосор. — В кн.: Археологические памятники Прииссыккулья. Фрунзе, 1975, с. 42—51.
Ранцман Е. Я. Геоморфология центральной части южного склона хребта Кунгей-Ала-Тоо. — В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., 1955, с. 105—114.
Раткович Д. Я. Водный баланс и режим уровня озера Иссык-Куль. — Водные ресурсы, 1977, № 5, с. 20—33.
Раткович Д. Я. Проблема оз. Иссык-Куль в условиях комплексного использования его водных ресурсов. — Водные ресурсы, 1984, № 3, с. 3—9.
Рейзвих В. Н. Основные черты гидрометеорологического режима Сарезского озера. — Сб. работ ТГМО, 1970, вып. 4, с. 29—48.
Рекомендации по определению составляющих теплового баланса водоемов. Л., 1965. 91 с.
Риттер К. Землеведение Азии. СПб., 1859. 350 с.
Романовский В. В. Ход уровня озера Иссык-Куль до 2000 года и влияние на него водохозяйственной деятельности. — В кн.: Прибрежная зона озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1979, с. 34—50.
Романовский В. В., Стависский Я. С. Теплозапасы озера Иссык-Куль. — В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1983, с. 72—80.
Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., 1977. 408 с.
Россиков К. Н. Усыхание озер на северном склоне Кавказского хребта. — Зап. КОРГО, 1893, кн. 15, с. 189—225.
Россолимо Л. Л. Основы типизации озер и лимнологического районирования. — В кн.: Накопление вещества в озерах. М., 1964, с. 5—46.
Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1969. 704 с.
Рязанцева З. А. Климатическое районирование. — В кн.: Климат Киргизской ССР. Фрунзе, 1965, с. 271—283.
Садыков Дж. Основные закономерности современного оледенения южного склона хребта Кунгей-Ала-Тоо. — В кн.: Оледенение Тянь-Шаня. Фрунзе, 1976, с. 15—34.
Самарина В. С. Гидрогеохимия. Л., 1977. 359 с.
Сапожников В. В. Предварительный отчет об ученой командировке в Семиреченскую область летом 1902 г. — Изв. РГО, 1903, т. 39, вып. 6, с. 273—283
Сапожников Д. Г., Виселкина М. А. Современные осадки озера Иссык-Куль и его заливов. М., 1960. 160 с.
Севастьянов Д. В. Ритмические особенности развития озер в горно-ледниковых районах. — В кн.: Ритмика природных явлений. Л., 1976, с. 73—75.
Севастьянов Д. В. О некоторых закономерностях развития высокогорных озер Тянь-Шаня и их палеогеографическое значение. — Изв. ВГО, 1979, т. 111, вып. 6, с. 495—500.
Севастьянов Д. В. Малые озера Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980, с. 150—221.
Севастьянов Д. В. Особенности современной эволюции горных озер. — Изв. ВГО, 1983, т. 115, вып. 1, с. 3—11.
Севастьянов Д. В., Фунтиков А. Б. Новые данные об эволюции высокогорного озера у конца ледника Петрова (Тянь-Шань). — Изв. ВГО, 1981, т. 113, вып. 5, с. 430—435.
Севастьянов Д. В., Венус Б. Г., Мирощниченко С. Г. Динамика береговой зоны Иссык-Куля в связи с падением его уровня. — Изв. ВГО, 1985, т. 117, вып. 5, с. 450—455.
Северцев Н. А. Об исследованиях, произведенных им в Тянь-Шане в 1867 г. — Изв. РГО, 1869, т. 5, с. 47—222.
Семенов (Тянь-Шанский) П. П. Поездка из укрепления Верного через горный перевал у Суок-Тюбе и ущелье Буам к западной оконечности озера Иссык-Куля в 1856 г. — Зап. РГО по соц. геогр., 1867, т. 1, с. 181—254.

Серебрянный Л. Р., Пшенин Г. Н., Пуннинг М. К., Хаммухамедов Р. А. Новые данные о развитии ландшафтов Ферганы в позднечетвертичное время. — В кн.: Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М., 1980, с. 214—222.
Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации. Л., 1968. 229 с.
Сидоров Л. Ф. Природа Памира в четвертичное время. Л., 1979. 145 с.
Синоптические процессы Средней Азии / Бугаев В. А., Джорджио В. А., Козик Е. М. и др. Ташкент, 1957. 477 с.
Смирнова Л. М. О некоторых особенностях развития береговой зоны полуострова Сухой Хребет. — В кн.: Прибрежная зона озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1981, с. 83—94.
Смирнова Л. М., Герасимов Ю. В. О динамике пляжа и подводного склона полуострова Кара-Булун. — В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1983, с. 29—37.
Смирнова Н. П. Радиационный баланс Ладожского озера. — В кн.: Тепловой режим Ладожского озера. Л., 1968а, с. 5—72.
Смирнова Н. П. Тепловой баланс Ладожского озера за навигационный период. — В кн.: Тепловой режим Ладожского озера. Л., 1968б, с. 223—233.
Смирнова Н. П. Тепловой режим озер Казахского мелкосопочника. — В кн.: Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л., 1975, с. 146—187.
Смирнова Н. П. Суммарная радиация на оз. Чатыркель и Сонкель и ее внутривековая изменчивость. — В кн.: Климатология, гидрология и гидрофизика озер Внутреннего Тянь-Шаня. Л., 1981, с. 114—169.
Смирнова Н. П. Тепловой баланс. — В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982, с. 102—126.
Смирнова Н. П., Коновалова Л. Д. Тепловой режим высокогорных озер в сезон максимального нагревания. — В кн.: Климатология, гидрология и гидрофизика озер Внутреннего Тянь-Шаня. Л., 1981, с. 191 — 236.
Соболев Л. Н. Очерк растительности Иссык-Кульской котловины. Фрунзе, 1972. 107 с.
Солопов А. В., Зубарева Т. В. Современное состояние нормирования водопотребления и водоотведения в орошаемом земледелии и основы его совершенствования. — Экспресс-инф. ЦБНТИ. М., 1973. 50 с.
Солопов А. В., Зубарева Т. В. Водопотребление и водоотведение в орошаемом земледелии и методы определения их оптимальных норм. — Тр. IV Всесоюз. гидрол. съезда. Л., 1976, т. 4, с. 314—333.
Справочник по климату СССР. Л., 1966—1969, вып. 32, ч. ч. II, III, IV, V.
Стависский Я. С. Влагооборот в Иссык-Кульской котловине. — Изв. ВГО, 1985, т. 117, вып. 5, с. 447—454.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1960, т. 1. 212 с.
Тарасов А. И. Распределение облачности над озером Иссык-Куль и вероятность выпадения осадков из облаков нижней облачности. — В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима озера Иссык-Куль. Л., 1980, с. 31—37.
Тачалов С. Н. Методика и результаты наблюдений над температурой грунтов дна Рыбинского водохранилища. — Сб. работ Рыбинской ГМО, 1966, вып. 3, с. 3—16.
Тачалов С. Н. Теплообмен воды с грунтами дна Рыбинского водохранилища. — Сб. работ Рыбинской ГМО, 1968, вып. 4, с. 3—10.
Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. М., 1958. 225 с.
Тер-Маркарянц Н. Е. О средних дневных величинах альбедо моря. — Тр. ГГО, 1960, вып. 100, с. 37—40.
Тихомиров А. И., Егоров А. Н. Термический режим и теплозапасы. — В кн.: Озеро Кубенское. Л., 1977, ч. 1, с. 257—286.
Тронов Н. М. Ледники и климат. Л., 1966. 408 с.
Трофимов А. К. История озера Иссык-Куль в голоцене. — Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1978, № 48, с. 79—86.
Трофимов А. К., Григина О. М. Геологические основы сейсмического

районирования Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Верхнеплейстоценовые и четвертичные отложения. Фрунзе, 1978, с. 44—52.
Тушинский Г. К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа. — Вестн. МГУ, 1960, № 1, с. 31—36.
Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., 1969, с. 82—85.
Умурзаков С. У. Очерки по истории географических открытий и исследований Киргизии. Фрунзе, 1959. 150 с.
Умурзаков С. У. К историко-географической проблематике Киргизии и путях ее разработки. — В кн.: Географические исследования в Киргизии. (Материалы к I съезду Кирг. геогр. об-ва). Фрунзе, 1970. 151 с.
Умурзаков С. У. Развитие географических наук в Киргизии. Фрунзе, 1980, с. 5—24.
Умурзаков С. У. С четырех сторон горизонта: очерки по истории географических исследований Киргизии. Фрунзе, 1983. 110 с.
Умурзаков С. У., Винник Д. Ф. Исторические и археологические свидетельства колебаний уровня озера Иссык-Куль. — В кн.: Проблемы географии Киргизии (Материалы ко II съезду Кирг. геогр. об-ва). Фрунзе, 1975, с. 208—211.
Федорович Б. А. Послетретичные тектонические процессы в северных предгорьях Тянь-Шаня. — Тр. Совета по изучению производит. сил. Сер. кирг. Л., 1931, вып. 1, с. 8—50.
Форш Т. Б. Общая минерализация и основной ионный состав воды. — В кн.: Гидрохимия Онежского озера и его притоков. Л., 1973, с. 132—175.
Форш Т. Б. Единичные анализы природных вод в графическом изображении. — В кн.: Озера Срединного региона. Л., 1976, с. 134—142.
Харченко С. И. Гидрология орошаемого земледелия. Л., 1975. 373 с.
Хейфец М. Н. Анализ колебаний уровня озера Иссык-Куль в XX веке. — В кн.: Работы Тянь-Шанской физико-географической станции. Фрунзе, 1964, вып. 7, с. 15—27.
Хейфец М. Н. Некоторые вопросы влияния озера Иссык-Куль на климат окружающих районов. — В кн.: Вопросы географии Киргизии. Фрунзе, 1966а, с. 57—58.
Хейфец М. Н. Об осадках в высокогорной зоне восточной части Центрального Тянь-Шаня. — Материалы гляциол. исследов. Хроника, обсуждения. М., 1966б, вып. 12, с. 272—273.
Хейфец М. Н. Климатические особенности высокогорной зоны восточной части центрального Тянь-Шаня в теплое время года. — В кн.: Некоторые закономерности оледенения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971, с. 85—115.
Хейфец М. Н. Корректировка месячных и годовых серий осадков поправками на смачивание осадкомерных сосудов по станциям Иссык-Кульской котловины. — В кн.: Оледенение Тянь-Шаня. Фрунзе, 1976, с. 90—97.
Хейфец М. Н. К проблеме колебания уровня озера Иссык-Куль в свете современных изменений климата. — В кн.: Прибрежная зона озера Иссык-Куль. Фрунзе, 1979, с. 5—33.
Хейфец М. Н. Соответствует ли современный уровень озера Иссык-Куль современным климатическим условиям? — В кн.: Тянь-Шанская физико-географическая станция и исследование высокогорной Киргизии. Фрунзе, 1980, с. 140—158.
Цигельная И. Д. Водный баланс озера Иссык-Куль. — Материалы гляциол. исследов. Тянь-Шань. 1960, вып. 2, с. 91—96.
Цигельная И. Д. Подземный сток в реки Киргизии. — В кн.: Структура и динамика компонентов природы Тянь-Шаня. Фрунзе, 1973, с. 80—86.
Чедия О. К., Трофимов А. К. Новейшая тектоника Иссык-Кульской котловины. — В кн.: Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины. Фрунзе, 1978, с. 66—89.
Черкасов Л. Г. О короткопериодном водном балансе озера Иссык-Куль. — В кн.: Проблемы географии Киргизии (Материалы ко II съезду Кирг. геогр. об-ва). Фрунзе, 1975, с. 88—90.
Черкасов Л. Г. О водном балансе озера Иссык-Куль. — Тр. САРНИГМИ, 1977, вып. 50 (131), с. 81—87.

Шабунин Г. Д. Термический режим и динамика вод озера Иссык-Куль. — Автореф. канд. дис., Ташкент, 1984. 19 с.
Швер Ц. А. Исследование результатов наблюдений по осадкомеру и дождемеру. Л., 1965. 170 с.
Шишкаев С. М., Егоров А. Н. Метод расчета коэффициента температуропроводности донных отложений больших мелководных озер (на примере оз. Кубенское). — Метеорология и гидрология. 1981, № 4, с. 85—92.
Шнитников А. В. Водный и тепловой балансы пруда Поливного в период осеннего охлаждения. — Тр. комплексной научной экспедиции по вопросам полезащитного лесоразведения. М., 1952, т. 2, вып. 1, с. 123—153.
Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. — Зап. ГО СССР. Нов. сер., 1957, т. 16. 334 с.
Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения Северного полушария. — Изв. ВГО, 1961, т. 93, № 1, с. 8—21.
Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., 1969. 242 с.
Шнитников А. В. Из голоценовой истории некоторых озер Евразии. — В кн.: Вопросы географии: Ритмы и цикличность в природе. М., 1970, вып. 79, с. 51—67.
Шнитников А. В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки. — В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с. 7—38.
Шнитников А. В. Из истории озер Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л., 1975а, с. 229—273.
Шнитников А. В. Колебания климата и общей увлажненности в XVIII—XX столетиях и их будущее. Изв. ВГО, 1975б, т. 107, № 6, с. 473—484.
Шнитников А. В. Проблемы озера Иссык-Куль. — В кн.: Проблемы географии Киргизии. Фрунзе, 1975в, с. 65—66.
Шнитников А. В. Большие озера Срединного региона и некоторые пути их использования. — В кн.: Озера Срединного региона. Л., 1976, с. 5—133.
Шнитников А. В. Водные ресурсы оз. Иссык-Куль. — Водные ресурсы, 1977, № 5, с. 5—19.
Шнитников А. В. Иссык-Куль. Природа, охрана и перспективы использования озера. Фрунзе, 1979. 85 с.
Шнитников А. В. Озеро Иссык-Куль. — В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980, с. 5—66.
Шнитников А. В. История бассейна в эпоху позднего голоцена и историческое время. — В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982, с. 25—33.
Шнитников А. В. Теоретические основы многовековой изменчивости общей увлажненности и состояние озер — современное и вероятное будущее. — В кн.: Проблемы исследования крупных озер. Л., 1985, с. 5—22.
Шнитников А. В., Севастьянов Д. В. Озеро Иссык-Куль. — В кн.: Природные ресурсы больших озер СССР и вероятные их изменения. Л., 1984, с. 246—279.
Шульц В. Л. Гидрография Средней Азии. — Тр. САГУ. Нов. сер., геогр. науки. Ташкент, 1958, вып. 129, кн. 13. 117 с.
Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — Зап. Географ. об-ва СССР. Нов. сер., 1948, т. 3, 221 с.
Щербакова Е. М. О положении древней снеговой границы на Большом Кавказе. — Вестн. МГУ, 1969, № 6, с. 8—15.
Щукин И. С. Геоморфология Средней Азии. М., 1983. 431 с.
Юнусалиев М. Б. Изучение каменного века в Киргизии. — Изв. АН КиргССР, 1967, № 4, с. 91—96.

Adrian H. Die geologische Geschichte des Aaretals zwischen Thun und Bern. — Schweiz. Naturschutz, 1963, Bd 29, N 1, S. 81—96.
Doeglas D. J. Interpretation of the results of mechanical analysis. — Journ. Sed. Petrol., 1946, vol. 16, N 1, p. 118—202.
Edouard J. L. Les Lacs des Alpes francaises. — Revue de Géogr. Alpine, 1983, 71, N 4, 381—397.

Gilliland R. L. Solar, volcanic and CO_2 forcing of recent climatic changes. — Climatic Change, 1982, 4, p. 111—131.
Houghton J. T., Morel P. The World Climate Research Programme. — The global climate. Cambridge, 1984, p. 1—11.
Kasser P. Switzerland and her glaciers from the ice age to the present. Zürich, 1981. 192 p.
Lamb H. H. The Changing Climate. London, Methuen, 1966. XII+236 p.
Mitchell I. M. An overview of climatic variability and its causal mechanisms. — Quart. Res., 1977, vol. 6, N 4, p. 1—13.
Schnitnikov A. V. Water balance variability of lakes Aral, Balkhash, Issyk-Kul and Chany. — Intern. Assoc. Hydrol. Sc., 1973, Publicat. 109, p. 130—140.
Staub W. Wesentliche Phasen der Würmeiszeit und der Nacheiszeit im Schweizerischen Mittelland. — Jaresber. Geogr. Ges., 1961, N 45, S. 36—54.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Глава 1. Особенности современного состояния бассейна оз. Иссык-Куль 6

1.1. Физико-географический очерк Прииссыккулья (*Д. В. Севастьянов*) 6

1.2. Гидрогеологические особенности Иссык-Кульской котловины (*Л. А. Земляницына*) 11

1.3. Почвенно-геохимические особенности Иссык-Кульской котловины (*Н. В. Мирошниченко*) 18

1.4. Влияние почвенно-геохимических процессов на формирование химического состава прибрежных вод (на примере долины р. Джууку) 25

Пространственная трансформация физико-химического состава почв, почвенно-грунтовых и поверхностных вод 26

Процессы выноса-накопления в различных фациях геохимического ландшафта долины р. Джууку 33

1.5. Внутривековая изменчивость элементов климата Иссык-Кульской котловины (*А. М. Сморякова*) 37

Климатическая характеристика по средним многолетним данным . . . 37

Многолетняя изменчивость элементов климата 41

1.6. Динамика и режим ледников бассейна оз. Иссык-Куль в текущем столетии (*А. Н. Диких*) 59

Глава 2. Элементы водного и теплового баланса оз. Иссык-Куль 69

2.1. Современное состояние исследований водного баланса озера (*Н. П. Смирнова*) 69

2.2. Уровенный режим оз. Иссык-Куль за период инструментальных наблюдений (*Л. И. Седова*) 78

2.3. О вероятности подземного стока из оз. Иссык-Куль (*Л. А. Земляницына*) 85

2.4. Водопотребление на орошаемое земледелие в Иссык-Кульской котловине и масштабы его воздействия на уровень озера (*А. И. Давыдова*) . . . 93

Расчет элементов водопотребления на орошаемое земледелие 94

Выявление масштабов воздействия орошаемого земледелия на уровень оз. Иссык-Куль 108

2.5. Тепловой баланс оз. Иссык-Куль (*Н. П. Смирнова*) 113

Суммарная радиация 115

Отражательная способность водной поверхности и поглощенная радиация 119

Затраты тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой 121

Изменение запаса тепла в водной массе 125

Приток тепла с водой впадающих в озеро рек 125

Эффективное излучение 127

Радиационный баланс и затраты тепла на испарение 128

Тепловой баланс за период 1973—1982 гг. 133

2.6. О возможных причинах понижения уровня озера (*М. Н. Хейфец*) . . . 136

Глава 3. Динамика природных процессов в бассейне оз. Иссык-Куль в позднем плейстоцене и голоцене 142

3.1. Историко-археологические данные об изменчивости уровенного режима оз. Иссык-Куль (*Д. В. Севастьянов, И. В. Делюсина*) 142

3.2. Рельеф берегов оз. Иссык-Куль и динамика береговой линии (*Б. Г. Венус*) 152

Изменение береговой зоны озера в текущем столетии 161

3.3. Изменчивость природных условий в бассейне озера по палинологическим и литологическим данным (*Г. Н. Бердовская, А. Н. Егоров*) 165

Реконструкция природных условий на рубеже плейстоцена и голоцена 165

Особенности природных условий позднего голоцена (*Г. Н. Бердовская*) 180

3.4. Биогеохимическая реконструкция палеогидрохимических условий оз. Иссык-Куль (*Ч. М. Колесников*) 185

Глава 4. Тенденции природного развития высокогорных областей 200

4.1. Горные озера Средней Азии — индикаторы изменчивости природных процессов (*Д. В. Севастьянов*) 200

4.2. Испарение с водной поверхности в высокогорных условиях Внутреннего Тянь-Шаня (*Л. И. Седова*) 219

4.3. Особенности теплообмена в системе вода—донные отложения нестратифицированных горных озер (*А. Н. Егоров*) 231

Заключение (*Д. В. Севастьянов*) 238

Литература 243

**ОЗЕРО ИССЫК-КУЛЬ
И ТЕНДЕНЦИИ ЕГО ПРИРОДНОГО РАЗВИТИЯ**

Утверждено к печати
Институтом озероведения АН СССР

Редактор издательства *Г. А. Солдатова*
Художник *И. П. Кремлёв*
Технический редактор *Л. И. Каряева*
Корректоры *Н. Г. Каценко, А. З. Лакомская*

ИБ № 21376

Сдано в набор 16.05.86. Подписано к печати 25.09.86. М-18871. Формат $60\times90^{1}/_{16}$. Бумага офсетная № 2. Гарнитура литературная. Печать офсетная. Фотонабор. Усл. печ. л. 16. Усл. кр.-отт. 16.36. Уч.-изд. л. 17.49. Тираж 1000. Тип. зак. 436. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука». Ленинградское отделение.
199034, Ленинград, В-34, Менделеевская линия, 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука».
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

4711

2 р. 70 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА"
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

