

551.49(034)

Г 46

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
РЕЖИМ И ДИНАМИКА
ОЗЕРА
ИССЫК-КУЛЬ

ФРУНЗЕ 1985

551.49/034

Г 46

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ ВЫСОКОГОРНАЯ
ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ
И ДИНАМИКА ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

10
V

ИССЫК-КУЛЬСКАЯ ОБЛАСТНАЯ
БИБЛИОТЕКА ИМ. В. И. ЛЕНИНА
№ 224968

Издательство „Илим“
Фрунзе 1985

C 2. g

Киргизская Республика
Библиотека им. В. И. Ленина
ИССЫК-КУЛЬСКАЯ ОБЛАСТНАЯ
БИБЛИОТЕКА ИМ. В. И. ЛЕНИНА
Фрунзе 1985

На основании материалов стационарных и экспедиционных исследований приводятся новые данные по гидрометеорологическому режиму и динамике берегов озера Иссык-Куль в условиях продолжающегося понижения его уровня. Рассматривается история развития озера Иссык-Куль и других высокогорных озер с применением аналитических методов. Статьи имеют важное теоретическое и практическое значение и могут быть использованы для научного обоснования рекомендаций по рациональному использованию и охране озера Иссык-Куль и некоторых других высокогорных озер Северного Тянь-Шаня.

Утверждено к печати
Ученым советом Тянь-Шаньской
физико-географической станции
и принято ИСО Академии Наук
Киргизской ССР

Ответственный редактор канд. геогр. наук О.А. Поморцев

Рецензенты: канд. геогр. наук Е.С. Скиба,
канд. геогр. наук В.П. Васильев

Издательство "Илим", 1985.

С
Кыргыз Республикасынын
Илимдер Академиясынын
Тянь-Шань физико-географикалык станциясынын
ИСО Академиясынын
Кыргыз Республикасынын
Иссык-Куль калкынын
Илимдер Академиясынын
ИСО Академиясынын
ИСО Академиясынын

ОБ ИТОГАХ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ
ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ (СВОДКА ОСНОВНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ)

В 1961-1964 гг. в береговой зоне оз. Иссык-Куль силами лаборатории гидродинамики береговых процессов высокогорных озер Тянь-Шаньской высокогорной физико-географической станции АН Киргизской ССР выполнен комплекс стационарных и полустационарных исследований по изучению природных факторов, определяющих динамику берегов, оценке направленности берегоформирующих процессов с последующей разработкой прогноза развития отдельных участков побережья в условиях продолжающегося снижения уровня озера и в случае его стабилизации.

Объектами изучения явились три разнородных береговых участка: полуостров Кара-Булун (юго-восточное побережье), Каджисайское взморье (южный берег) и бухта Сугетты (северный берег).

Карабулунский опытный участок занимает далеко выступающую в озеро лобовую часть полуострова, окаймленную обширным мелководьем. Берег отмельный, аккумулятивный, выровненный. В рельефе наблюдается чередование песчаных валов, дун и лагунных понижений. Современные береговые формы представлены серией аккумулятивных мысов, разделенных отрезками относительно ровного берега. Подводный склон имеет средние уклоны $0,0079 / 1/$. Пятиметровая изобата проходит в 2 км от уреза. В состав донных отложений и отложений пляжа преобладают среднезернистые пески $/ 2/$. Наиболее значительные волнения (западных, северо-западных и юго-западных румбов) вследствие рефракции на Карабулунской отмели подходят под прямым углом к берегу. Это обуславливает преобладание поперечного перемещения донных наносов (со дна к берегу) над вдольбереговым.

В отличие от Карабулунского Каджисайский опытный участок имеет приглубый берег. Преобладают уклоны подводного склона до глубины 10 м - $0,03-0,05 / 3/$. Пятиметровая изобата проходит в 150-200 м от уреза. Пляж выровненный аккумулятивный. В составе донных и береговых отложений преобладают среднезернистые и крупнозернистые пески. Господствующие волнения западных и северо-западных направлений подходят здесь под острым углом к берегу, что обуславливает преобладание вдольберегового потока наносов над поперечным.

Сугеттинский участок имеет относительно приглубый берег. Пяти-метровая изобата проходит в 200-250 м. Пляж здесь не несет следов активной аккумуляции и развивается в основном за счет пассивного осушения. В отложениях пляжа и подводного склона доминируют мелкозернистые пески и глины. Преобладающие восточные волнения фильтруются далеко выдвинутым в озеро Григорьевским полуостровом, поэтому сила их невелика. Перемещение донных наносов как вдольбереговое, так и поперечное ослаблено.

На Карабулунском опытном участке наблюдения велись круглогодично, на Каджисайском и Сугеттинском - сезонно (в летне-осеннее время). Единая программа работ включала:

1. Изучение ветро-волнового и уровня режима;
2. Наблюдения за динамикой пляжа методом "штырей" и повторного нивелирования;
3. Изучение динамики береговой линии путем повторных мензульных съемок;
4. Наблюдения за динамикой подводного склона методом повторного эхолотирования;
5. Изучение вещественного состава отложений пляжа и подводного склона.

Ветровой режим^I береговых участков Кара-Булун, Каджи-Сай и Сугетты характеризуется преобладанием слабых ветров со скоростями до 5 м/с, обусловленных преимущественно горно-долинной и бризовой циркуляцией. Их повторяемость составляет 97-99%. Из них на долю штилей и очень слабых ветров (1 м/с) приходится до 40-50%. На Кара-Булуне преобладают ветры восточно-юго-восточных (45%) и западно-северо-западных (24%) румбов, в Каджи-Сайе - южных (24%) и юго-западных (11%), в Сугетты - северных (36%) и южных (22%). Наиболее сильные ветры ($V > 5$ м/с) связаны с западными (Улан) и восточными (Шиндэ) волнами-зонами восточных холодных вторжений. Их повторяемость не превышает 1%.

В зимнем режиме также преобладают слабые волнения силой в 1-2 балла (97-99%). Повторяемость волнений силой в три и более балла составляет лишь 1-2%. На них преобладают волнения в 3-4 балла (Кара-Булун - 2,0%; Каджи-Сай - 0,7%; Сугетты - 1,1%). Эти волнения на Кара-Булуне и в Каджи-Сайе связаны с западными ветрами (30%,

^I Расчет режимных характеристик ветра и волнения выполнен В.В.Артемьевым по данным метеостанций Покровка, Тамга, Чолпон-Ата, обобщенным на основании 6 лет /2/ с учетом наблюдений, проводившихся на участках.

3, 303). В бухте Сугетты они приходят главным образом с востока (ВОВ, В, ВСВ). Пятибалльные волнения крайне редки. Их повторяемость на Кара-Будуне составляет 0,06%, в Каджи-Сае 0,04%, в бухте Сугетты волнения более 4 баллов не отмечались.

Уровень озера Иссык-Куль за 1981-1984 гг. изменился незначительно. На фоне общего понижения в 1982 г. он поднялся на 1 см., в 1983 г. опустился на 2 см и лишь в 1984 г. наметился спад на 7-8 см. Весенне-летний подъем уровня в 1981 г. составил 29 см, в 1982 г. - 8 см, в 1983 г. - 15 см, а осенне-зимний спад - 17,13,22 см соответственно.

Исследование динамики берегов опытных участков показало повсеместное преобладание аккумулятивных процессов над абразионными и выявило положительный баланс наносов в зоне пляжей. Намыв берега в центральной (800-метровой) части Карабудунского участка составил в 1981-1982 гг. - 4221 м³, в 1982-1983 гг. - 3958 м³, из них на мысах аккумулятировалось соответственно 700 м³ и 965 м³. В Каджи-Сае на 200 м полосе пляжа намыв берега (за период наблюдений) по данным Т.В.Петренко составил в 1982 г. - 900 м³, в 1983 г. - 951,6 м³. Берег бухты Сугетты находился в устойчивом динамическом равновесии.

Наибольшее нарастание берегов в течении года (до 60-70 % от общего) наблюдалось во время осенних штормов (сентябрь-октябрь). Зимне-весенний намыв выровненных участков пляжей не превышал 15-20% от общего /2/.

Выдвижение береговой линии в направлении озера на Кара-Будуне (без учета аккумулятивных мысов) составило в 1981-1982 гг. - 4-8 м, в 1982-1983 гг. от 2 до 6 м, в 1983-1984 гг. от 3 до 19 м, а прирост суши по годам соответственно - 5328 м², 2762 м² и 4020 м². В Каджи-Сае среднегодовое выдвижение береговой линии не превышало 0,25-0,30 м.

В отличие от выравненного берега интенсивное нарастание мысов (60-70 % от годового) начинается несколько позднее (в ноябре) и охватывает зимнее время /2/. Сопоставление повторных менауальных съемок мысов центральной части Карабудунского участка позволило вычислить их прирост по годам за период наблюдений (табл.).

Таблица

Выдвижение береговой линии и прирост суши (по годам)
на мысах центральной части Карабулунского опытного участка

Годы исследования	Мыс лагерьный 1		Мыс лагерьный 2	
	выдвижение береговой линии, м	нарастание площади суши, кв.м	выдвижение береговой линии, м	нарастание площади суши, кв.м
1961-1962	16-36	780	30	300
1962-1963	3-22	1378	10-18	550
1963-1964	40	1548	17	1480

Эхолотирование подводного склона позволило построить подробные батиметрические карты опытных участков. Повторные батиметрические съемки показали, что в морфологическом плане исследуемый подводный рельеф не подвергся сколько-нибудь значительным изменениям, хотя на Кара-Будуне и отмечалась миграция гребней подводных валов в диапазоне 50 м /2/.

Анализ карт подводного рельефа и натурные наблюдения за перемещением донных наносов позволили уточнить схему их движения на прибрежной отмели полуострова Кара-Будун. Установлено, что на глубинах свыше 5,5 м преобладает поперечное перемещение наносов (со дна к берегу), затем, на глубинах от 5,5 до 3,5 м оно сменяется на вдольбереговое (разнос наносов вдоль "дба" отмели), после чего вновь на глубинах 1,5-1,0 м ведущим становится поперечное движение наносов /2/.

Изучение вещественного состава донных отложений позволило выявить тенденцию к уменьшению по крупности песчаных частиц в поверхностных пробах с глубиной. Так, на Кара-Будуне осредненный медианный диаметр песчаных отложений в районе уреза равен 0,87 мм, на глубине 1 м - 0,39 мм и на глубине 1,5 м - 0,38 мм.

В целом анализ полученных нами данных показал, что при дальнейшем сохранении тенденции к снижению уровня озера на всех трех изученных участках будут преобладать процессы аккумуляции, интенсивность которых для каждого из них будет различной.

Особенно ярко аккумуляция будет выражена на Карабулунском опытном участке, отличающемся наличием обширной мелководной прибрежной отмели с большим запасом рыхлых донных отложений. Сильные волнения,

как уже отмечалось, здесь направлены фронтально к берегу, что способствует перемещению донных наносов в том же направлении. Среднегодовое выдвигание береговой линии в сторону озера лишь за счет намыва берега на отдельных участках составляет от 4-6 до 15-20 м, а при понижении уровня озера на 1 м (при условии сохранения среднеголетнего темпа его снижения 0,05 м в год) прирост суши в дистальной части полуострова протяженностью 1,4 км оценивается в 337000 м² (из них 210000 м² прирастет за счет активной аккумуляции).

В отличие от Карабулунского, на приглубом Каджисайском участке, где четко выражено преобладание вдольберегового потока наносов над поперечным, нарастание берега происходит не столь интенсивно. Выдвигание береговой линии за счет активной аккумуляции составляет здесь 0,25-0,30 м в год. При понижении уровня озера на 1 м берег выдвигается в направлении озера за счет намыва лишь на 5-6 м, а с учетом пассивного осушения на 8-9 м.

Береговой участок Сугетты, в отличие от Каджисайского, характеризуется ослабленным как вдольбереговым, так и поперечным потоком наносов. Поэтому при понижении уровня озера на 1 м берег будет выдвигаться преимущественно за счет осушки. В среднем смещение береговой линии здесь оценивается в 50 м.

В случае стабильного уровня изменения берегов будут происходить в значительно меньшей степени и определяться лишь величиной намыва. Тем не менее для Кара-Булуна при сохранении современных масштабов литодинамических процессов выдвигание береговой линии в направлении озера за 20 лет составит до 80 м на выровненных отрезках берега и до 300-400 м в районе аккумулятивных мысов, для Каджи-Сая - лишь 5-6 м. Берег бухты Сугетты практически не изменится.

Таким образом, основную перестройку береговой зоны следует ожидать в районах крупных полуостровов с обширными прибрежными мелководными зонами, подобных Кара-Булуну (Сухой хребет, Турасу, Каройский). Это необходимо учитывать при инженерной оценке этих берегов на перспективу.

Более стабильными в динамическом отношении будут те участки южного и северного побережий, направление береговой линии которых совпадает с господствующими направлениями сильных волнений, т.е. с запада на восток.

ЛИТЕРАТУРА

1. К о р о т а е в В.Н. Опыт количественного прогноза деформаций в береговой зоне озера в условиях снижающегося уровня. - В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования в береговой зоне озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1983.

2. С м и р н о в а Л.М., Г е р а с и м о в Ю.В. О динамике пляжа и подводного склона полуострова Кара-Будун. - В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1983.

3. С м и р н о в а Л.М. О современной динамике и голоценовой истории развития береговой зоны южного побережья озера Иссык-Куль от Кольцовского залива до Тоссорского. - В кн.: Геоморфологические и гидрометеорологические исследования береговой зоны озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1983.

В.В. РОМАНОВСКИЙ

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

Сейши - это периодические колебания всей водной массы озера вокруг одной или нескольких узловых линий, возникающие после воздействия каких-либо внешних сил.

На озере Иссык-Куль основным фактором, вызывающим образование сейш, являются штормовые ветры западного направления. Сила и продолжительность этих ветров определяет величину стога в Рыбачинском заливе. Здесь зарегистрированы стоги 35-40 см при скоростях ветра 25-30 м/с. Как правило, после прекращения ветров, как реакция водоема на перекося уровня, возникают свободные колебания уровня вокруг одной или нескольких узловых линий, затухающие под влиянием сил трения. Продолжительность таких колебаний составляет в отдельных случаях 3-5 суток.

При длительном воздействии штормовых ветров на фоне сгона отмечаются периодические колебания уровня, называемые сгонно-нагонными или сейшеобразными /1/. Такие колебания отличаются от сейшевых тем, что они являются не свободными, а развивающимися во время действия внешних сил.

Сейши оз. Иссык-Куль описываются в статьях Т.П.Овчаренко, Я.С.Стависского /4/. Н.Г.Конкиной /3/ были проанализированы лимниграммы за сравнительно короткий промежуток времени на постах Чолпон-Ата, Рыбачье, и Койсары. Автор наблюдала на посту Рыбачье одноузловую сейшу с периодом T ч 56 мин и двухузловую сейшу с периодом 53-55 мин. Кроме этого, в Джергаланском заливе она отметила сейши с периодами T ч 36 мин и T ч 21 мин, а на посту Чолпон-Ата 18-20 мин. Наличие сейш с такими же периодами подтверждают Т.П.Овчаренко и Я.С.Стависский.

Нами были проанализированы лимниграммы 8 озерных гидрологических постов (1970-1982 гг). Пост Тюп действовал в 1975-1976 гг., а пост Сухой Хребет в 1978 г. был перенесен на противоположный берег Джергаланского залива и получил название Койсары.

При обработке лимниграмм с наложенными сейшами различных периодов обычно применяется метод Бюи-Балло /1/ и метод, названный Кристаллом (методом вычитания /5/). Период одноузловой сейши на посту Рыбачье, определенный Н.Г.Конкиной по методу Бюи-Балло, оказался в среднем на 5 мин меньше такового, снятого непосредственно с лимниграмм. В последнее время для анализа гармонических колебаний используется ЭЕМ. Так как 1 мм на лимниграмме соответствует 10 мин, то, очевидно, вводимая в ЭЕМ исходная информация об уровнях может быть надежно снята, начиная с пятиминутного интервала. Поэтому, при машинной обработке максимальная точность определения периодов сейш составляет $\pm 2,5$ мин. Кроме этого, определение уровней с пятиминутной дискретностью требует огромных затрат времени и механического труда, не оправдываемого последующей машинной обработкой.

Нами не один из упомянутых здесь методов обработки не применялся. Это связано с тем, что при внимательном рассмотрении лимниграмм в достаточном количестве обнаруживаются моменты, когда изменения уровня были вызваны только одной из сейш. В таких случаях определялись промежутки времени между первой и последней волной сейши t , число периодов N , а длина периода вычислялась делением t на N . Следует отметить, что периоды определенных нами сейш (таблица) как ежемесячно, так и ежегодно не изменяются.

Сейша с периодом T ч 56 мин, регистрируемая на постах Рыбачье и Туп, является продольной одноузловой. Период ее, рассчитанный по формуле Мериана с использованием морфометрических данных Г.В.Кодяева /2/, оказался близким к наблюдаемому и составил T ч 54 мин.

Следует отметить, что различные расчетные методы, разработанные для котловин неправильной формы, не дают каких-либо преимуществ перед формулой Мериана, выведенной для бассейна прямоугольной формы с постоянной глубиной

$$T_n = \frac{2l}{n\sqrt{g\bar{z}_{cp}}},$$

где l - длина водоема, \bar{z}_{cp} - средняя глубина, n - число периодов сейши.

Сейша с периодом T ч 41 мин, регистрируемая на постах Сухой Кребет и Койсары, расположенных у входа в Джергаланский залив, является продольной одноузловой сейшей открытого озера. В данном случае сужение на конце озера в виде Джергаланского залива оказывает влияние на период сейши, равнозначное уменьшению длины водоема l в формуле Мериана. По формуле Мериана период одноузловой сейши открытого озера (без учета длины Джергаланского залива) равен T ч 41 мин, т.е. периоды расчетной и наблюдаемой сейш совпадают.

Сейша с периодом T ч 20 мин хорошо регистрируется на посту Койсары. Сейша с таким же периодом была отмечена в 1932 г. у восточного окончания Джергаланского залива Г.П.Полченко /3/. Сейша возникла после сильного восточного ветра. В это же время на западе озера в Рыбачье никаких характерных изменений уровня отмечено не было. Этот факт свидетельствует о ее местном происхождении. То, что сейша с периодом T ч 20 мин является местной сейшей Джергаланского залива, подтверждается расчетами по формуле Мериана с поправкой японских ученых:

$$T_n = \frac{4l}{n\sqrt{g\bar{z}_{cp}}}.$$

Формула была выведена для тех бухт, у которых узловая линия находится не в средней части, а на выходе в открытое озеро.

Таблица

Посты	Период сейш						Т мет
	T _I	T _I отк. оз.	T _I мест	T ₂ отк. оз.	T ₄	T мет	
Сухой							
Хребет							
Рыбацье	1 ч 56 мин	1 ч 41 мин		0 ч 55 мин	0 ч 30 мин		
Койсары		1 ч 41 мин	1 ч 20 мин		0 ч 30 мин		
Долгон-Ата							
Топ	1 ч 56 мин		1 ч 17 мин		0 ч 30 мин		0 ч 18 мин.

При средней глубине Джергаланского залива 30 м и длине 20 км период расчетной одноузловой сейши Джергаланского залива составит 1 ч 17 мин, что весьма близко к значению наблюдаемой. Сейша с периодом 1 ч 17 мин в Топском заливе, очевидно, также является местной.

По разработкам Кристалла в бассейнах различной формы период двухузловой сейши составляет более чем половину периода одноузловой /5/. Исключение составляет котловина с параболически выпуклым дном. Котловина же озера Иссык-Куль не является таковой. Поэтому сейша с периодом 55 мин, регистрируемая на посту Рыбачье, является двухузловой открытого озера, соотносящейся с периодом одноузловой (100 к 54).

Сейша с периодом 30 мин отмечается на крайнем западе и востоке озера (посты Рыбачье, Топ), а также на посту Койсары. Проявление сейши в крайних точках озера свидетельствует о том, что она является четырехузловой по длинной продольной оси озера.

Сейшевые колебания уровня фиксируются очень слабо на постах Григорьевка, Чолпон-Ата, Тон, Тамга, так как они находятся вблизи узловых линий (рисунок). Сейша с периодом 18 мин в Чолпон-Ате имеет, по-видимому, местное происхождение.

Наибольшую повторяемость имеют одноузловые сейши на постах Рыбачье и Топ, где в весенние месяцы, характеризующие частыми вторжениями западных ветров, она достигает 60%.

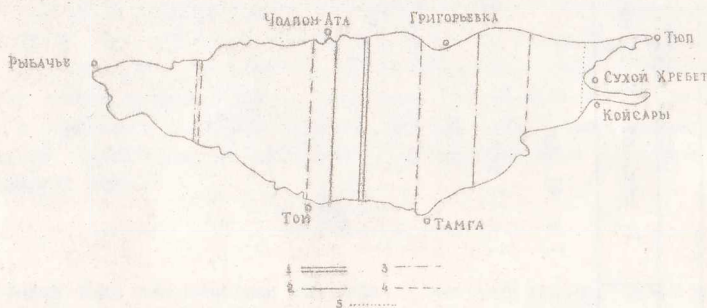


Схема расположения узловых линий:

- 1 - одноузловой сейши, 2 - одноузловой сейши открытого озера,
- 3 - двухузловой сейши открытого озера, 4 - четырехузловой сейши,
- 5 - местной сейши Джергаланского и Топского заливов.

Максимальные амплитуды одноузловой сейши достигают 15–20 см. При таких амплитудах скорость движения воды, вычисляемая по формуле $C = H\sqrt{\frac{g}{H_0}}$ (H – амплитуда сейши), составляет 2,8–3,8 см/с. Являясь градиентными, сейшевые течения не зависят от глубины озера. Поэтому даже при небольших скоростях эти течения вызывают перемещение огромных водных масс и их перемешивание вплоть до максимальных глубин.

Поперечные сейши на оз. Иссык-Куль не отмечаются. Вероятно, это связано с тем, что направление преобладающих ветров штормовой силы совпадает с продольной осью озера, а разность атмосферного давления между южным и северным побережьем не влияет на возникновение сейш.

Предположение о влиянии подземных толчков на возникновение стоячих волн на оз. Иссык-Куль не подтверждается. Так, 25 марта 1978 г. в 3 ч 05 мин местного времени произошло землетрясение силой 7 баллов в эпицентре, расположенном в 60 километрах от поста Койсары, на хребте Кунгей-Ала-Тоо. На посту Койсары после толчка произошло смещение записи самописца в сторону понижения на 30 мм. Отметка репера этого поста также уменьшилась на 30 мм. На посту Григорьевка запись самописца уровня сместилась в сторону падения на 3 мм. Остальные посты зафиксировали подземный толчок вертикальным росчерком пера без смещения записи. После землетрясения ход уровня не изменился и сейши не возникли. Это связано с тем, что при землетрясениях частота сейсмических колебаний слишком высока для того, чтобы попасть в резонанс с сейшевыми колебаниями воды в озере.

Кроме перечисленных нами стоячих волн различных периодов на постах Чолпон-Ата, Григорьевка, Тамга и Тон, расположенных в средней части озера, в июле, августе и сентябре прослеживаются колебания уровня с периодом около 16 ч. В июле 1952 г. колебания уровня с таким периодом отмечались на посту Григорьевка в течение 15 дней подряд, а на посту Чолпон-Ата – 19 дней. Колебания уровня столь большого периода обнаруживаются только на таких крупных водоемах с малыми глубинами, как Арал и Балхаш.

Возникновение долгопериодных колебаний уровня на оз. Иссык-Куль, вероятно, связано с бризовой ярко выраженной циркуляцией атмосферы в котловине в период максимального прогревания вод озера в июле, августе, сентябре. Скорость дневного бриза, дуящего с озера на сушу,

линии XIV и XV). Стремительный подъем его по схеме А.В. Шнитникова отнесен к XVI в. В середине XVII в., судя по этой схеме, Иссык-Куль стал проточным. Наши выводы, основанные на ритмическом анализе береговых линий Иссык-Куля, совпадают с выводами А.В. Шнитникова. С же говорит и знаменитое Тоссорское городище. По заключению Э.В. Шинской и Л.Г. Бондарева /1/, трансгрессия Иссык-Куля произошла в XV в., а уровень озера поднялся до отметки 1620 м, т.е. на 1 м выше современного.

Если уровень Иссык-Куля поднимается на 12 м выше его положение в 1961 г., то начинается сток озерных вод по руслу Кутемалды в Чу. На рис. I видно, что сток из Иссык-Куля должен был существовать в время формирования береговых линий XV, XIV, XIII и XII, т.е. с первой трети XVII в. и вплоть до 20-х годов XVIII в. Полученные данные не согласуются с широко известными сведениями о том, что сток из Иссык-Куля осуществлялся еще в первую четверть XIX в. /5,8/.

Таким образом, если судить по высоте и хронологии береговых линий, то с 20-х годов XVIII в. до первой четверти XIX в. стока из Иссык-Куля не должно было быть. В действительности он происходил.

В то время, когда Иссык-Куль был проточным, его уровень должен был стабилизироваться на отметке, близкой к +12 м. Соответственно на этой высоте должна была располагаться и самая высокая береговая линия. Однако в табл. I показаны четыре береговые линии (XII-XV), превышающие эту отметку на 0,21, 0,75, 1,34 и 1,87 м. Объяснить это можно только тем, что береговая зона в юго-западной части проточного оз. Иссык-Куль испытала подъем.

Сток из Иссык-Куля имел место вплоть до первой четверти - первой трети XIX в. Береговая линия VI в период своего формирования находилась на уровне стока из озера, т.е. на 6,85 м выше, чем теперь.

Таким образом, можно предположить, что береговая зона юго-западной части Иссык-Куля сначала поднялась, а затем опустилась. В моменты подъема можно оценить так. Береговая линия XV превышает уровень стока на 1,87 м, береговая линия VI находится на 6,85 м ниже уровня стока. Соответственно сумма подъема с момента формирования береговой линии XV до момента формирования береговой линии VI составляет

* В 1973 г. Кутемалдинский порог стока находился на высоте 11,4 м над уровнем озера /8/. С тех пор уровень озера продолжал медленно падать. Поэтому без особой погрешности можно принять, что порог стока в 1961 г. находился на высоте 12,0 м.

вила 8,72 м. Такой размах подъема может быть обеспечен средней его скоростью 46,1 мм/год ($\frac{8720}{1825-1636} = \frac{8720}{189}$), которая за этот промежуток времени не оставалась постоянной (табл.2).

Таблица 2

Средние скорости подъема юго-западной части
береговой зоны Иссык-Куля за ХУП, ХУШ и начало ХІХ вв.

Береговые линии	Г о д ы	Число лет	Амплитуда подъема, мм	Скорость подъема, мм/год
ХУ-ХІУ	1636-1662	26	530	20,4
ХІУ-ХІШ	1662-1692	30	590	19,7
ХІШ-ХІІ	1692-1720	28	540	19,3
ХІІ-ХІ	1720-1740	20	1790	89,5
ХІ-Х	1740-1766	26	2030	78,0
Х-ІХ	1766-1784	18	1210	67,3
ІХ-УШ	1784-1800	16	550	34,4
УШ-УП	1800-1825	25	1480	59,3

Медленный и сравнительно равномерный подъем, имевший место в ХУП в., в 20-х годах ХУШ в., резко усилился и стал менее равномерным. Главный максимум скоростей подъема приходился на интервалы времени между формированием береговых линий ХІІ и ХІ, т.е. на время между 1720 и 1740 гг.

В последующее время режим подъема сменился режимом опускания (иначе береговая линия УП не оказалась бы на 6,85 м ниже уровня стока), размах которого соответственно можно оценить этой же величиной. В ХХ в. высота береговых линий сблизилась с ходом уровней Иссык-Куля (рис.1). Поэтому всю (или почти всю) сумму опусканий логично отнести к промежутку времени между формированием береговых линий УП и ІУ, т.е. ко времени между 1825 и 1908 гг. (средняя скорость этого опускания 88 мм/год).

Тектонический режим побережий оз. Иссык-Куль в настоящее время в значительной мере стабилизировался, о чем свидетельствуют, как уже



отмечалось, кривые береговых линий и уровня Иссык-Куля, которые проходят сравнительно близко (с некоторым превышением второй над первой). Опускание береговой зоны, начавшееся в XIX в., постепенно затухает.

За последние 345 лет (1636-1981 гг.) преобладали восходящие движения. Береговая линия к востоку от устья р. Жылгындуу-Коо суммарно поднялась на 1,87 м.

Природа этих движений не изучена. Неясно, поднимается ли только юго-западное побережье озера или это касается всей его береговой линии. Неизвестно также, в каком соотношении находятся колебания береговой линии и дна озерной ванны. Описанные движения отражают, вероятно, лимноизостатический эффект. Разворачивающаяся трансгрессия вызывает изостатическое проседание дна озерной ванны и компенсационный подъем береговых линий. Согласно А.В. Шнитникову, трансгрессивные явления Иссык-Куля имели место с XVI-XIX вв. Подъем береговой линии происходил с 1636 - 1825 гг. После 1825 г. исследователями регистрируется регрессия Иссык-Куля. Согласно изостатическому эффекту она должна сопровождаться подъемом дна Иссык-Куля и компенсационным опусканием его береговых линий. Приведенные материалы указали на значительное опускание береговых линий, происходившее после 1825 г. В XX в. темп падения уровня Иссык-Куля заметно снизился и кривые береговых линий и уровня сблизились. Это может означать, что изостатическое равновесие почти восстановлено, падение уровня Иссык-Куля завершилось (или почти завершилось).

Не решая окончательно вопрос о роли тектонических движений в режиме Иссык-Куля, можно констатировать, что уровенный режим озера определяется не только балансом водной массы, но и изменением ёмкости озерной ванны. Однако помимо лимноизостатических движений в режиме Иссык-Куля могут принимать участие и тектонические движения иного порядка. В частности, итоговый подъем береговых линий юго-западного побережья Иссык-Куля почти на 2 м с изостатическим эффектом, видимо, уже не связан.

Согласно концепции А.В. Шнитникова /8/, на протяжении последних 2000 лет Иссык-Куль трансгрессировал дважды: на границы эр (до н.э. и н.э.) и с XVI по XIX в. Однако существует и иная точка зрения. С.У. Мурзаков и Д.Ф. Винник /6/ на основании исторических и археологических материалов, в последнем двухтысячелетии выделяют не две, а четыре трансгрессии Иссык-Куля: со II в до н.э. до I в н.э., около

IV-VI вв. н.э., в VII-VIII вв. и, наконец, со второй половины XVIII до первой половины XIX в. Из рис.2 видно, что обе системы достаточно далеки одна от другой. Наиболее существенные различия относятся к промежутку времени со II до VIII вв. (включительно), когда, согласно первой системе, трансгрессивные условия сменились регрессивными, а, согласно второй, наоборот, регрессивные условия сменились трансгрессивными, а также к промежутку времени с XVI до первой половины XVIII в., когда по первой системе была трансгрессия, а по второй продолжалась регрессия.

Несовпадение этих двух систем вряд ли можно объяснить ошибочностью одной из них — обе основываются на многочисленных данных*. Ответ на вопрос, почему Иссык-Куль мог одновременно испытывать и трансгрессивные, и регрессивные явления, по-моему, мнению следует искать в лимноизостатическом эффекте.

Подъем уровня Иссык-Куля сопровождается проседанием дна озерной ванны и компенсационным подъемом береговой зоны. При опускании уровня озера картина, очевидно, будет обратной. Террасоподобные уровни Иссык-Куля, образовавшиеся в результате неравномерного подъема озерного ложа по системе разломов, отчетливо выражены только вдоль южного и отчасти восточного берегов озера. Ни на северном, ни на западном берегах озера эти уровни отсутствуют /4/.

Таким образом, можно сделать следующий вывод: механизм лимноизостатических движений, видимо, присущ только южному и восточному побережьям озера. Это значит, что дно озерной ванны испытывает односторонний перекося: ее южная и восточная части опускаются, а северная и западная остаются стабильными (или почти стабильными). Соответственно компенсационные подъемы береговой зоны присущи только южному и восточному берегам озера.

Изостатический эффект наиболее отчетливо должен проявляться в те отрезки времени, когда энергично происходит смена режима озера, т.е. в моменты быстрого подъема или быстрого спада его уровней. Во время подъема южные и восточные берега озера оказываются взброшенными и создается ложный эффект регрессии. Во время спада уровней, наоборот, южные и восточные берега проседают и создают ложный эффект трансгрессии. В остальные промежутки времени изостатический эффект ослаблен и колебания уровней северного и южного берегов протекают более или менее параллельно.

* Система А.В.Шнитникова преимущественно относится к северному берегу озера, а С.У.Умурзакова и Д.Ф.Винника — к восточному берегу.

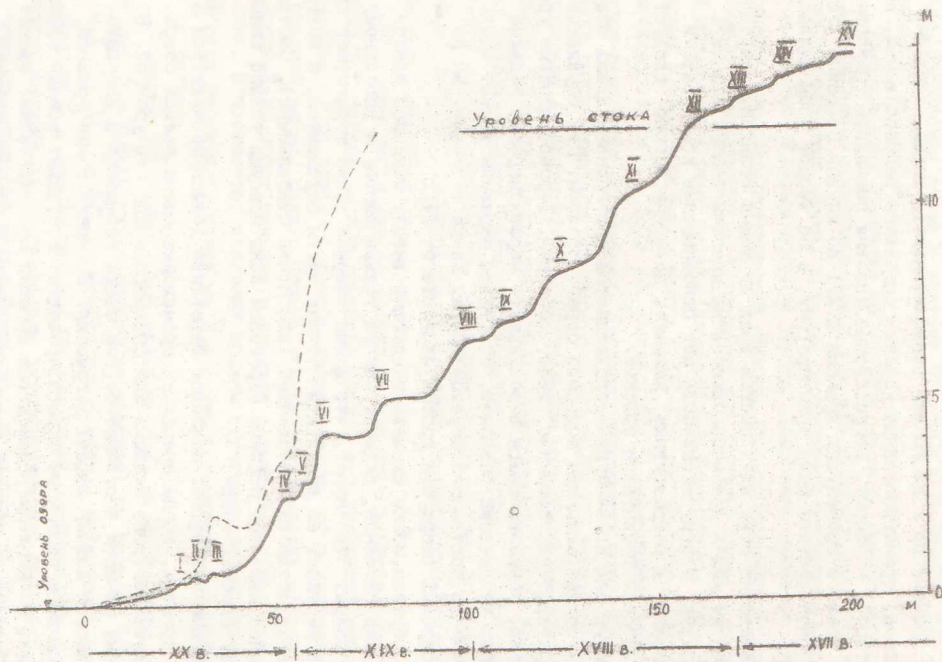


Рис. I. Поперечный профиль береговой линии оз.Иссык-Куль к востоку от впадения р.Жылгындуу-Коо,

I-XV - береговые валы.

Условные обозначения: --- - примерный ход падения уровня Иссык-Куля.

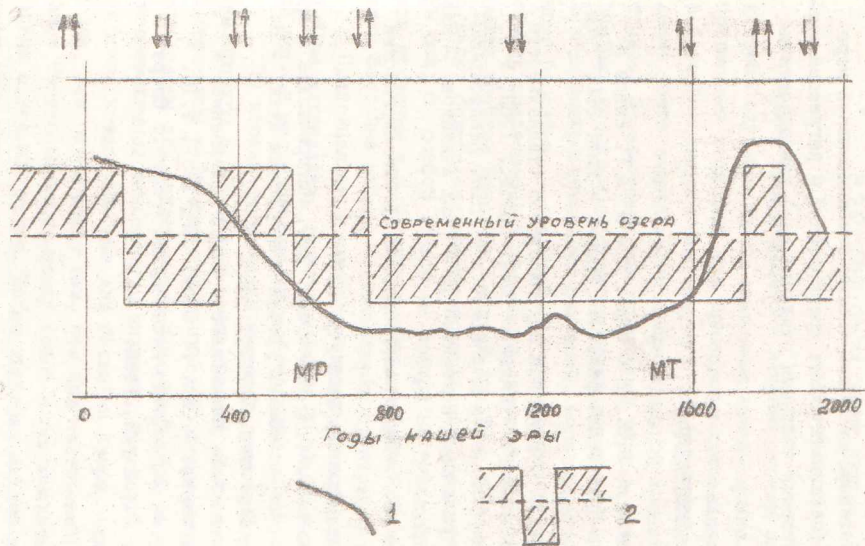


Рис. 2. Колебания уровня оз.Иссык-Куль за последние 2000 лет. - 1- по А.В.Шнитникову, 2 - по С.У.Умурзакову и Д.Ф.Виннику (схематично).

MP и MT - соответственно максимум регрессии и максимум трансгрессии на озерах северного подшарья.

Стрелками показано совпадение или несовпадение хода уровней Иссык-Куля по первой и второй системам.

Между рассчитанным испарением с суши E_c /2/, с водной поверхности /3/ выявляется (рис.1) соотношение, из которого следует, что росту испарения с суши E_c соответствует убывание испарения с водной поверхности $E_{вл}$. Испарение с озера $E_{вл}$ в 3-5 раз превосходит испарение с суши E_c . Аналогичное соотношение было ранее получено авторами для озера Чаны [1].

Можно полагать, что отрицательная корреляция испарения с водной поверхности озера $E_{вл}$ и испарения с суши, характерная для озера Чаны и Иссык-Куль, не может рассматриваться как случайная, а имеет определенную степень общности для озер, расположенных в условиях засушливых и полузасушливых водосборных бассейнов.

Причина отрицательной корреляции (рис.1), очевидно, заключается в том, что в условиях избыточности (или достаточности) радиационных ресурсов для испарения с водной поверхности (или в условиях избыточно увлажненной орошаемой поверхности) испарения с суши E_c ограничено лишь доступностью влаги. В результате в избыточно увлажненные годы испарение с суши E_c возрастает и, наоборот, в засушливые годы оно уменьшается. В то же время наибольшее испарение с поверхности озера $E_{вл}$ отмечается в засушливые годы, когда радиационные ресурсы повышены (при уменьшенной облачности). В годы же с обильными осадками испарение с водной поверхности озера $E_{вл}$ уменьшено.

Можно полагать, что связи, типа выявленных, с точностью до знака могут быть характерными и для других озер зон засушливого или периодически засушливого климата, тогда как в зонах достаточного или избыточного увлажнения они могут быть иными. В первом приближении их характер может быть таким, что в годы увеличенных радиационных ресурсов испарение может возрастать не только с водной поверхности, но и с окружающей озеро суши. Однако этот вопрос требует дальнейшего рассмотрения.

По соотношению $E_{вл} = f(E_c)$ (рис.1) рассчитано испарение с водной поверхности $E_{вл}$ озера почти за 100-летний период (рис.2).

Между суммами осадков с апреля по октябрь и календарный год $X_{иг}$, с одной стороны, и испарением с суши E_c с другой, существует (рис.3) достаточно четкое взаимно-однозначное соответствие.

Анализ полученных данных позволяет оценить многолетние тенденции (рис.4) изменения осадков X , испарения с суши E_c и водной поверхности озера $E_{вл}$, расчетного стока $y = X - E_c$.

С поверхности водного зеркала озера ежегодно испаряется почти метровый слой воды. С поверхности суши, окружающей озеро, испаряется влаги 150-200 мм, т.е. значительно меньше. Возможное испарение

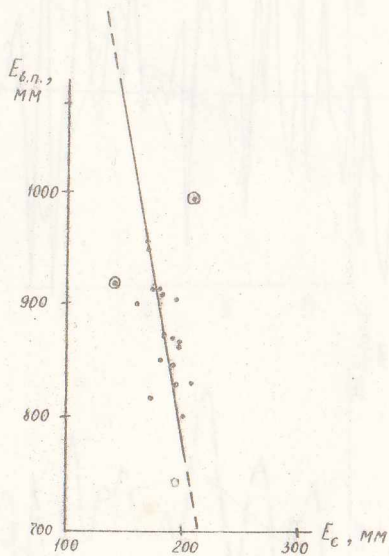


Рис. 1. Соотношение между испарением с водной поверхности ($E_{вп}, мм$) и испарением с водосбора ($E_c, мм$) за апрель-октябрь.

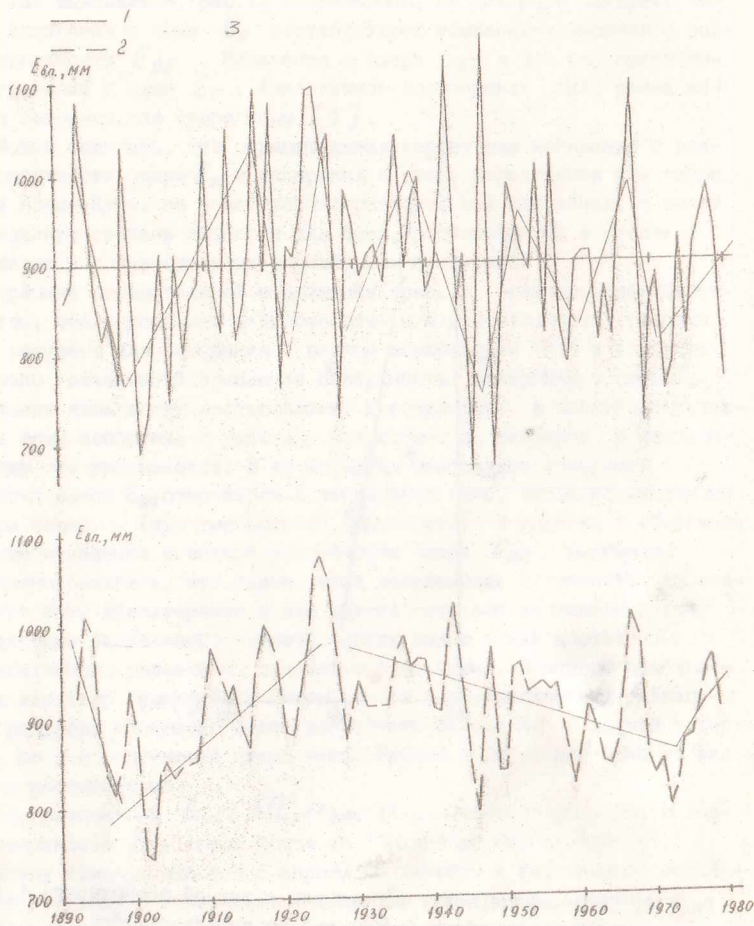


Рис. 2. Многолетний ход испарения с водной поверхности ($E_{вл.}$, мм):
 1 - ежегодное, 2 - 3-летние, сглаженные, 3 - линейный тренд.

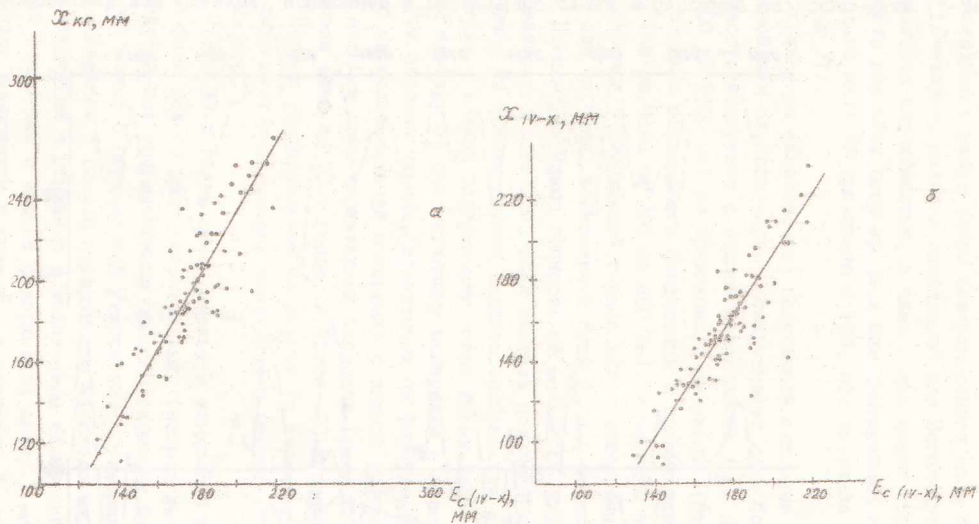


Рис.3. Соотношение между испарением с водосбора и осадками за апрель-октябрь:
а - осадки за календарный год; б - осадки за апрель-октябрь.

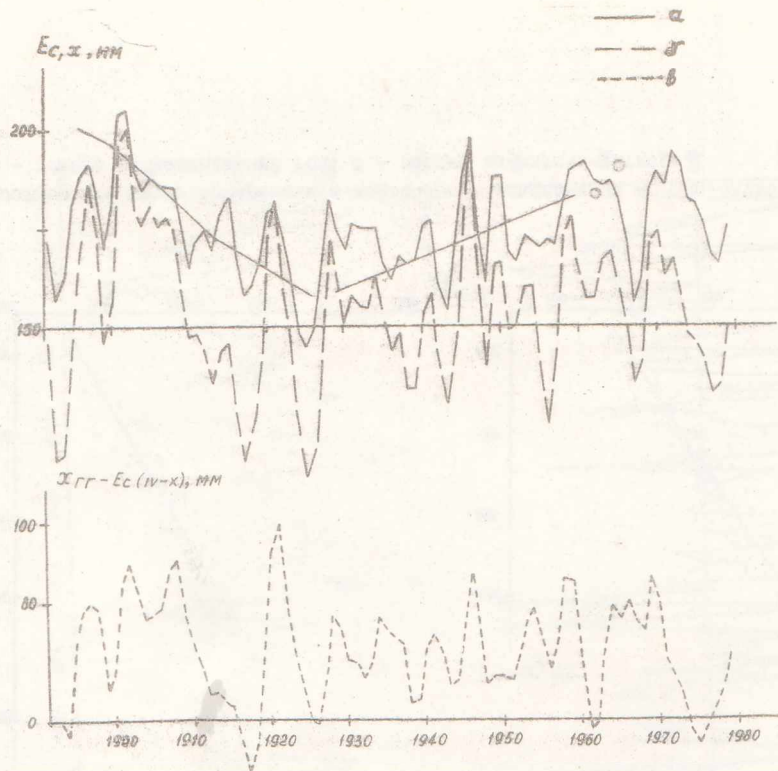


Рис.4. Многолетний ход осадков, испарения и расчетного стока в бассейне оз.Иссык-Куль (3-летние, сглаженные):

а - испарение с суши; б - осадки, рассчитанные по нормам и ежемесячным аномалиям;
в - сток за апрель-октябрь.

в прибрежном поясе, определяемое радиационными ресурсами, значительно превышает фактическое на суше, где оно ограничено количеством выпадающих осадков и увлажнением поверхностного слоя почвы (рис.1).

Очевидно, наличие выявленной для Иссык-Куля связи $E_{вп} = f(E_c)$ не является случайностью, а сама связь имеет определенную степень общности для всех озер ар. или семиаридных зон, она может быть несколько иной по сравнению с той, что выявлена для Иссык-Куля и оз.Чаны /1/.

Сравнение зависимости, полученной авторами для оз.Чаны, с аналогичной для оз.Иссык-Куль обнаруживает лишь более значительную изменчивость испарения с водной поверхности $E_{вп}$ на высокогорном озере (от 700 до 1100 мм) по сравнению с равнинным (от 550 до 600 мм) при относительно большем его изменении с поверхности суши, окружающей озеро (на оз.Чаны от 200 до 400 мм), и меньшем диапазоне изменчивости испарения с окружающей горное озеро котловины (от 200 до 250 мм). Как и для оз.Чаны, испарение с суши E_c и с водной поверхности озера $E_{вп}$ Иссык-Куль имеют точность не меньше 5% в 99%-ом доверительном интервале. Это дает основания считать полученные данные (рис.2) правильными. Их анализ должен выявить особенности многолетнего хода испарения с водной поверхности озера Иссык-Куль $E_{вп}$, оцененного косвенным методом по рассчитанному испарению с поверхности суши E_c .

При анализе данных, сглаженных по формуле трехчленного сглаживания, о многолетнем ходе испарения с водной поверхности обращает внимание наличие двух характерных периодов (рис. 2б) в исходном ряде - от начала века до 30-х годов, и после 30-х годов до настоящего времени. Первое тридцатилетие на низких (в терминах 100-летнего ряда) и средних частотах имела тенденция к повышению испарения с водной поверхности.

После 30-х годов обнаруживается тенденция к уменьшению испарения на фоне целого ряда неправильных (неправильных - в смысле трудно представимых упорядоченным набором гармоник Фурье) колебаний. Тем не менее можно с определенной уверенностью утверждать, что после 30-х годов испарение с водной поверхности не стало возрастать, а скорее имело тенденцию к убыванию с диапазоном колебаний около 200 мм при среднем испарении с водной поверхности около 1 м/год.

Между испарением с суши E_c и осадками X выражена достаточно четкая зависимость, согласно которой росту осадков соответствует рост

испарения (рис.3) с суши E_c . Испарение водного слоя с суши в отдельные годы на 20-30 мм меньше, чем осадков, выпадающих за календарный год (рис.3а). Оно почти полностью покрывает осадки с апреля до октября (рис.3б), составляющие до 70-75% годовых.

При анализе многолетнего хода изучаемых элементов водного баланса использовались величины, сглаженные трехлетним осреднением, почти не искажающим спектральную природу исходных рядов. В частности, сглаженное испарение с водной поверхности определялось по формуле
$$E_{вп} = \frac{E_{впn-1} + 2E_{впn} + E_{впn+1}}{4}$$
, где индекс $n-1$ - означает данные за $n-1$ год, n - за данный год, а $n+1$ - данные за $n+1$ год.

Многолетний ход испарения с суши и осадков не обнаруживает каких-либо четко выраженных тенденций своего изменения. Если учесть, что в водном балансе оз.Иссык-Куль испарение с суши и осадков незначительны по отношению к испарению с водной поверхности $E_{вп}$, то вряд ли их многолетним ходом можно объяснить тенденцию к длительному снижению уровня. Объяснение же падения уровня оз.Иссык-Куль разбором воды на орошение может иметь силу лишь для послевоенных лет и особенно за последние годы, если будет доказана значимость этой расходной составляющей в водном балансе озера.

Возможность механизма саморегулирования как следствие нелинейного влияния изменения площади озера при падении (или приращении) его уровня для данной стадии эволюции уровня режима также не существенна. В настоящее время мелководная часть озера составляет незначительную долю его площади.

Выявленная тенденция к понижению испарения с водной поверхности (рис.2) указывает на невозможность причинно-следственного объяснения падения уровня изменением изученных составляющих водного баланса. Таким образом, в качестве возможных механизмов, объясняющих неуклонное падение уровня, остается или уменьшение грунтового питания, которое по оценкам, сделанным в прошлые годы $1/4$, составляет до половины или больше всей приходной части водного баланса озера, или возможность подземного стока в другой бассейн. Последнее как будто бы исключается учеными Института озероведения АН СССР. Возможность понижения дна озера в условиях тектонической активной зоны не исключена, однако против нее говорит относительная равномерность и систематичность текущего падения уровня озера.

Для проверки сделанного допущения о справедливости обратного соотношения испарения с озера и с суши, а также для объяснения его

причин представляет интерес анализ барико-циркуляционных условий в годы аномально большого и малого испарения с поверхности водоема. Если годам аномально большого испарения с водной поверхности будет соответствовать такой режим барико-циркуляционных условий, который обуславливает пониженную облачность, то можно считать сделанные допущения оправданными. Противоположная картина в годы аномально малого испарения с водной поверхности должна указывать на неслучайность уменьшения его как следствие уменьшения доступных радиационных ресурсов, затрачивающихся на испарение.

Для выяснения этого вопроса анализировались условия для следующих двух группировок лет (рис.5,6): годы аномально большого испарения с водной поверхности оз.Иссык-Куль (1968,1948,1943,1925,1917) и аномально малого испарения с водной поверхности (1969,1949, 1946,1927, 1901).

Для каждого года из двух групп лет определялись отклонения (от среднего многолетнего) повторяемости антициклонической циркуляции, которые оценивались по каждому из 8 подрайонов Европейского естественного синоптического района. Заметим, что оз.Иссык-Куль относится к подрайону номер 8, в который входит обширная территория формирования барических образований на южной половине Среднего региона (юг Западной Сибири и Средняя Азия).

Отклонения от среднего оценивались отдельно для летнего периода (июнь, июль, август) и в целом для года. Так, в годы аномально повышенного испарения с водной поверхности в 80% случаев над рассматриваемым районом преобладают антициклонические поля (рис.6а), тогда как в годы аномально пониженного испарения (рис.6б) повторяемость антициклонических образований уменьшается в 2 и более раз, что указывает на явное преобладание циклонических процессов, обеспечивающих возрастание облачности, уменьшающих суммарную радиацию, и, следовательно, и радиационные ресурсы испарения с водной поверхности. При этом возрастает возможность проникновения воздушных масс из более высоких широт, поскольку изменяется система циркуляционных процессов на обширных территориях: разрушение гребня высокого давления при аномально большом испарении с озера (рис.6а) и "накачка" относительно более холодного воздуха в системе антициклон-циклон на севере ЕТС и юге Среднего региона (рис.6б) при аномально малом.

Таким образом, построенные карты, характеризующие барико-циркуляционные условия в годы с аномально малым (рис.5б,6б) и аномально

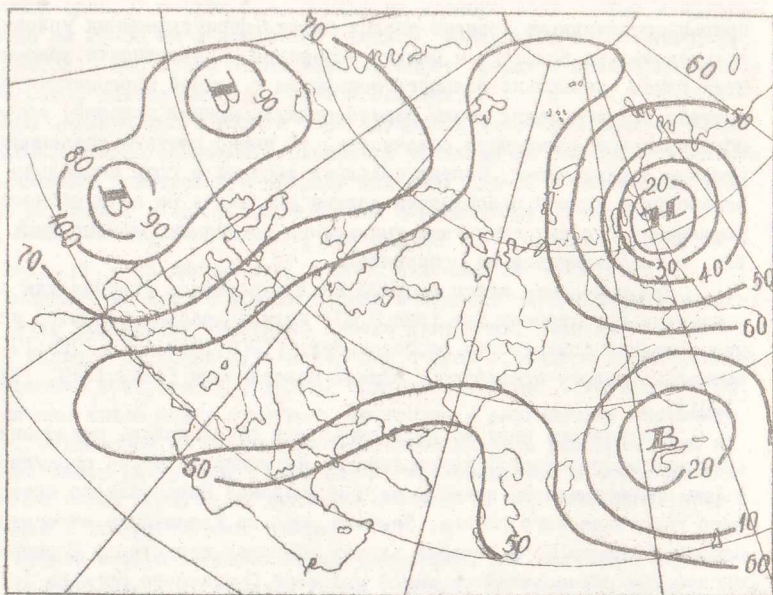


Рис. 5 а. Отклонения числа дней с антициклонической циркуляцией от многолетних средних в годы с аномальным испарением с водной поверхности оз. Иссык-Куль. Суммы отклонений за годы с аномально большим испарением с водной поверхности (1908, 1948, 1943, 1925, 1917).

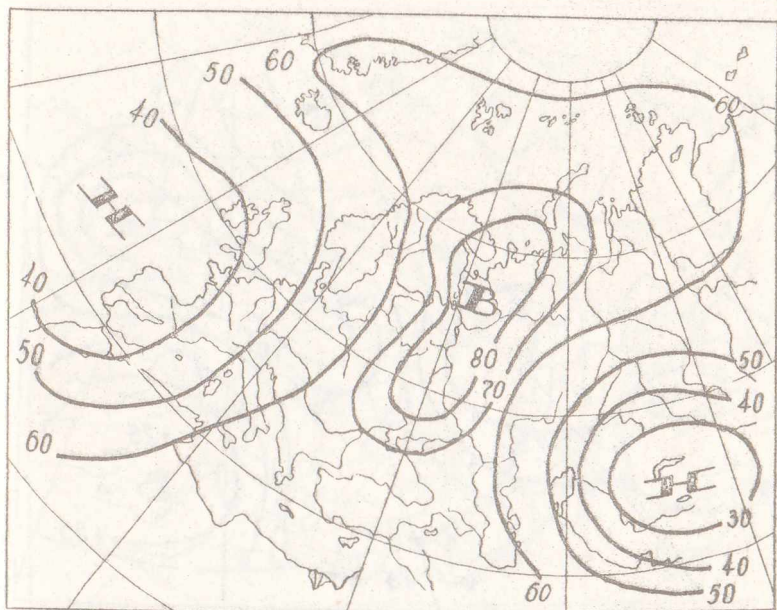


Рис. 5 б. Отклонения числа дней с антициклонической циркуляцией от многолетних средних в годы с аномальным испарением с водной поверхности оз. Иссык-Куль. Суммы отклонений за годы с аномально малым испарением с водной поверхности (1969, 1949, 1946, 1927, 1901).

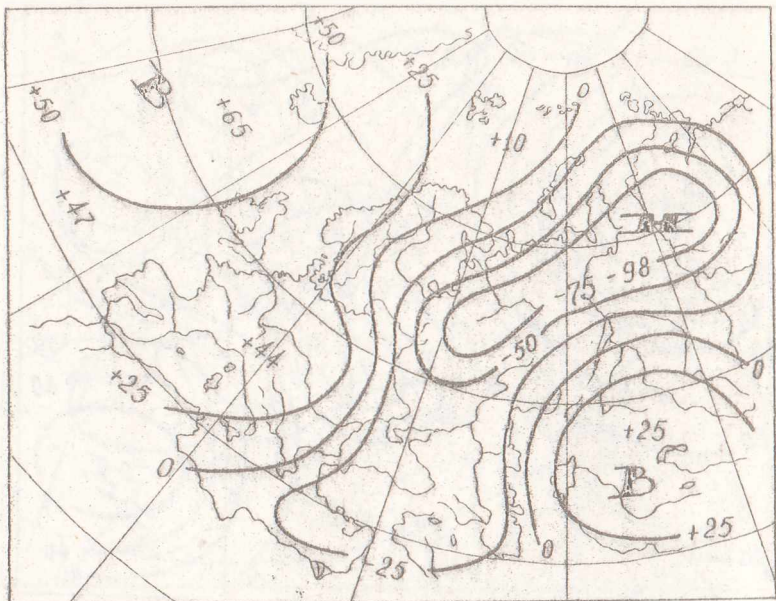


Рис.6 а. Повторяемость антициклонической циркуляции летом (июнь-август). Годы anomalно большого испарения с водной поверхности.

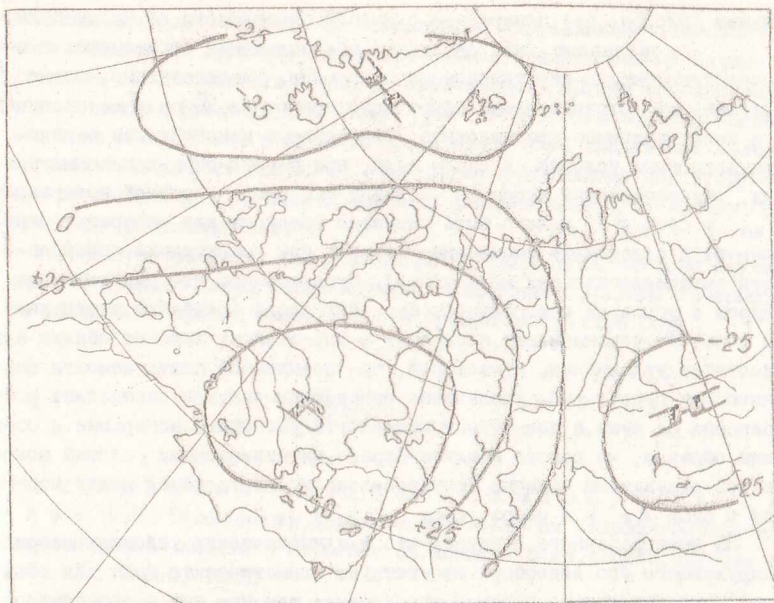


Рис. 6 б. Повторяемость антициклонической циркуляции летом (июнь - август). Годы аномально малого испарения с водной поверхности.

большим (рис.Ба, ба) испарением с водной поверхности оз.Иссык-Куль, указывают, что сделанные предположения согласуются с изменчивостью барико-циркуляционных процессов. Следовательно, можно полагать, что отрицательная корреляция испарения $E_{\text{оз}}$ и $E_{\text{с}}$ неслучайна и имеет причинно-следственное объяснение в изменчивости барико-циркуляционных условий. В самом деле, при барико-циркуляционных условиях, обеспечивающих аномально большое испарение с водной поверхности $E_{\text{оз}}$ с суши $E_{\text{с}}$ должно быть понижено (ресурсы для испарения ограничиваются вследствие уменьшения осадков при возрастании повторяемости антициклонических циркуляций). Существенно, что радиационные ресурсы в условиях водосборного бассейна озера (особенно в его нижней зоне) не ограничивают испарение и оно зависит лишь от обилия или недостатка увлажнения. И наоборот, при повышенной повторяемости циклонических циркуляций, увеличение выпадающих осадков определяет рост испарения на суше, а повышенная облачность уменьшает испарение с озера. Таким образом, на основе анализа барико-циркуляционных условий можно считать доказанным наличие противоположного соотношения между испарением с суши $E_{\text{с}}$ и с озера $E_{\text{оз}}$.

Из вышесказанного следует, что в климатических условиях озера и окружающего его водосбора отсутствует климатическая база для объяснения непрекращающегося падения его уровня, так как нет прогрессивного уменьшения осадков и направленного увеличения испарения с водосбора. Об этом свидетельствует и то, что многолетний ход разности (осадки X минус испарение с суши $E_{\text{с}}$), которую в силу ряда причин следует рассматривать лишь как индекс стока U_p , а не саму его величину (рис.4в), также не указывает на длительную тенденцию уменьшения стока. Более того, многолетняя тенденция изменения испарения с водной поверхности скорее должна способствовать повышению приходной части водного баланса, чем ее уменьшению. Это следует из того, что многолетний ход испарения с водной поверхности $E_{\text{оз}}$ обнаруживает не рост, а скорее длительное многолетнее уменьшение при одновременной тенденции к понижению уровня озера.

Следовательно, объяснение уменьшения уровня озера надо искать в других причинах, часть которых была указана в начале статьи.

Можно полагать, что изменение подземного стока во времени может рассматриваться как одна из важнейших причин длительного падения уровня озера. К сожалению, об этой составляющей водного баланса озера известно слишком мало. Запасы подземных вод и их изменение могут с

большим сдвигом следовать за изменениями составляющих теплового и водного баланса во время. Вклад подземного стока в водный баланс не уступает по значимости (если не превосходит) другим его составляющим, определяющим приходную его часть [4]. Уменьшение запасов подземных вод и их поступление в бассейн озера может быть следствием условий климатических эпох (например, уменьшение поступления вод в грунт в прогрессивную фазу динамики ледников данного края), отстоящих от современной на десятки лет.

Следует отметить, что, несмотря на длительную историю изучения водного баланса озера Иссык-Куль, до настоящего времени исчерпывающего объяснения причин изменения его уровня нет.

ЛИТЕРАТУРА

1. А да мен ко Б.Н., А лек сан дра ва Л.С., К лы й ко ва Н.П. Особенности барико-циркуляционных условий периодов аномальной увлажненности в бассейне оз. Чаны. - В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л.: Наука, 1982.

2. И ва но в Ю.Н. Метод расчета месячных сумм испарения с поверхности суши. - Тр. САРНИГМИ, 1975, вып. 25 (105).

3. П ре с не ц о ва А.С. Испарение с водной поверхности озера Иссык-Куль. - Тр. САРНИГМИ, 1978, вып. 69 (150).

4. Ш ни т ни ко в А.В. Иссык-Куль. Природа, охрана и перспективы использования озера. Фрунзе: Илим, 1979.

З.В. АЛЕШИНСКАЯ

А.П. МЕЛЬНИКОВА

О.А. ПОМОРЦЕВ

АБСОЛЮТНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОБЩЕЙ УВЛАЖНЕННОСТИ

БАССЕЙНА ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ В ГОЛОЦЕНЕ

Спорово-пыльцевые спектры озерно-болотных отложений являются уникальными и объективными источниками информации о растительности и

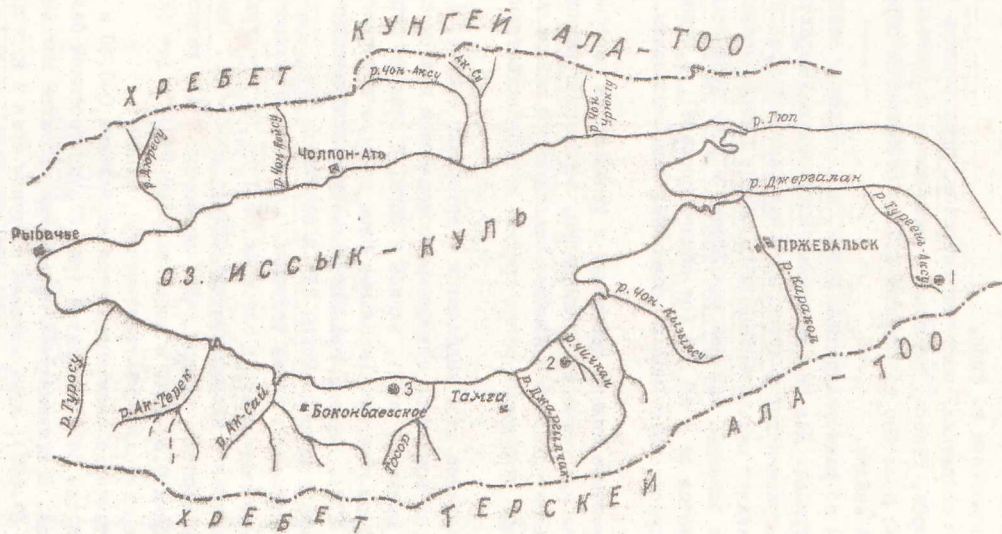
и климате прошлого. Палинологические данные в комплексе с радиоуглеродными определениями позволяют проследить смену типов растительности, следовательно, и климатические изменения в хронологической последовательности. С этой целью нами изучены три разреза торфяников на северном склоне хр. Терской Ала-Тоо в долинах рр. Тургенъ, Чичкан, Кажи-Саз.

Прежде чем перейти к изложению результатов исследования, остановимся на некоторых методических вопросах.

Реконструкции климата по данным спорово-пыльцевого анализа голоценовых отложений Тянь-Шаня и в целом Средней Азии опираются, главным образом, на изучение изменения содержания пыльцы древесных пород в общем составе пыльцы и спор. В аридных условиях, где распространение лесной растительности ограничено сухостью климата и высокими температурами, степень участия пыльцы древесных пород в спектрах является важнейшим показателем увлажнения и похолодания климата /1/.

Для района исследования характерны монодоминантные леса из ели Шренка (*Picea schrenkiana*), породы достаточно влаголюбивой. Максимальная ширина лесного пояса и облесенность склонов отмечаются в наиболее влагообеспеченных районах — на востоке Иссык-Кульской котловины. В связи с этим при интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров увеличение процентного содержания пыльцы ели и, следовательно, возросшая облесенность гор связываются с повышением общей увлажненности климата. Подробно вопросы интерпретации спорово-пыльцевых спектров голоценовых отложений рассмотрены в /6/. Основные положения этой работы заключены в том, что интерпретация палинологических данных разрезов из всех высотных поясов должна быть одинаковой, так как лесная часть спектров отражает в большей степени процессы, протекающие в лесном поясе в целом (процесс расширения или сужения), а динамика границ лесного пояса лишь усиливает или ослабляет отражение этих процессов в зависимости от положения исследуемого разреза в системе поясности.

Торфяник Тургенъ расположен на верхней границе лесного пояса, в восточной части хр. Терской Ала-Тоо на высоте 3050 м над ур.м (рис.1). Ширина долины на этом участке достигает 1 км. Ее борта крутые, изобилуют осыпями, днище заполнено мореной, а также материалом водных и грязе-каменных потоков. Условия для заболачивания и накопления торфа созданы в результате подпора грунтовых вод отложениями конуса выноса небольшого ручья, впадающего справа в р.Тургенъ-Аксу, в районе слияния с р.Таштамбектор. В месте заложения шурфа



● - положение разрезов.

Рис. 1. Схема положения разрезов.

произрастает в основном осока. На склонах долины встречаются отдельные группы елей с подлеском из арчи.

Озерно-болотные отложения, вскрытые разрезом, представлены чередованием прослоев торфа, супеси, суглинка с включением растительных остатков. Из разреза послойно до глубины 1.32 м отобрано 28 образцов на спорово-пыльцевой анализ.

В разрезе, судя по радиоуглеродным датам, представлены отложения субатлантического периода. Для спорово-пыльцевых спектров характерно преобладание пыли травянистых и кустарничковых растений (рис.2), основу которой составляет пыльца осоковых (до 68%). Пыльца древесных пород представлена в основном пылью ели Шренка и арчи туркестанской. Ее содержание колеблется от 4 до 32% (от общего состава). В незначительном количестве присутствует пыльца облепихи, ивы, смородины, пихты, березы.

Различное соотношение пыли древесных и травянистых растений позволяет выделить на диаграмме три палинозоны, отражающие важнейшие этапы в развитии растительности и климата исследуемого района в субатлантическом периоде, отвечающие ранне-средне- и поздне-субатлантическому времени.

Раннесубатлантические слои выделяются в интервале 0.80-1.31 м (палинозона 3) и характеризуются повышенным содержанием пыли ели (до 19-28% от суммы пыли и спор), злаков и осок. В этих же слоях отмечен максимум пыли полевой. Базальные слои разреза датируются 2850 ± 150 лет (УПИ - 278). Верхняя граница раннесубатлантического времени проводится на спаде кривой пыли ели и осоковых.

В среднесубатлантических слоях (глубина 0.40-0.80 м палинозона 2) отмечается минимум пыли ели в спектрах (от 1 до 14%) содержание осок в группе пыли трав и кустарничковых падает до 29-30%. Отмечается максимум пыли маревых, эфедры (4%), цикоревых (4%), разнотравья. Образец торфа с глубины 0.38-0.44 м имеет возраст 1070 ± 36 лет (УПИ - 277) и маркирует средне-поздне-субатлантическую границу.

Поздне-субатлантические слои выделяются на глубине 0-0.40 м по максимуму пыли ели (до 54%) на кривой (рис.2), построенной без учета пыли осоковых. С кульминацией пыли ели сопряжен максимум пыли осоковых (до 67-69%), доминирующей в группе трав и кустарничков. В этих же слоях отмечен минимум пыли разнотравья, маревых, полевой, эфедры.

Торфяник Чичкан расположен на высоте около 2000 м в лугово-степном поясе на границе с лесным и занимает расширенное дно долины. По мнению Л.Г.Бондарева /2/, заболачивание дна долины и формирование торфяника обусловлено подпором грунтовых вод порогом коренных палеоген-неогеновых пород, образованным в результате тектонических поднятий. Ширина долины в этом месте достигает 1,5 км. Правый борт занят сухо-степной растительностью с участием полыней, чия, типчака, кустов терексена, караганы. Склоны северо-восточной экспозиции левого борта долины поросли еловым лесом.

Поверхность болота имеет выпуклую форму. В растительном покрове преобладают тростник и осоки. Встречаются кустики ивы.

В центре болота был заложен шурф. Разрезом вскрыто следующее строение торфяной залежи:

1. Торф слаборазложившийся, с мощными корнями тростника (*Phragmites com.*) в слое 0-0,5 м. Постепенно степень разложения увеличивается до хорошо разложившегося на глубине 0,75 м. Контакт с нижележащим слоем четкий.

0,00 - 1,25 м

2. Суглинок тяжелый, илистый, плотный с растительными остатками, на глубине 1,35 м с дресвой. Контакт с нижележащим слоем резкий.

1,25 - 1,40 м

3. Торф средней степени разложения с двумя прослоями суглинка (I см) на глубине 1,56 и 1,63 м. На глубине 2 м обломки древесины.

1,40 - 2,15 м

4. Суглинок тяжелый, илистый, с большим содержанием органики.

2,15 - 3,10 м

Методом спорово-пыльцевого анализа изучены 43 образца. Пыльца и споры в большом количестве присутствуют во всех проанализированных пробах. Подстилающие торф суглинки содержат единичные пыльцевые зерна, что, очевидно, связано с большой скоростью осадконакопления.

Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Чичкан (рис.3) охватывает вторую половину суббореального и весь субатлантический периоды. Для нее характерно преобладание пыльцы травянистых и кустарничковых растений. Основу пыльцы этой группы составляет пыльца осоковых. Процент пыльцы древесных и кустарничковых пород не превышает 27%. По соотношению пыльцы древесных и травянистых растений и их составу на спорово-пыльцевой диаграмме выделяется 4 палинозоны.

В интервале глубин 2,10-3,10 м обнаружены единичные пыльцевые

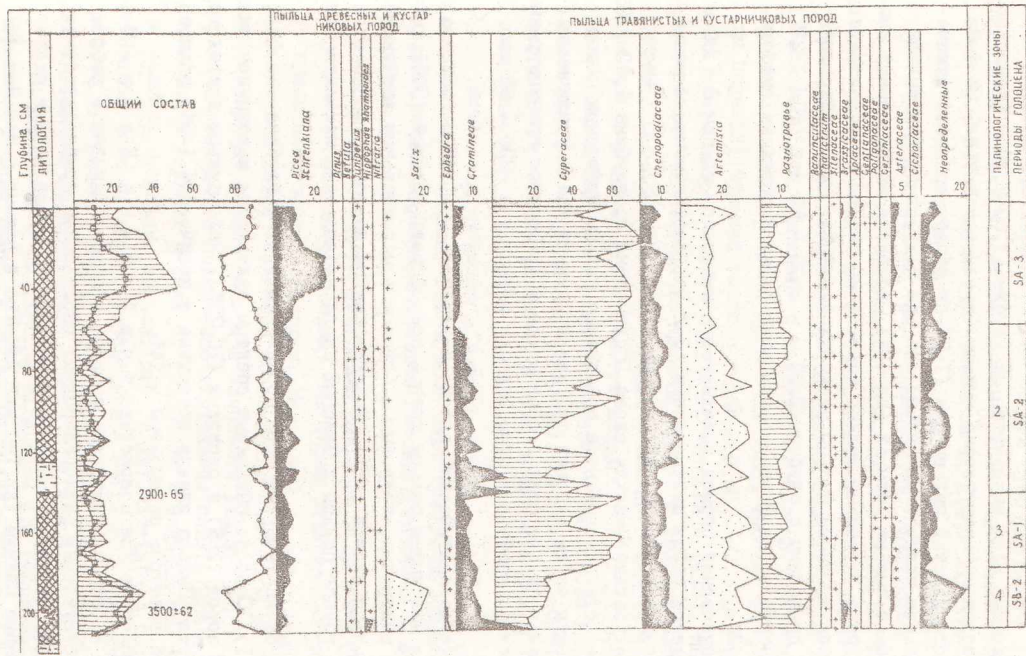


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника Чичкан (см. усл. обозначения на рис.2).

зерна представителей трав сухостепных группировок - полыней, маревых и березы.

Суббореальные слои выделяются на глубине 1,80-2,10 м (палинозона 4) по постоянному присутствию пыльцы березы в спектрах. На фоне незначительного участия пыльцы ели (1-7% от общего состава) отмечается значительное количество пыльцы ивы (до 21%). В группе пыльцы трав преобладает пыльца полыней (до 42%), достигая максимальных значений для разреза. Довольно велико содержание пыльцы злаков и маревых, при минимальном значении пыльцы осоковых (16-28%). Радиоуглеродная дата образца древесины с глубины 2,00 м - 3500 ± 62 лет (УПИ - 227) позволяет отнести время формирования этих слоев к середине суббореального периода.

Субатлантический период выделяется в интервале глубин 0-1,80 м и характеризуется тремя палинозонами (3,2,1), соотносимыми с ранне-, средне- и позднесубатлантическим временем.

Для раннесубатлантических слоев (палинозона 3, глубина 1,40-1,80) характерно несколько повышенное содержание пыльцы древесных пород (3-13%), большую часть которой составляет пыльца ели и увеличение в целом содержания пыльцы осок в среднем до 45%. Верхняя граница раннесубатлантического времени в этом разрезе датируется 2900 ± 65 лет (УПИ - 229).

В среднесубатлантических слоях (интервал 1,00-1,40 м, палинозона 2) отмечаются максимумы пыльцы трав - керофитов: полыней (36%), маревых (21%), цикоревых, астровых и близкое к максимальным значениям содержание пыльцы злаков (28%). Участие пыльцы осоковых уменьшается до 20-23%. В группе пыльцы древесных пород наблюдается максимум пыльцы арчи.

Позднесубатлантические слои прослеживаются на глубине 0-0,60 м (палинозона 1). Спорово-пыльцевые спектры отличаются максимумом пыльцы древесных пород (26%) и осоковых (70-75%). Роль пыльцы других трав резко снижается. Пыльца злаков встречена в количестве 1-6%, полыней в большинстве спектров палинозоны - 14%.

Геоморфологическое положение торфяника Кажинский, его строение и спорово-пыльцевые спектры подробно описаны в работе /10/. Из-за отсутствия радиоуглеродных определений приблизительная оценка возраста отложений разреза была дана по корреляции с палинозонами торфяника Каинды (хр. Терской Ала-Тоо в долине р. Чон-Нывылу, высота 2350 м).

На диаграмме рг реза Кажи-Саз выделено 5 палинозон (рис.4). Палинозоны 4,5 характеризуют осадки суббореального периода (глубина на 0,90 - 1,50 м), а палинозоны 1,2,3 - субатлантического (глубина 0 - 0,90 м). В целом для палинозон 2, 3,4,5 характерно незначительное участие пыльцы древесных пород (1-8%) и осоковых при абсолютном господстве пыльцы трав - ксерофитов. Палинозона 1 выделяется по увеличению содержания пыльцы древесных пород до 24% от общего состава и резкому изменению соотношения пыльцы древесных пород и трав. Три пика повышенного содержания пыльцы ели на глубинах 0,39, 0,21 и 0,05 м совпадают с максимумами пыльцы осоковых. Максимальным значениям пыльцы осок и древесных пород соответствуют минимумы пыльцы полыней. Образец торфа с глубины 0,65 - 0,70 м в разрезе Кажи-Саз имеет возраст по C^{14} 640 ± 50 лет (ТА - 1425). Несколько выше датированного слоя лежит граница ранне- и поздне-субатлантического времени (SA-2/SA-3), совпадающая с нижней границей палинозоны 1. Эта граница в разрезе Тургенъ имеет возраст 1070 ± 36 лет, в разрезе Чичкан - оклоз 1000 лет (возраст определен на основе интерполяции имеющихся датировок по данному разрезу). Мы склонны считать верными для этого рубежа последние даты, а дату в разрезе Кажи-Саз - несколько омоложенной.

Данные исследований и вышеизложенные положения об интерпретации палинологических данных позволяют судить об изменчивости общей увлажненности климата во второй половине голоцена в бассейне оз. Иссык-Куль.

Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов всех трех торфяников характеризуются большим сходством. Некоторое отличие диаграмм разрезов из сухостепного пояса (Чичкан, Кажи-Саз) от диаграммы разреза из субальпийского пояса (Тургенъ) объясняется различной динамичностью нижней и верхней границ леса при изменении увлажненности. На всех диаграммах отмечается повышенное содержание пыльцы древесных пород и осоковых в верхних частях по сравнению с нижними при уменьшении пыльцы полыней, маревых, злаков, что свидетельствует о расширении лесных ценозов, влажных лугов, торфяников и сокращении сухостепных группировок. Это явилось результатом нарастания общей увлажненности климата в бассейне оз. Иссык-Куль.

Спорово-пыльцевые спектры палинозон 4,5 свидетельствуют о незначительном распространении лесных массивов в горах Иссык-Кульской котловины в суббореальное время, что явилось отражением сухих климати-

ческих условий в промежутке от 3 до 4,5 -5,0 тыс. лет назад. Причем наиболее аридные условия отмечаются в середине суббореального периода - от 3 до 4 тыс. лет назад.

В самом конце суббореального и начале субатлантического времени (от 2 до 3 тыс. лет назад) климат становится влажнее. Спорово-пыльцевые спектры палинозоны 3 на всех диаграммах торфяников фиксируют расширение лесных массивов из ели Шренка, влажных лугов и болот при сокращении сухостепных пространств.

Первое тысячелетие нашей эры характеризовалось наибольшей сухостью климата. Минимум содержания пыльцы ели в отложениях этого времени в разрезе Тургень и Кажи-Саз и близкое к минимуму в разрезе Чичкан свидетельствуют о сокращении площадей еловых лесов, вызванном уменьшением увлажнения климата. Отмеченное время отвечает "эпохе пониженной увлажненности I тысячелетия нашей эры" /8/ и сопоставляется с "архызским" перерывом в оледенении и лавинной деятельностью на Кавказе /7/. Максимальные значения пыльцы ели и осоковых, отмечаемые в самых верхних частях спорово-пыльцевых диаграмм (палинозона I), отражают наибольшее распространение еловых лесов и торфяников вследствие наибольшей увлажненности климата в последнее тысячелетие нашей эры. Три максимума пыльцы ели и осоковых, фиксируемые в палинозоне I, позволяют считать, что увеличение лесистости и заболоченных пространств за последнее тысячелетие происходило трижды в результате трехкратного нарастания увлажненности, прерываемого двумя короткими, но глубокими сухими интервалами.

Резкое увеличение увлажненности климата в последнее тысячелетие нашей эры вызвало рост ледников "малой ледниковой эпохи" /9/.

Спорово-пыльцевые спектры поверхностного одно-, пятисантиметрового слоя многих исследованных торфяников и почв /5, 10/ отражают условия менее значительного увлажнения, наблюдавшегося в период "малой ледниковой эпохи". Это находится в соответствии с уменьшением увлажненности климата с конца XIX столетия.

Естественно, что все колебания увлажненности климата не могли не отразиться на водном балансе оз. Иссык-Куль и на его уровне.

Согласно археологическим данным и историческим документам, возможно, с середины XVIII в. и до первой четверти XIX в. Иссык-Куль был

проточным. Его уровень достигал порога стока, превышая современный на 12 м /3/. Высокое постоянное уровня озера в это время обусловлено третьим (последним) повышением увлажненности климата, фиксируемым на спорово-пыльцевых диаграммах. Это обстоятельство дает право заключить, что две предыдущие фазы увлажнения более ранних веков второго тысячелетия н.э. также вызвали трансгрессии озера по силе равные или несколько слабее последней. Таким образом, озеро трижды достигало порога стока (1620 м) и имело сток за последнее тысячелетие.

Засушливый климат первого тысячелетия н.э., предшествующий эпохе увлажнения, вызвал понижение уровня озера. Действительно, исторические данные и радиоуглеродные определения пней деревьев и образцы древесины строений, затопленных озером, подтверждают, что в I тысячелетии н.э. (до XIV-XV столетия) уровень озера был на 6-8 м ниже современного /II/. Однако большинство образцов древесины со дна Иссык-Куля имеет возраст от 400 до 700 лет по C^{14} . По нашим данным, увеличение увлажненности климата приходится на самый конец I-го, начало II-го тысячелетия н.э. Разница в датировании начала увлажненности климата и образцов древесины со дна озера вполне объяснима: затопление озером поселений на берегу произошло позже начала увеличения увлажненности климата в бассейне.

Более ранняя фаза увлажненности климата, наблюдавшаяся от 2 до 3 тыс. лет назад, также способствовала значительному обогащению водного баланса озера и повышению его уровня. Уверенности в том, что он достигал порога стока нет, так как увлажнение климата было меньшим по сравнению с последним (II тысячелетием н.э.). Об этом свидетельствуют и другие палинологические данные /9/.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б р а м о в а Т.А. Реконструкция палеоклиматических условий эпохи раннехазарской трансгрессии Каспийского моря (по данным палеоботанического анализа). - Вестник МГУ, сер.геогр., № I, 1975, с.108-110.

2. А з ь к о в а Э.К., Б о н д а р е в а В.Я., Б о н д а р е в Л.Г. К палеогеографии южной части Иссык-Кульской котловины в позднем голоцене (на примере бассейна р.Чичкан). - В кн.: Структура и дина-

мика компонентов природы Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1973.

3. Алешинская З.В., Бондарев Л.Г. Новое о колебаниях уровня Иссык-Куля в историческое время. - Изв. ВГО, 1969, т.101, вып. 2.

4. Горячев А.В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тетонического развития и сейсмичность озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959.

5. Мельникова А.П. Изменение увлажненности климата Иссык-Кульской котловины в позднем голоцене. - В кн.: Взаимодействие биотических компонентов и среды в некоторых экосистемах Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983.

6. Мельникова А.П. К интерпретации результатов палинологического анализа голоценовых отложений Тянь-Шаня. - В кн.: Структурно-фациальные особенности некоторых компонентов еловых экосистем Прииссыккуля. Фрунзе: Илим, 1984.

7. Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины СССР. М., 1963.

8. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. - Зап. геогр. об-ва СССР. М-Л., 1957, т.16.

9. Алешинская З.В., Мельникова А.П. Изменение увлажненности в бассейне оз. Иссык-Куль в позднем голоцене. - В кн.: Проблемы исследования крупных озер СССР. Л.: Наука, 1985.

10. Мельникова А.П. Палинологическая характеристика голоценовых торфяников долины р. Чон-Кызыл-Су (хр. Терской Ала-Тоо). - В кн.: Взаимодействие биотических компонентов и среды в некоторых экосистемах Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1983.

11. Озера Тянь-Шаня и их история. Л.: Наука, 1980.

ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА ВОЗДУХО- И ВЛАГООБМЕН
В ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЕ

Озеро Иссык-Куль расположено на дне глубокой депрессии на высоте 1606,8 м над ур.м. (по данным 1983 г.). Средняя высота окружающих его хребтов от 3500 м (Кунгей Ала-Тоо на севере) до 4000 м (Терской Ала-Тоо на юге), а отдельные вершины их достигают 4500-4800 м. Таким образом, озеро погружено в депрессию глубиной до 2-2,5 км с крутыми высокими бортами. На востоке и западе котловина замыкается отрогами упомянутых хребтов с высотами 2300 и 2100 м, которые отделяют ее от Кегень-Каркаринской и Кочкорской впадин.

Надводная часть депрессии представляет собой крутые склоны создающих ее хребтов, которые распространяются почти до водной поверхности озера, а пологие побережья чрезвычайно узки и их площадь невелика. Подводная часть депрессии глубока (668 м) и склоны ее так же, как и надводной части, отличаются большой крутизной.

А.В.Шнитников /3/ указал на численную характеристику такой подробности строения подводной части депрессии, как отношение площади озера, выраженной в кв.км, к его наибольшей глубине в м. Для Иссык-Куля это соотношение равно 9:4. Близкое к нему 16:4 для Байкала. Для сравнения можно отметить, что такая же характеристика для Ладожского озера - 112,5, для Каспия - 500, для Арала - 1100.

Коэффициент 8,7, полученный для надводной части котловины, указывает на то, что оз.Иссык-Куль находится в глубокой депрессии. Это создает весьма неблагоприятные условия воздухо- и влагообмена между котловиной озера и окружающими территориями.

Котловина и озеро имеют овальную форму. Крутые борта депрессии прорезаны глубокими ущельями.

Все перечисленные факторы тесно связаны между собой, так как определяют динамические процессы в озере. Так, замкнутость котловины, окруженной высокими хребтами Тянь-Шаня, видоизменяет действие общих для Средней Азии синоптических процессов, определяет особенности влагооборота в котловине, существование местных сильных ветров "улан"

и "санташ" и горнодолинной циркуляции. Наличие теплого озера на дне депрессии определяет существование озерных бризов.

В летний период в Иссык-Кульской котловине наиболее часто наблюдается собственно котловинный влагооборот, вызываемый бризовой и горно-долинной циркуляциями. Сопоставлением градиентных наблюдений на суше и на судах выявлена зона действия бризовой циркуляции. В центральной части озера она захватывает 15-километровую зону акватории и, сочетаясь с горно-долинной циркуляцией, достигает осевой линии хребтов, окружающих оз. Иссык-Куль.

Бризовая и горно-долинная циркуляции при большой неоднородности прогрева водной поверхности и поверхности суши в дневные часы вызывают мощные конвективные движения в приземном слое воздуха, что приводит к "растеканию" влагонасыщенного над озером воздуха по склонам окружающих хребтов, образованию мощной кучево-дождевой облачности и к выпадению кратковременных ливневых осадков в прибрежной зоне озера и в среднегорье. В период активизации бризовой и горно-долинной циркуляции и снижения активности западных вторжений (теплый период) на всех гидрометеостанциях котловины отмечается максимальное количество осадков. Особенно существенны они на станциях, расположенных в среднегорье - Большая Кызыл-Суу и Кырчин. Отсутствие мощной кучевой облачности (а, следовательно, и минимальное количество осадков) над западом котловины и над п-овом Сухой хребет связано с отсутствием горно-долинной циркуляции в этих районах.

Эффект "растекания" по склонам влагонасыщенного воздуха сказывается на прозрачности атмосферы над водным зеркалом. Исследования Курпермана и Построва /1/ доказали, что прозрачность над Иссык-Кулем гораздо выше, чем над озером Искандер - Куль и ледником РГО на Памире, расположенных на более высоких отметках.

По данным спутниковой информации, водное зеркало Иссык-Куля большую часть года свободно от облачности, но в летнее время она постоянно концентрируется над хребтами. Отсюда необычная прозрачность атмосферы над озером и увеличение потока прямой солнечной радиации, и, следовательно, накопление большого количества тепла водной массой и влияние ее (водной массы) на климат Иссык-Кульской котловины.

При западных вторжениях воздушная масса на подходе к Иссык-Кульской котловине испытывает механическое сжатие и охлаждение при поднятии по орографической поверхности. Это вызывает выпадение осадков с внешней стороны котловины, в которую воздух попадает уже значительно

но освобожденным от влаги и резко контрастирующим по температуре с находящимся в котловине теплым воздухом. В результате образуется местный ветер "улан", характеризующийся большими скоростями и небольшой по высоте (300-400 м над водной поверхностью) зоной распространения. Сухой холодный воздух, пр двигаясь над теплой водной поверхностью, резко увеличивает испарение с нее. При этом теплый воздух котловины вытесняется вверх. Большие скорости ветра у водной поверхности и контрасты между температурами адвективной воздушной массы и водной поверхности приводят к быстрому насыщению холодного воздуха Иссык-Кульской влагой. Выпадение осадков начинается уже у створа п-ова Чок-Тал и увеличивается от центра озера к склонам гор, вследствие того, что воздушная масса испытывает адиабатическое охлаждение при поднятии по склонам гор, и к востоку котловины, где всегда больше осадков еще и потому, что воздушная масса, пройдя над всей акваторией, больше насыщается влагой за счет интенсивного испарения с водной поверхности и испытывает более длительное взаимодействие с влажным и теплым воздухом котловины. При длительных западных вторжениях, через 8-10 часов после начала действия "улана", на востоке котловины возникает второй сильный местный ветер "санташ". Ось воздушного потока и "улана", и "санташа" отклоняется вправо, т.е. первого - к южному берегу озера, второго - к северному. Такое направление двух встречных ветров обеспечивает циклоническую циркуляцию течений в озере. При одновременной "работе" этих двух ветров большая часть осадков выпадает в центре котловины со смещением к северному берегу.

При северо-западных холодных вторжениях действие сильных ветров на западе и на востоке котловины начинается почти одновременно. Разница составляет всего лишь 2-4 ч. Указанные ранее процессы еще более активизируются, что связано с большими контрастами между температурами котловины и адвективной воздушных масс. Скорости "улана" и "санташа" резко возрастают, а уровень конденсации снижается. Испаряющаяся с водной поверхности влага испытывая эффект "растекания", очень быстро конденсируется и выпадает осадками в основном на прибрежной полосе озера и в предгорьях. Увеличение скоростей "улана" и "санташа" приводит к образованию в приводном и приземном слоях небольшого вихря (местного циклона), центр которого из-за конфигурации озера (перевернутая трапеция) сдвинут к северному побережью, что и определяет максимум выпадения осадков именно в этой зоне.

Количество осадков и высота снега, отмечавшиеся 25-27 октября 1962 г. в районе Чолпон-Аты, намного превысили наблюдавшиеся ранее экстремальные значения /2/ (рис. 1).

Холодная воздушная масса на западную часть оз. Иссык-Куль начала проникать днем 24 октября. На станции Рыбачье в 14.00 (время московское) отмечалось усиление западного ветра до 14 м/с и понижение температуры воздуха за 3 ч на 8.4° . На станции Сан-Таш изменение направления ветра с юго-западного на северо-восточное наблюдалось с 12 до 15 ч (время московское), усиление восточного ветра до 14 м/с - в 16.00 ч. Здесь температура воздуха за 3 ч понизилась на 7.0° . На остальных пунктах наблюдения в котловине днем 24 октября существенных изменений в ходе метеорологических элементов не отмечалось. Максимальная температура воздуха была $16-17^{\circ}$ тепла. Таким образом, происходил одновременный приток холода в котловину с запада и востока. Анализ хода метеозементов на станциях Иссык-Кульской котловины показывает, что в приземном слое первый фронт северо-западного вторжения прошел утром 25 октября. Наиболее сильные осадки днем 25 октября отмечались в восточной части котловины и на склоне Терской Ала-Тоо (Чань-ево - 27,9 мм; Тоссор - 36,4 мм; Ойтал - 27 мм; Кырчин - 24 мм) (таблица).

Следующий поток холода и второй фронт северо-западного вторжения начали оказывать влияние на Иссык-Кульскую котловину утром 26 октября. Активный фронтотенез был обеспечен наличием высотного циклона, который переместился от Аральского моря до Ташкента, и существованием (и углублением) высотной ложбины и струйным течением (ст.), ось которого находилась над западными районами Киргизии.

С 00 ч до 03 ч отмечалось дальнейшее понижение температуры воздуха на $7-12^{\circ}$, усиление восточного ветра на станции Пржевальск до 25 м/с. Температура воды в Рыбачьем была 7.6° , в Тамге - 12.6° , в Кой-Сары - 9.5° . Вторжение очень холодного воздуха на теплую водную поверхность способствовало интенсивному испарению с поверхности озера. По данным Озерной станции Чолпон-Ата, испарение с поверхности озера, измеренное на плоту - испарителе, до вторжения - 23 октября составило 3 мм/сут., после вторжения - 29 октября - 6,3 мм/сут. Волнение и плохая видимость не позволили получить данные об испарении в период вторжения. Однако, визуально, испарение увеличивалось в несколько раз (поверхность озера "парила"). В период вторжения холодных воздушных масс в районе Чолпон-Аты, Тамги разность температур "вода-воздух" составила $14-16^{\circ}$. При такой разности "парение" водоема могло быть

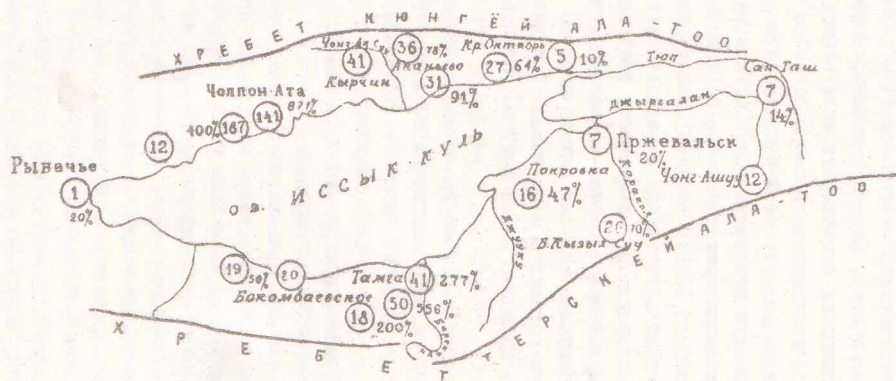


Рис. 1. Сумма осадков, выпавших на территорию Иссык-Кульской области за период с 24 по 26 октября 1962 г. по сравнению с месячной нормой.

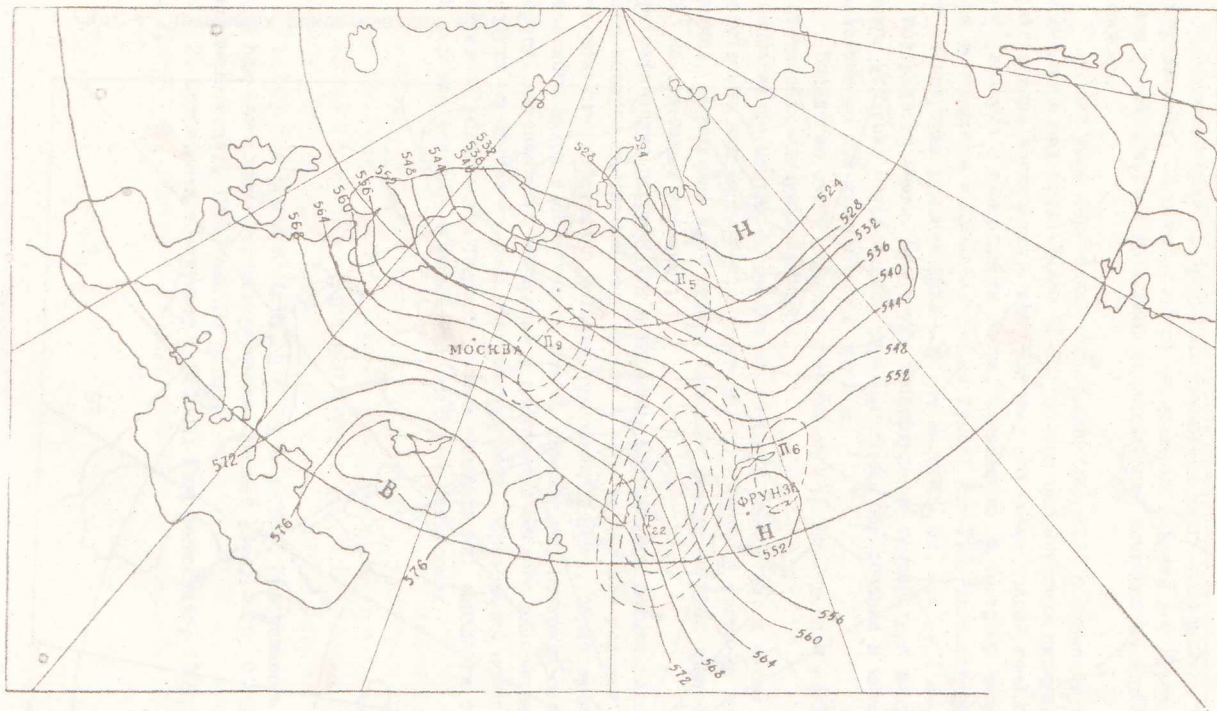


Рис. 2. Карта абсолютной топографим изобарической поверхности 500 мб.

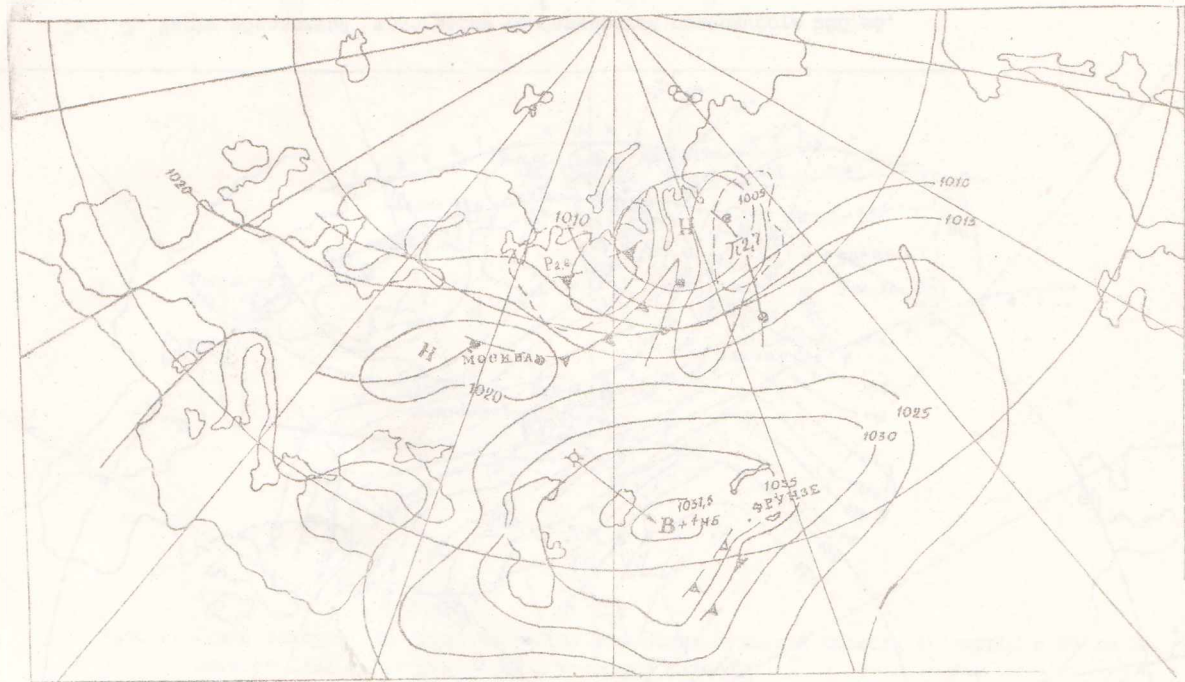


Рис. 3. Приземная синоптическая карта.

очень интенсивным.

Высотный циклон, продолжая смещаться в юго-восточном и восточном направлениях, 26 октября своей циркуляцией охватил всю Киргизию. При этом Иссык-Кульская котловина оказалась под влиянием восточной части циклона.

Анализ карт барической топографии (рис.2,3) показывает, что установившаяся над Иссык-Кулем 26-27 октября циклоническая циркуляция способствовала вовлечению в свою систему все новых порций теплого влажного воздуха с поверхности озера, охлаждению и быстрому насыщению их при вынужденном подъеме по склону Кунгей-Ала-Тоо. Температура воздуха на стандартных уровнях была -30° на высоте 5 км, -14° - 3 км, -2° , -4° у поверхности земли. При таком распределении температуры воздуха возможны усиления неустойчивой стратификации, образование и интенсивное развитие мощных конвективных облаков.

Выпадению очень сильных снегопадов в Иссык-Кульской котловине способствовали следующие факторы: расположение центра высотного циклона над Ташкентом, а затем и непосредственно над Киргизией, и влияние его восточной части на котловину; мощная, аномальная для октября адвекция холода во всей тропосфере (до 22° на отдельных уровнях); топографические особенности котловины, которые при затоке холодных масс воздуха одновременно с запада и востока создали условия для интенсификации собственно котловинного влагооборота, образования циклонического вихря у поверхности озера, сдвижки его центра к северному берегу, интенсивного испарения и растекания теплого влагонасыщенного воздуха от центра озера к бортам котловины, образования мощной конвективной облачности, низкого уровня конденсации, выпадения осадков на зеркало водоема, а максимума осадков - в предгорьях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куперман О.К., Петров Ю.В. Прозрачность атмосферы над некоторыми горными районами Средней Азии. - Тр. САНИГМИ, Л.: Гидрометеоиздат, 1975, вып.35 (116).
2. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1969, вып.32, ч.IV.

З. Шнитников А.В. Иссык-Куль: природа, охрана и перспективы использования озера. Фрунзе: Илим, 1979.

Н.П.СМИРНОВА, Т.В.ПЕТРЕНКО

ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ В ПРИБЕРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

В настоящее время в связи с понижением уровня оз.Иссык-Куль исследуется водный баланс озера и его составляющие.

Имеется восемь водных балансов, рассчитанных за последние 40 лет /1,2/. Известно, что основной расходной частью водного баланса является испарение с поверхности озера, которое рассчитывается по разности водного баланса, эмпирическим формулам, в том числе и уточненным для оз.Иссык-Куль, по тепловому балансу для отдельных районов и т.д.

На акватории озера в 6236 км^2 процесс испарения протекает с разной интенсивностью. Приток суммарной радиации по площади озера изменяется и, как следствие, происходят изменения температуры и влажности воздуха, температуры воды и скорости ветра.

Чтобы показать, как изменяется величина испарения с водной поверхности на северном (вжная экспозиция склона хр.Кунгей-Ала-Тау) и южном (северная экспозиция склона Терской Ала-Тау) берегу озера, в каком соотношении находятся дневные и ночные величины испарения на исследованных постах, как соотносятся суточные суммы на двух берегах проанализированы величины испарения, полученные по испарителям ГИ-3000, установленным на гидрометеорологических станциях Чолпон-Ата (Н=1615 м, ψ - $42,6^\circ$, северный берег) и Тамга (Н=1690 м, ψ $42,1^\circ$, южный берег) за период 1973-1982 гг., за май-сентябрь, т.е. за месяцы, когда происходит интенсивное нагревание подстилающей поверхности.

Нами был установлен испаритель ПТИ-3000 на южном берегу озера в 6 км от Каджи-Сая ($\varphi=1611$ м, φ 42,1°) по направлению к Тамге. Экспедиционные наблюдения проводились в течение трех летних сезонов 1981-1983 гг. и сопровождались наблюдениями за притоком суммарной радиации (1981-1982 гг.), температурой воды в озере, влажностью и температурой воздуха, скоростью ветра в 10 м от берега (1981 г.) и в 100 м (1982 г.).

В табл. I приведены величины испарения по испарителям ПТИ-3000 в Тамге (1) и Чолпон-Ате (2) и их соотношение. В среднем за 10 лет сумма испарения за май-сентябрь в Тамге составляет 73% от испарения в Чолпон-Ате. Самое малое соотношение приходится на август и сентябрь

(66-63%). С мая по сентябрь соотношение испарения в Тамге к испарению в Чолпон-Ате убывает от 0.79 до 0.63. Наибольшие колебания между испарением на южном и северном берегу отмечаются в октябре 0.49 (1975, 1976 гг.) и 0.92 (1982 г.).

С мая по октябрь берег южной экспозиции (Чолпон-Ата) прогревается значительно сильнее, чем берег у Тамги. При поправках на приведение величины по испарителю ПТИ-3000 к показаниям испарительного бассейна по формуле

$$E_{20} = E_{\text{и}} \cdot 0.75 K_{\Delta e} \text{ мм/мес.}$$
, где 0.75 - инструментальная поправка, $K_{\Delta e}$ - поправка, зависящая от средней месячной температуры воздуха, соотношение величин испарения, измеренных в Тамге и Чолпон-Ате, не изменяется.

По результатам анализа поправок для перевода испарения по испарителю ПТИ-3000 к испарительному бассейну установлено, что эти поправки для двух рассматриваемых станций изменяются только в мае и сентябре на 0.01 (1973-1982 гг.). Следовательно, величина испарения с водной поверхности в Тамге за май-сентябрь на 27% меньше, а за апрель-октябрь на 29% (1974-1982 гг.). С 1981-1982 гг. по отношению к 1973-1982 гг. поправки по испарению с водной поверхности были ниже "нормы", определенной по Чолпон-Ате, кроме мая и июня 1982 г.

Причина изменения величин испарения от года к году заключается прежде всего в колебаниях притока суммарной радиации и величины облачности, температуры воды и воздуха, влажности, осадков и ветра.

На оз. Иссык-Куль суммарная радиация измеряется в Чолпон-Ате с июля 1973 г. За это время она была ниже нормы в мае 1974, 1975 и

и 1981 гг.; в июне 1976, 1978 и 1981 гг.; в июле 1976, 1977, 1980 и 1981 гг.; в августе 1975, 1979, 1980, 1981 и 1982 гг.; в сентябре 1974-1976 гг., 1979 г., т.е. период с мая по сентябрь 1981 г. был значительно прохладнее, чем в другие годы (табл.2). Это сказалось на величине испарения с водной поверхности. За 1974-1982 гг. сумма пришедшей к водной поверхности суммарной радиации за май-сентябрь колебалась от 77,6 ккал/см² (1981 г.) до 84,9 ккал/см² (1978 г.), а испарение с водной поверхности от 638 мм (1981 г.) до 828 мм (1978 г.).

Из табл.2, где приведены основные метеорологические элементы, влияющие на величины испарения, по двум станциям, видно, что южный берег характеризуется меньшей температурой воды и воздуха, большим дефицитом влажности и меньшей скоростью ветра. Величина испарения растет с увеличением суммарной радиации, температуры воздуха и дефицита влажности. Небольшая скорость ветра (0.0-0.5 м/с) на испарении почти не отражается.

При исследовании испарения с водной поверхности в горных условиях предпринята попытка подобрать эмпирическую формулу для расчета испарения с водной поверхности по нескольким легко определяемым метеорологическим элементам. Для сравнения рассчитанных по формуле величин использовались данные по испарителю.

В качестве расчетной, нами выбрана формула В.П.Мочалова и В.И.Лаптева [5], включающая только дефицит влажности и абсолютную высоту точки наблюдения

$$E = 1.15 \alpha^{0.5} K_p n \dots, \text{ где} \quad (1)$$

E - испарение, мм; α - дефицит влажности, мб; n - число дней;

$K_p = 1 + 0.17 H$ (H - высота в км). В табл.3 приведены данные по испарению с водной поверхности, рассчитанные по формуле (1) и по испарителю. Для ГМС Чолпон-Ата разница в величинах суммы испарения (май-сентябрь) в среднем за 1974-1982 г. составила - 12%, а для ГМС Тамга + 9%. Такого же порядка различия величин испарения для Каджи-Сая (июль-август-сентябрь 1981-1983 гг.) + 12%. Разница между величинами испарения, полученными двумя методами (9-12%), свидетельствует о том, что в этом районе можно использовать формулу (1).

Наблюдения, выполненные у Каджи-Сая, позволили установить разницу в испарении с водной поверхности на северном и южном берегах оз. Иссык-Куль и на двух постах южного берега - Каджи-Сай и Тамга.

Таблица I

Испарение по испарителю ГГИ-3000 на ГМС Тамга (I)
и Чолпон-Ата (2), мм и их соотношение с мая по октябрь

Год	Станция	V	VI	VII	VIII	IX	X	V-IX
1973	I	130	164	172	159	117	-	793
	2	145	162	212	226	180	108	945
	I:2	0.90	0.90	0.81	0.70	0.65	-	0.84
1974	I	102	108	109	106	76	68	501
	2	148	191	200	220	134	115	893
	I:2	0.69	0.57	0.54	0.48	0.57	0.59	0.56
1975	I	119	152	165	113	89	58	638
	2	150	182	215	185	151	119	883
	I:2	0.79	0.84	0.77	0.61	0.59	0.49	0.72
1976	I	114	136	158	164	87	56	659
	2	172	203	232	272	182	114	1061
	I:2	0.66	0.67	0.68	0.60	0.48	0.49	0.62
1977	I	123	167	104	139	88	54	701
	2	154	216	251	228	170	107	1019
	I:2	0.80	0.77	0.73	0.61	0.52	0.50	0.69
1978	I	125	157	197	174	124	77	682
	2	183	191	252	299	209	143	1134
	I:2	0.68	0.82	0.78	0.58	0.59	0.52	0.60
1979	I	144	157	197	175	124	72	796
	2	167	166	261	233	189	106	910
	I:2	0.86	0.84	0.75	0.75	0.66	0.68	0.87
1980	I	137	163	192	153	124	82	769
	2	161	183	219	187	160	98	910
	I:2	0.85	0.89	0.88	0.82	0.78	0.84	0.84
1981	I	111	125	167	148	111	75	662
	2	133	166	196	211	156	122	862
	I:2	0.83	0.75	0.85	0.70	0.71	0.61	0.77
1982	I	164	172	166	157	114	68	773
	2	174	200	220	195	160	74	949
	I:2	0.94	0.86	0.75	0.80	0.71	0.92	0.81
Среднее	I:2	0.80	0.79	0.75	0.66	0.63	0.63	0.73

Таблица 2

Основные метеорологические элементы и испарение (мм), приведенное к испарительному бассейну (средние за май-сентябрь)

Год	Суммарная радиация, ккал/см ²	Чолпон-Ата									Тамга								
		<i>t_a</i>	<i>t_w</i>	Σx	<i>e</i>	<i>v</i>	<i>d</i>	<i>v</i>	<i>n</i>	<i>E</i>	<i>t_a</i>	<i>t_w</i>	Σx	<i>e</i>	<i>v</i>	<i>d</i>	<i>v</i>	<i>n</i>	<i>E</i>
1974	82,5	15,3	17,5	23,7	10,7	61,7	1	5,8	661	14,5	15,4	270	10,4	63	6,6	1,2	5,8	483	
1975	81,6	15,0	-	21,8	10,2	59	7,5	1,7	5,3	662	14,4	15,2	261	9,7	59	7,5	1,2	5,7	602
1976	81,3	15,9	17,8	99	10,1	56	8,5	2,4	5,4	785	14,7	15,9	134	9,5	55	8,7	1,3	5,6	594
1977	81,1	16,4	18,0	155	11,1	59	8,1	2,4	5,4	743	16,0	14,9	108	9,9	55	8,8	1,3	5,4	603
1978	84,9	16,6	18,5	110	10,7	56	8,7	2,2	5,0	828	16,0	16,3	108	10,1	56	8,7	1,3	4,1	616
1979	81,0	15,0	16,9	137	10,0	58	7,7	2,2	5,6	662	14,9	15,1	179	9,5	56	8,3	1,5	4,7	718
1980	82,9	16,2	17,8	154	10,6	58	8,3	2,3	5,3	673	16,0	16,8	165	10,0	56	8,8	1,7	4,3	730
1981	77,6	15,3	18,5	236	11,4	66	6,5	2,1	6,4	638	15,1	16,9	284	10,7	63	6,9	1,5	5,5	608
1982	82,7	15,4	17,7	176	10,7	60	7,4	1,8	5,8	702	15,4	16,6	171	9,5	55	7,4	1,5	5,0	689
Средние	82,0	15,7	17,8	169	10,6	59	7,8	2,1	5,6	709	15,2	15,9	187	9,9	58	8,0	1,4	5,1	626

Условные обозначения: t_a - температура воздуха, град;

t_w - температура воды, измеренная на водомерном посту, град.

Σx - сумма осадков, май - сентябрь, мм;

e - абсолютная влажность, мб; *v* - относительная влажность, %;

d - дефицит влажности, мб; *v* - скорость ветра, м/с;

Таблица 3
Сравнение испарения (мм),
рассчитанного двумя методами

Год	Чолпон-Ата				Тамга			
	испаритель ГГИ-3000	расчет по формуле (I)	Δ , мм	Δ , %	испаритель ГГИ-3000	расчет по формуле (I)	Δ , мм	Δ , %
1974	661	640	-21	-3.2	483	580	+103	21.3
1975	662	595	-67	-10.1	602	618	+16	2.7
1976	785	610	-175	-22.3	594	663	+69	11.6
1977	743	634	-109	-14.7	603	670	+67	11.1
1978	628	657	+171	+20.6	616	663	+47	7.6
1979	682	617	-65	-9.5	718	650	-68	-9.5
1980	673	639	-34	-5.0	730	672	-58	-7.9
1981	638	565	-73	-11.4	608	593	-15	-2.5
1982	702	608	-94	-13.4	689	665	-24	-3.5
Среднее				-12.2				±8.6

В табл.4 приведены величины испарения, полученные разными методами.

Из табл.4 видно, что в июле испарение с водной поверхности у Наджи-Сая на 5-10% отличается от испарения в Тамге; в августе оно больше на 10-14%, а в сентябре на 22%. На северном берегу (Чолпон-Ата) испарение в июле на 17-19% больше, чем у Наджи-Сая, в августе - на 8-23%, сентябре - на 12%. Величина испарения, рассчитанная методом турбулентной диффузии, отличается от наблюдаемых по испарителю на 4-5%.

Попытка найти уравнение регрессии для величин испарения на южном и северном берегу, вероятно, из-за коротких рядов не увенчалась успехом (коэффициент парной корреляции в июле-августе менее 0.50, в сентябре 0.68). Уравнение регрессии для величин испарения в Тамге (y) и Чолпон-Ате (x) (среднемесячные для июня, июля, августа и сентября) $y = 6.31 + 0.68x$, $r = 0.69$. Для декадных величин испарения на посту экспедиции (y) и в Тамге (x) (июль, август и сентябрь) $y = 8.73 + 0.91x$, $r = 0.84$.

Интерес представляют также определение доли вклада в суточную сумму дневных (7-19) и ночных (19-7) величин испарения, отношения

испарения с водной поверхности за день (Д) к испарению за ночь (Н) и отклонения суточных сумм на южном и северном берегу (табл.5). Из трех лет наблюдений самым теплым был июль 1982 г. В Чолпон-Ате в июле-сентябре испарения за день (кроме сентября 1982 г.) на 4-20% превышало испарение в ночное время, а в Тамге на 3-53%. С 1973-1982 гг. отношение Д/Н в Тамге в мае-июне на 10% выше, чем в Чолпон-Ате, в августе они выравниваются, а в сентябре разница достигает 40%.

Таблица 4

Год	Испарение, мм										
	испаритель ПТИ-3000						по формуле (I) метод турбул. диффуз.				
месяц	Пост экспедиции	Тамга	3:4	Чолпон-Ата	1:6	4:6	Пост экспедиции	Тамга	Чолпон-Ата	Пост экспедиции	
1981	VII	113.8	120.2	0.95	141.1	0.81	0.85	125.9	130.2	124.9	119.0
	VIII	118.8	108.0	1.10	154.0	0.77	0.70	138.0	134.5	129.9	-
	IX	102.6	84.4	1.22	117.0	0.88	0.72	122.1	116.1	117.0	-
1982	VII	133.9	121.2	1.10	160.6	0.83	0.75	141.7	138.9	129.9	128.0
	VIII	131.1	114.6	1.14	142.4	0.92	0.80	140.8	138.9	131.1	135.8
	IX	105.8	86.6	1.22	120.0	0.88	0.72	121.8	117.0	115.2	-
1983	VII	160.7	-	-	-	-	-	141.3	-	-	-
	VIII	144.7	-	-	-	-	-	135.3	-	-	-

Испарение за день на южном берегу (пост экспедиции) меньше, чем в Чолпон-Ате в июле на 19-26%, в августе на 14-24% и в сентябре на 22-23% (табл.5, графа 6). Испарение за ночь на 2-3% выше в июле, в августе - \pm 10-13% и в сентябре - ниже на 1-2% (графа 7). Суточные суммы в июле на южном берегу ниже на 13-14%, в августе - \pm 4-23% и в сентябре ниже на 11-14% (графа 8). Уравнение регрессии для суточных величин испарения с водной поверхности - южный берег (y) и Чолпон-Аты (x) с $r = 0.60$ получено для августа: $y = 1.79 + 0.59x$. Для июля и сентября $r = 0.33$ и 0.48 .

Таблица 5

Отношение величин испарения с водной поверхности
за день (Д) и ночь (Н) и за сутки

Год	Месяц	Д : Н			Д ₃ :Д ₄	Н ₃ :Н ₄	Суточные суммы 3 : 4
		Пост эк- спедиции	Чолпон- Ата	Тамга			
1981	УП	0.99	1.19	1.09	0.81	1.02	0.87
	УШ	1.03	1.12	1.53	0.76	0.90	0.77
	IX	0.99	1.20	1.13	0.78	0.99	0.89
1982	УП	1.14	1.10	1.53	0.74	1.03	0.86
	УШ	1.01	1.04	1.35	0.86	1.13	1.04
	IX	0.92	0.97	1.10	0.77	0.98	0.86
1983	УП	0.96	-	-	-	-	-
	УШ	0.85	-	-	-	-	-

Таким образом, при определении испарения с водной поверхности на побережье оз.Иссык-Куль по испарителям ГГИ-3000в центральной части озера в прибрежных районах следует учитывать его различие: у южного берега оно меньше, чем у северного на 20-37% (от мая к октябрю) и в среднем за май-сентябрь - на 27%. Это является результатом влияния южной экспозиции склона хр.Кунгей Ала-Тау, что прослеживается и в величинах метеорологических элементов (табл.2).

Наши данные пока не позволяют выявить ширину этой прибрежной зоны, но по-видимому она зависит от высоты окружающих гор, создающих экран на пути солнечных лучей. Северный берег в течение большей части суток (в мае-сентябре) не испытывает экранирующего влияния гор.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г р о н с к а я Т.П. Обзор исследований водного баланса оз.Иссык-Куль. - В кн.: Исследования водного баланса, термического и гидрохимического режима оз.Иссык-Куль. Л., 1980.

2. Г р о н с к а я Т.П. Водный баланс и ожидаемые уровни воды оз.Иссык-Куль. - Автореф. канд. дисс. Л., 1983.

3. Климатология, гидрология и гидрофизика озер внутреннего Тянь-Шаня. Л., 1931,

4. Метеорологический месячник. Фрунзе, 1973-1982, вып. 32, ч. 2, № 1-13.

5. Мочалов В.П., Лаптев В.И. К вопросу о расчете испарения с водной поверхности в горных условиях. - В кн.: вопросы гидрологии горных районов. Алма-Ата, 1971,

М.Н.ХЕЙФЕЦ

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Иссык-Кульская котловина, особенно равнинная ее часть, характеризуется большой продолжительностью солнечного сияния. Положение в южных широтах и высота над уровнем моря (свыше 1600 м) способствуют поступлению сюда большого количества лучистой энергии солнца. На побережье этому способствует и большая прозрачность атмосферы благодаря нисходящим движениям воздуха над озером в теплое время года, а в горах - значительные высоты. Поэтому котловина в целом отличается большой прозрачностью атмосферы.

На западе котловины (станция Рыбачье) среднегодовая продолжительность солнечного сияния доходит до 2881 ч., на востоке (станция Пржевальск) - до 2670 ч /II/. Для сравнения укажем, что в Крыму и на Кавказе продолжительность солнечного сияния значительно меньше: в Тбилиси - 2063, Ялте - 2250, Сочи - 2253, Евпатории - 2440, Ереване - 2667 ч.

В летние месяцы (июнь-август) среднемесячные величины продолжительности солнечного сияния достигают 300 и более часов (рис). Причём, в Рыбачье с июня по сентябрь (в среднем за многолетний период) дней без солнца не бывает, а в Пржевальске за этот же период отмечается всего один день без солнца в каждом из месяцев. На востоке котловины, особенно в горах, облачность увеличивается, судя по данным наблюдений станций Пржевальск и Б.Кзылсу, незначительно /I3/. в то же время число дней без солнца по указанным станциям увеличивается более чем в 3 раза (табл. I).

Таблица I

Число дней без солнца /II/

Станция	Месяц												Г о д
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Рыбачье	1	1	2	0	1	0	0	0	0	0	2	1	8
Пржевальск	4	3	3	2	2	1	1	1	1	1	1	3	26
Б.Кызылсу	3	3	4	2	3	1	1	1	1	2	3	5	29

Одной из причин этого является, на наш взгляд, то, что облачность, регистрируемая на станциях, расположенных в этой части котловины, формируется над гребнем, т.е. непосредственно к югу от станций, и солнце часто оказывается закрытым облаками. На предгорных станциях (Рыбачье), расположенных у южного подножия гор, кучевая облачность не препятствует освещению района. К востоку и югу местность на значительном расстоянии открыта. Поэтому участки предгорной равнины, расположенные у подножия хребта Кунгей-Ала-Тоо, освещаются значительно больше, чем северное подножие хребта Терской Ала-Тоо¹.

В целом в каждом определенном пункте продолжительность солнечного сияния зависит от закрытости горизонта и облачности. В табл.2 представлено отношение истинной продолжительности солнечного сияния к возможной как для закрытого 1 грами участка, так и для открытой местности при безоблачном небе. Величины, помещенные во второй строке таблицы, показывают большое влияние закрытости горизонта на изменение общей продолжительности солнечного сияния в узких горных долинах меридианального направления. Даже летом при высоком стоянии солнца на станции Б.Кызылсу продолжительность солнечного сияния составляет менее 50% по сравнению с равнинными районами, расположенными на тех же широтах.

¹ "Кунгей" в переводе с киргизского означает "сторона, обращенная к солнцу, южный склон горы"; "терской" - "теневая сторона, северный склон горы"/6/.

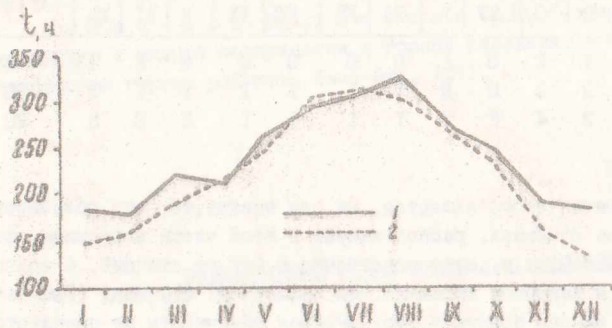


Рисунок. Годовой ход продолжительности солнечного сияния в котловине оз.Иссык-Куль. 1 - Рыбачье; 2 - Пржевальск.

Таблица 2

Отношение наблюдавшейся продолжительности
солнечного сияния к возможной, %

Станция	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Рыбачье	68	64	64	56	62	69	70	79	76	76	68	70	68
	62	60	60	54	58	65	66	75	72	72	65	65	65
Пржевальск	54	60	58	61	62	62	71	72	78	71	58	56	64
	48	55	53	57	59	59	68	69	72	65	52	48	60
Б.Кызыл-су	61	65	58	59	56	61	63	65	72	72	61	59	62
	37	40	35	37	35	35	40	41	44	44	37	30	38

Примечание. I строка - отношение наблюдавшейся продолжительности солнечного сияния к возможной; 2 - отношение действительной продолжительности солнечного сияния при безоблачном небе к возможной для открытого ровного места.

В начале 50-х годов в течение 2,5 лет (1950-1962 гг.) Тянь-Шаньской физико-географической станцией АН СССР (с 1955 г. АН Киргизской ССР) актинометрические наблюдения одновременно проводились на высокогорной станции Б.Кызылсу в бассейне р.Чон-Кызылсу (высота 2560 м над ур.м.) и в районе Покровка (высота 1700 м). В 60-е годы на побережье озера в летнее время актинометрические наблюдения проводились станцией и Киргизским научно-исследовательским институтом курортологии и физиотерапии.

В табл.3 представлены суммы тепла, поступающие на поверхность от различных видов солнечной радиации, на предгорной равнине у Покровки и на станции Б.Кызылсу /1/.

На верхнюю границу атмосферы на широте 42° с.ш. поступает в год 230 ккал/см^2 . Годовая сумма суммарной радиации на предгорной равнине на этой же широте при безоблачном небе и незначительной закрытости горизонта равна 195 ккал/см^2 . Следовательно, ослабление радиации в котловине на высотах 1700-1800 м оценивается в 15% за счет прохождение через толщу безоблачной атмосферы. На равнинных же станциях - в 17-18% /1/.

Таблица 3

Месячные и годовые суммы суммарной (Q), прямой, падающей на горизонтальную поверхность (S'), и рассеянной (D) радиации при безоблачном небе, ккал/см²

Месяц	ΣQ		$\Sigma S'$		ΣD		ΣQ
	Б. Кызыл-су	Покровка	Б. Кызыл-су	Покровка	Б. Кызыл-су	Покровка	на 42° сев. широты
Январь	6,4	8,4	5,3	6,1	1,1	2,3	7,9
Февраль	8,2	10,2	7,2	8,9	1,0	1,3	10,6
Март	13,8	17,2	11,8	13,3	2,0	3,9	16,5
Апрель	16,3	18,9	14,1	16,1	2,2	2,8	19,6
Май	19,6	23,6	17,8	21,1	1,8	2,5	22,8
Июнь	21,3	24,4	18,6	21,4	2,7	3,0	23,6
Июль	21,6	24,8	18,8	21,1	2,8	3,7	23,2
Август	18,6	21,6	16,5	18,4	2,1	3,2	20,7
Сентябрь	14,7	17,2	12,5	13,2	2,2	4,0	17,2
Октябрь	10,3	12,6	8,6	10,4	1,7	2,2	12,6
Ноябрь	7,8	8,9	5,9	6,9	1,9	2,0	9,0
Декабрь	5,0	7,0	4,2	5,5	0,8	1,5	6,9
Итого	163,6	194,8	141,3	162,4	22,3	32,4	190,6

С высотой в безоблачную погоду прямая и суммарная радиации увеличиваются. Меньшие величины сумм рассеянной радиации на станции Б. Кызыл-су можно объяснить различием в формировании нижней облачности в горах и на предгорной равнине. Общая величина облачности и ее плотность заметно сказываются на величинах рассеянной радиации.

Максимальная суточная сумма возможной радиации на дне долины р. Чон-Кызылсу составляет 710 кал/см², а на предгорной равнине у Покровки 813 кал/см²/1/. Эти величины наблюдались в июне, когда отмечаются наибольшие полуденные высоты солнца. Июнь, как известно, отличается и большей продолжительностью светлого времени суток.

Минимальное количество суммарной радиации на обеих станциях приходится на декабрь — месяц с самыми низкими полуденными высотами солнца и минимумом светлой части суток. Среднесуточная сумма суммарной радиации в это время составляет на станции Б. Кызылсу 162,1 кал/см², а на предгорной равнине (Покровка) — 228,1 кал/см². Для равнинных

Таблица 4

Годовой ход среднемесячных величин действительных сумм суммарной (Q) и рассеянной (D) радиации (ккал/см²). Средние за 1973-1979 гг. Станция Б.Кызылсу Рассчитаны Л.Л.Диних

Вид радиации \ Месяц	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Q	4,7	7,0	10,9	12,9	14,1	14,7	15,2	13,6	10,3	7,9	5,9	4,0	121,2
D	2,2	2,3	4,4	5,4	6,0	5,8	5,1	4,6	3,4	2,6	1,8	1,9	45,5

Таблица 5

Месячные и годовые суммы прямой, поступающей на горизонтальную поверхность (S'), рассеянной (D) и суммарной (Q) радиации (ккал/см²) при средних условиях облачности. Чолпон-Ата.

Вид радиации \ Месяц	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
S'	2,6	3,6	6,6	8,9	11,0	11,5	13,1	11,3	9,5	6,0	3,1	1,9	89,3
D	2,6	3,6	5,0	5,7	6,5	6,2	5,6	4,9	4,0	3,4	2,6	2,5	52,6
Q	5,2	7,2	11,8	14,6	17,5	17,7	18,7	16,2	13,5	9,4	5,7	4,4	141,9

станций на этой широте минимальная суточная сумма, по Т.Г.Берлянд, составляет $200 \text{ ккал/см}^2 / \text{I} /$.

Летом на этих станциях при полуденных высотах солнца в $70-72^\circ$ возможные величины интенсивности суммарной радиации достигают $1,50-1,51 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$, а зимой при высоте солнца в полдень $24-25^\circ$ они равны $0,60-0,70 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

В связи с развитием облаков действительные суммы суммарной радиации отличаются от возможных. Облачность задерживает на предгорной равнине (Покровка) около 24%, а на станции Б.Кызылсу 26% суммарной радиации.

С учетом всего комплекса факторов, влияющих на уменьшение радиации, — толщина атмосферы, облачность, закрытость горизонта — на единицу поверхности на станции Б.Кызылсу поступает в среднемноголетнем (за 1973-1979 гг.) $121,3 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ суммарной радиации, или около 53% от того количества, которое поступает на верхнюю границу атмосферы на данной широте ($230 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$). Величина рассеянной радиации на этой станции за тот же период составляет $45,5 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$. Месячные значения сумм суммарной и рассеянной радиации, наблюдаемые на станции, представлены в табл.4.

Как видно из табл.4, максимум месячных величин суммарной радиации отмечается в июле, тогда как максимум рассеянной радиации — в мае.

Максимальные суточные величины сумм рассеянной радиации на станциях Б.Кызылсу и Покровка наблюдаются летом и достигают $200-250 \text{ ккал/см}^2$. Возможные суммы ее в Покровке в среднем на 28-29% выше, чем на станции Б.Кызылсу /1/.

На побережье озера (полуостров Кара-Булун) дневные значения рассеянной радиации составляли в июле-августе 1965 г. $0,14-0,35 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мин}$ (3 августа), суммарная радиация за эти же месяцы соответственно $19,3$ и $17,2 \text{ ккал/см}^2 / \text{I} /$.

На северном побережье озера (метеостанция Чолпон-Ата) за 9-летний период наблюдений (1974-1982 гг.) были получены следующие характеристики радиационного режима (табл.5).

Анализ данных табл.5 показывает на большую долю рассеянной радиации в зимние месяцы (до 50% и более) и заметное ее уменьшение в теплое время года. Зимние значения на станции Чолпон-Ата выше, чем в Покровке и на станции Б.Кызылсу (табл.3 и 4). Поскольку снеговой покров в Чолпон-Ате непостоянный, увеличение рассеянной радиации

здесь может быть объяснено уменьшением прозрачности атмосферы за счет увеличения конденсационной мутности в утренние и вечерние часы, отмечаемой на прибрежных станциях, особенно вблизи крупных водоемов /10/.

В связи с особенностями образования облачности над склонами гор и ее влиянием на радиационный режим, максимальные величины суммарной радиации, поступающей на единицу поверхности в определенный момент времени, оказываются фактически равными в высокогорье и на побережье озера (табл.6).

Таблица 6

Абсолютные максимумы суммарной радиации на горизонтальную поверхность

Пункт наблюдений	Высота над ур.м., м	Годы наблюдений	Кал/см ² . мин
Ледник Кара-Баткак /9/	3415	1960-1963, 1965-1980	1,71
Станция Б.Кызылсу /1/	2560	1950-1952	1,56
Курорт Джеты-Огуз /2/	2200	1962	1,60
Покровка /1/	1700	1950-1952	1,54
Детский санаторий "Чолпон-Ата" /2/	1615	1960	1,68
Санаторий "Иссык-Куль" /2/	1640	1962	1,67
Санаторий "Голубой Иссык-Куль" /2/	1610	1963-1967	1,70
Полуостров Кара-Будун /7/	1609	1965	1,58

Максимальные величины суммарной радиации, приведенные таблице 6, не являются истинными абсолютными, поскольку период наблюдений на подавляющем числе пунктов очень мал. Указанные величины, кроме того, не сопоставимы между собой, так как наблюдались они в разное время (за исключением отдельных значений). Тем не менее, эти величины являются довольно высокими, учитывая что на больших высотах, согласно новейшим экспериментальным измерениям, поток прямой солнечной радиации дает величины 1,94-1,95 кал/см². мин /10/.

Формирование температурного режима почвы и приземного слоя воздуха происходит не только от общего количества тепла, поступающего от солнца, но и характера подстилающей поверхности, который определяет альbedo и величину поглощенной радиации. Среднегодовое альbedo на станции Б.Кызылсу (33,4%) несколько больше, чем в районе Покровка (31,4%), но внутригодовой ход у них различен из-за особенностей характера подстилающей поверхности (табл.7).

Таблица 7

Действительные величины альbedo (A_K)
и поглощенной радиации (B_K) на станциях Б.Кызылсу и Покровка,
% /по I/

Вид радиации Месяц	A_K		B_K	
	Б.Кызылсу	Покровка	Б.Кызылсу	Покровка
Январь	63,3	50,0	36,7	50,5
Февраль	65,9	52,4	34,1	47,6
Март	66,6	29,8	33,4	70,2
Апрель	34,5	19,5	65,5	60,5
Май	15,4	18,3	84,6	81,7
Июнь	16,0	18,6	84,0	81,4
Июль	15,2	19,1	84,8	80,9
Август	15,7	20,4	84,3	79,6
Сентябрь	16,2	28,0	83,8	72,0
Октябрь	31,2	27,8	68,8	72,2
Ноябрь	59,9	40,6	40,1	59,4
Декабрь	60,8	52,0	39,2	48,0
Средние за год	38,4	31,4	61,6	68,6

Зимой значение альbedo в горах Иссык-Кульской котловины на 10-37% выше, чем на равнине за счет более продолжительного залегания снегового покрова и его меньшей загрязненности. В начале зимы (ноябрь) и особенно в конце ее (март) разница в величинах альbedo на указанных станциях связана с различиями в сроках образования и

разрушения снегового покрова. Так, постоянный снеговой покров на станции Б.Кызылсу обычно образуется 31 октября, тогда как в Покровке 4 декабря /12/. Весной снег в Покровке в среднем за многолетний период сходит 2 марта, а на станции Б.Кызылсу - 12 апреля. С мая по сентябрь на предгорной равнине альbedo выше, что связано с характером подстилающей поверхности. В районе Покровки почвы суглинистые светло-каштановые с редкой и выгоревшей к концу лета травой. На станции Б.Кызылсу поверхность представлена черноземом с густым, хотя и низкорослым, травяным покровом. Отражательная способность его ниже, чем светлокаштановых суглинистых почв серого цвета на предгорной равнине. Наименьшее альbedo на станции Б.Кызылсу отмечается в летние месяцы, когда травяной покров густой и зеленый, в Покровке - в конце весны и начале лета (май-июнь).

Большой отражательной способностью обладают песчаные пляжи на побережье озера. Летом на полуострове Кара-Булуи альbedo в дневные часы в среднем составляло 24-26%, в утренние и вечерние - 30-40%. В Чолпон-Ате, где поверхность почвы представлена каменисто-щебнистым материалом светло-серого цвета, альbedo в зимние месяцы равно в среднем за сутки 35-43%, весной и летом - 23-25%.

В горах, как известно, снеговой покров лежит более продолжительное время. Поэтому единица поверхности поглощает тепла в среднем за год меньше - на станции Б.Кызылсу 63,2 ккал/см². Тогда как в районе Покровки 96,3 ккал/см², т.е. на 34% больше /1/. Сумма поглощенной радиации на песчаном пляже составляет в июле 13,5, а в августе 12,0 ккал/см² /7/.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д а н и л о в а Н.А. Суммарная и поглощенная радиация на предгорной равнине и высокогорной зоне северного склона хр. Терской Ала-Тау. - Тр. Института географии АН СССР, 1959, вып. 75.

2. Д и г о е в а Л.С., Ф о м и н В.М. Метеорологические условия гелиоаэротерапии на курортах Прииссыккуля. - В кн.: Гелиоаэротерапия в условиях жаркого климата. - Тр. Узб. научно-исслед. ин-та курортологии и физиотерапии им. Н.А. Семашко. Ташкент: Медицина, Узб. ССР, 1969.

3. Д и к и х А.Н. Режим современного оледенения Центрального Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1962.
4. Д и к и х А.Н., Д и к и х Л.Л. О недоучете фактора закрытости горизонта при гляциологических исследованиях. - В кн.: Гляциологические исследования на Тянь-Шане. Фрунзе: Илим, 1976.
5. Д и к и х А.Н., Д и к и х Л.Л. Таяние ледников при повышенных суммарных величинах солнечной радиации. - В кн.: Оледенение Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1976.
6. Киргизско-русский словарь. Сост. проф. К.К. Юдахин. М.: Сов. энциклопедия, 1965.
7. К у х т и н а Л.П. Некоторые данные радиационного баланса юго-восточной части побережья озера Иссык-Куль. - В кн.: Вопросы географии Киргизии (Тез. докл. науч. конференции, посвящ. 40-летию образования Кирг. ССР и Компартии Киргизии). Фрунзе: Илим, 1966.
8. Л и н к е в и ч С.Ф. Радиационный режим ельников Северной Киргизии (на примере бассейна р. Чон-Кызыл-Су). Фрунзе: Илим, 1983.
9. П и в о в а р о в а З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
10. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966, вып. 32, ч. I.
11. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1969, вып. 32, ч. IV.
12. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1970, вып. 32, ч. V.

Ю.В. ГЕРАСИМОВ

Л.М. СМЕРНОВА

НОВОЕ О ЛИТИФИКАТАХ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

Благодаря отдельным работам /1-5/ к настоящему времени имеется подробная классификация форм литификатов Иссык-Куля, предполагаются тот или иной механизмы их образования и выявлена в общих чертах роль литификатов в динамике береговой зоны озера. Однако появившиеся у нас факты ставят под сомнение некоторые из существующих выводов и

заставляют предположить, что тема литификатов еще очень далека от своего разрешения.

11 октября 1962 г. после 40-часового волнения силой I-III балла на пляже опытного участка Карабулун сформировалась мощная фестончатость. Крупные, шириной до 7 м фестончики однообразной чередой тянулись вдоль берега с поразительной монотонностью повторяя друг друга. Но не только размеры останавливали внимание. Ложбинообразное понижение фестонов обычновогнутой формы на сей раз имело плоское дно, которое при ближайшем рассмотрении, как оказалось, представляет собой слабо литифицированную плитчатобразную песчаную корку толщиной в 1,5 см. Причем корка не только выполняла понижения между фестонами, но и уходила под фестоны, их пересекая, т.е. фестоны как бы покоились на этой, пусть слабо литифицированной, но все же непрерывной плите длиной около 50 м и шириной от 3,5 до 5 м. Угол наклона к озеру выдерживался в пределах 10 ± 1 градус. Литифицированная корка легко крошилась рукой.

15 октября плита стала значительно жестче. По нашим расчетам она легко выдерживала давление не менее 10 кг/см. Толщина плиты достигла 6 см. Причем верхний двухсантиметровый слой был крепче. Однако четкой границы между слоями не было. Они переходили один в другой постепенно.

К 31 октября плита полностью залитифицировалась на глубину до 50 см. Лом от нее отскакивал. Только с помощью топора нам удалось ее пройти, да и то в одном месте.

Береговой край плиты нигде не выходил за пределы границы заплеска, где и обрывался. Мы прозондировали металлическим штырем-щупом береговую зону в тылу нашей плиты. В некоторых местах (40-60 м от уреза), легко пройдя 80-100 см песчаной толщи, щуп упирался во что-то твердое. Два шурфа, заложенные в таких точках, выявили на литифицированные плиты. Степень их литификации была различной и несколько меньше, чем у только что образованной. Штырь, хотя и с трудом, но вбивался кувалдой.

Таким образом, проанализировав пляжные профили, мы пришли к выводу, что по времени своего формирования литифицированная плита связана с максимальной стадией одного из сентябрьских штормов 1962 г. силой II-III балла, когда пляж подвергался наибольшим динамическим нагрузкам. К этому же периоду относится и максимальное внутригодовое стояние уровня оз. Иссык-Куль.

Выявлению образования литификатов способствовало стечение обстоятельств. Не случись мощной зыби, не сформировалась необычно крупная фестончатость, которая местами отпрепарировала уже начавшую литифициро-

ваться береговую плиту. она осталась бы нами незамеченной. А обнаружив спустя некоторое время плиту, присыпанную сверху рыхлыми пляжными наносами, не сочли бы ее современной, настолько она похожа на древнюю. Д.Г.Никифоров и В.Н.Коротаев /3/, сообщая о литифицированных береговых валах, указывают на то, что от описываемых форм рельефа сохранились только сцементированные склоны, обращенные в сторону озера, а береговые склоны валов уничтожены денудацией. Эта особенность морфологии характерна как для надводных, так и для подводных реликтов древних береговых валов. Однако, как видно из нашего примера, она является первичной (сразу же за границей залеска плита круто обрывается), а не приобретенной в дальнейшем под воздействием процессов денудации и именно эта "особенность морфологии" древних береговых валов свидетельствует не в пользу их повального отнесения к древним образованиям.

Теперь о так называемых "пепельницах" и "вазах". Образование этих причудливых литификатов связывается с древними оползнями, нарушившими нормальную слоистость прибрежных отложений /1/. Наше внимание привлекли "котлы высверливания", в большом многообразии встречающиеся в глинах бенча. Изнутри они облицованы слабой (до 1 мм толщиной) литифицированной корочкой, напоминающей яичную скорлупу. Внешний вид "пепельниц" и "ваз" похож на слепки тех или иных существующих ныне котлов высверливания. На некотором расстоянии от берега с глубины 1,5 м нами извлечена одна из "ваз", еще не потерявшая своей связи с материнской породой, в данном случае с пластом глины. Эта "ваза" первоначально была "котлом высверливания", о чем свидетельствуют ее форма и сохранившиеся внутри нее две залитифицированные гранитные гальки, которые и участвовали в сверлении котла. "Прикипевшая" в том или ином количестве галька, как правило, присутствует во многих "пепельницах" и "вазах". Сам процесс литификации котлов не ясен, но вполне вероятно, что и здесь он происходит очень быстро.

Крупные, до 1 м в диаметре, лепесткообразные, как бы слабо гофрированные с внешней стороны литифицированные "чаши" толщиной от 1 до 3 см, встречающиеся на дне прибрежной зоны мыса Карабулун, можно рассматривать как останки стенок гигантских котлов высверливания, не так уж редко различимых сквозь толщу воды и в настоящее время. Эта гофрировка - не что иное, как результат вращательных по кругу движений гальки, высверливающей котлы в период волнений. Строение большинства "чаш" так же, как и "пепельниц", однотипно: с наружной стороны - гладкая, плотная, звенящая поверхность, с внутренней - залитифицированная

в виде наждачной бумаги песчаная фракция. По всей видимости, при неких благоприятных условиях вместо тонкой литифицированной корочки, облицовывающей котел высверливания, формируется корка более мощная и к ней как бы притягивается и литифицируется слой песчаной фракции. Эти процессы, на наш взгляд, происходят в период максимального развития шторма. Иначе невозможно объяснить наличие песчаной фракции. В некоторых литификатах, не имеющих песчаного слоя, его отсутствие связывается нами с тем, что литификация стенок котлов высверливания осуществлялась вне доступа песчаной фракции. Однако пока это только предположения.

Осенью 1982 г. на участке Маячный сразу же от берега и до глубины 1 м почти все дно площадью в несколько сот квадратных метров было покрыто узорчатой литифицированной плиткой толщиной 1,0-1,5 см. Строение ее двуслойное. Причем гладкой глинистой стороной плитка лежала на материнском субстрате (на глине), а песчаным слоем была обращена к дневной поверхности. В период проведения батиметрических работ (середина августа 1982 г.) этой плитки на участке Маячный еще не было. Скорее всего она сформировалась так же быстро, как и литифицированная береговая плита на участке Лагерный. Все это свидетельствует о том, что необходимы дальнейшие исследования по выявлению процессов литогенеза в береговой зоне оз. Иссык-Куль.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. К о р о т а е в В.Н. Береговая зона озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1967.

2. К о р о т а е в В.Н. Формы литификации озерных отложений, связанные с выделением карбоната кальция. - В кн.: Озеро Иссык-Куль: Очерки по физической географии. Фрунзе: Илим, 1979.

3. Н и к и ф о р о в Л.Г., К о р о т а е в В.Н. Своеобразие процессов литогенеза в береговой зоне озера Иссык-Куль. - В кн.: Динамика современных береговых процессов озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1981.

4. С а п о ж н и к о в Д.Г., В и с е л к и н а М.А. Современные осадки озера Иссык-Куль и его заливов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

5. Р о м а н о в с к и й В.В. Роль погруженных гидромикрофитов в процессах осадконакопления карбоната кальция в озере Иссык-Куль. -

В.М.БУКИН

СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИССЫК-КУЛЯ

Материалы, изложенные в этой статье, собраны в период комплексного изучения Иссyk-Куля на Иссyk-Кульской биологической станции АН Киргизской ССР в 1975-79 гг. Основу работы составляло непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), при котором применялись электроискровые источники возбуждения колебаний мощностью 1,25-7,5 кДж, шланговые приемные антенны. Используемые мощности и чувствительная аппаратура позволили изучить осадочную толщу общей мощностью до 550 м с разрешением 8-10 м.

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование относится к геофизическим методам изучения акустических свойств осадков. Получаемые в результате профилирования материалы имеют вид временных разрезов толщи осадков, на которых отражены акустические неоднородности их строения. Недостатком применявшейся одноканальной методики НСП являлось отсутствие скоростных характеристик звука в осадках. При интерпретации и описании материалов используется приближенная скорость звука. В осадках подобного состава и генезиса она составляет около 2000 м/с. Ошибка в оценке мощностей осадочных толщ при этом не превышает 10%.

Принятая нами методика интерпретации материалов НСП опирается на принципы, изложенные в руководствах и новейших работах по стратиграфии. Особое значение имеет при этом работа, в которой разработаны и обоснованы методы сейсмической стратиграфии [4]. В основу метода интерпретации положено понятие об осадочном комплексе. Установлено, что сеймостратиграфический комплекс имеет хроностратиграфическую значимость, он соответствует определенному, отдельно эн-

зоду геологического времени. Интервал определяется возрастом границ комплекса. Эпизоду соответствует полный цикл относительного изменения уровня моря — его подъем и последующее снижение. Физические поверхности раздела в толще осадочных пород, вызывающие отражение акустических волн, — это прежде всего границы пластов и слоев, разделяющие осадки с различными акустическими свойствами.

При определении ранга границ принимался во внимание комплекс критериев как прямых, так и косвенных. К прямым относится степень выраженности границы на профиле, ее толщина (мощность), резкость, устойчивость латерального простираения и некоторые другие. К косвенным критериям — характер строения выше- и нижележащих толщ, мощности этих геологических тел и др.

Вся изученная толща осадков мощностью около 550 м по акустическим свойствам, слоистости, ритмичности строения отражающих горизонтов подразделяется на две осадочные серии, нижнюю "А" и верхнюю "В". Нижняя серия сложена более однородными, часто акустически прозрачными отложениями общей мощностью около 250–300 м. Нижняя граница этих отложений не определена и выходит за пределы возможностей применявшейся техники. Верхняя серия ритмичнослоистая, с частым чередованием слоев, горизонтов и пачек различной плотности. Максимальная мощность отложений верхней серии составляет около 250 м.

Основной сейсмостратиграфической единицей при расчленении отложений принята толща, по объему примерно соответствующая свите в стратиграфических схемах, разработанных для Тянь-Шаня и Прииссыккуля. В изученных отложениях котловины выделяются четыре толщ. Границам толщ чаще всего соответствуют несогласия, связанные с перерывом в осадконакоплении и частичным размывом кровли нижележащей толщ. Это устанавливается по характерной неровной, волнистой поверхности и некоторым другим признакам. Самая верхняя толща T_{IV} несогласно залегает на подстилающей толще T_{III} по типу подошвенного налегания.

Самая нижняя толща T_I выделяется по кровле, ее подошва не определена. Кровля толщ фиксируется фрагментами. В западной части котловины она образует резко выраженный уступ (рис.1), восточнее эта граница размывается, далее на восток она вновь прослеживается уже в виде неровной, волнистой, часто прерывающейся линии на профиле. В восточной части глубоководной котловины кровля занимает совершенно горизонтальное положение и имеет небольшое протяжение. На поперечном профиле (рис.2) кровля толщ T_I прослеживается в центральной части котловины. Она простирается наклонно с севера на юг, поверхность ее неровная, прерывис-

тая. В южной части котловины кровля не видна. Небольшой фрагмент ее четко фиксируется в замке антиклинальной структуры, протягивающейся вдоль южного борта котловины.

Стратиграфически выше на толще T_I залегают отложения толщи T_{II} . Лишь на небольшом протяжении в восток-юго-восточной части котловины она лежит согласно на T_I , во всех остальных районах она перекрывает размытую поверхность кровли T_I в котловине без угловых несогласий и с заметным угловым несогласием по краям котловины. Максимальную мощность (около 160-180 м) толща имеет в юго-восточной части котловины, минимальную установленную - вдоль северного борта ее.

Толща T_{III} венчает разрез нижней осадочной серии. Если подошва этой толщи не везде может быть прослежена, то ее кровля четко фиксируется практически на всех профилях и во всех районах озера. Это говорит о том, что граница между нижней и верхней осадочными сериями является важнейшим рубежом, характеризующим резкое изменение природного процесса. В разрезах на шельфе кровля толщи неровная. Отмечаются как положительные формы рельефа - уступы (рис. 3), так и отрицательные - глубокие врезы (проф. I - запад). На уступе подводного склона кровля толщи T_{III} обнажается, выходя на поверхность дна. В котловине поверхность кровли неровная, волнистая, наклоненная с запада на восток и с севера на юг. Исключение составляет район в восток-юго-восточной части, где, как отмечалось, все фиксируемые границы залегают строго горизонтально, согласно. В то же время здесь различия в акустических свойствах, а значит и в вещественном составе осадков не столь велики как в остальных районах озера. Мощность отложений толщи T_{III} в котловине меняется. Максимальная мощность около 100 м отмечается в восток-юго-восточном районе. По направлению к краям котловины она, как правило, уменьшается и в среднем составляет 50-60 м, на восточном шельфе - около 100 м, а на западном увеличивается до 150-170 м.

Верхняя осадочная серия представлена одной толщей T_{IV} , не являющейся единым геологическим телом. Она выделяется в виде двух отдельных частей - осадочных образований шельфа и котловины. За исключением небольшого района, в восток-юго-восточной части котловины, толща T_{IV} всюду залегают несогласно на толще T_{III} . В котловине она имеет линзовидное строение с максимальной мощностью осадков в восток-юго-восточной части около 220 м и убыванием мощности вплоть до полного выклинивания к краям глубоководной котловины. На шельфе осадочные образования толщи T_{IV} образуют наложенный покров, обрывающийся на бровке шельфа. По своему внутреннему строению, вещественному составу осадков эта

толща резко отличается от нижележащих. И на шельфе и в котловине она имеет слоистое строение. В котловине это преимущественно горизонтальная слоистость с ритмично чередующимися горизонтами акустически прозрачных и плотных слоев. На шельфе слоистость не всегда горизонтальная, но почти всегда хорошо заметная.

Строение осадочных толщ в котловине осложняется существованием антиклинальных складок. Выделяются три крупные антиклинальные структуры C_1 , C_2 , C_3 (рис.1,2), которые составляют сопряженную систему складчатых деформаций осадочного покрова в котловине. Складка C_1 представляет собой куполовидную структуру-брахиантиклиналь. Она расположена на востоке, на границе глубоководной котловины, геоморфологически выражена как выступ шельфа. Две другие антиклинали - линейные складки, расположенные вдоль южного борта котловины. Своими размерами выделяется складка C_2 , протяженность которой 30-35 км. Юго-западным концом она составляет сопряженную систему с антиклиналью C_3 , а северо-восточным - с антиклиналью C_1 (рис.4). Шарнир складки C_2 погружается с востока на запад. Восточное ее окончание представлено в рельефе дна озера в виде узкого выступа шельфа, западное окончание складки в рельефе не выражено. Складка C_3 , протяженность которой около 15 км, расположена под подошвой уступа подводного склона. Эта складка асимметричная, ее южное, ныряющее под подошву уступа крыло, полого, а северное, обращенное в котловину, круто наклонено и, вероятно, оборвано сбросом. Оси антиклинальных складок C_2 и C_3 сходятся на западе под углом 30° , складки являются синклинальным прогибом. Все три складки различаются между собой как по форме, так и по внутреннему строению. Складка C_1 энедIMENTационная, так как в ее разрезе наблюдается резкое уменьшение мощности осадочных слоев. Значительно меньше сокращены мощности толщ в замке антиклинали C_2 .

Выделенные в осадочных образованиях котловины **четыре** толщи имеют слоистую внутреннюю структуру. В толщах нижней осадочной серии эта слоистость не всегда явная, размытая, осложнена резкими фаціальными переходами и изменениями. При этом следует отметить, что для всех толщ фаціальная изменчивость их состава резко проявляется в широтном направлении, в то время как поперек котловины (с севера на юг) эти изменения не столь заметны. Отложения нижней осадочной серии более уплотнены, однородны по составу и разделить толщи на более мелкие стратиграфические единицы затруднительно. Верхняя толща T_{Iy} отличается от них четкой, хорошо выраженной, ритмично построенной слоистостью и это главная особенность верхней осадочной серии.

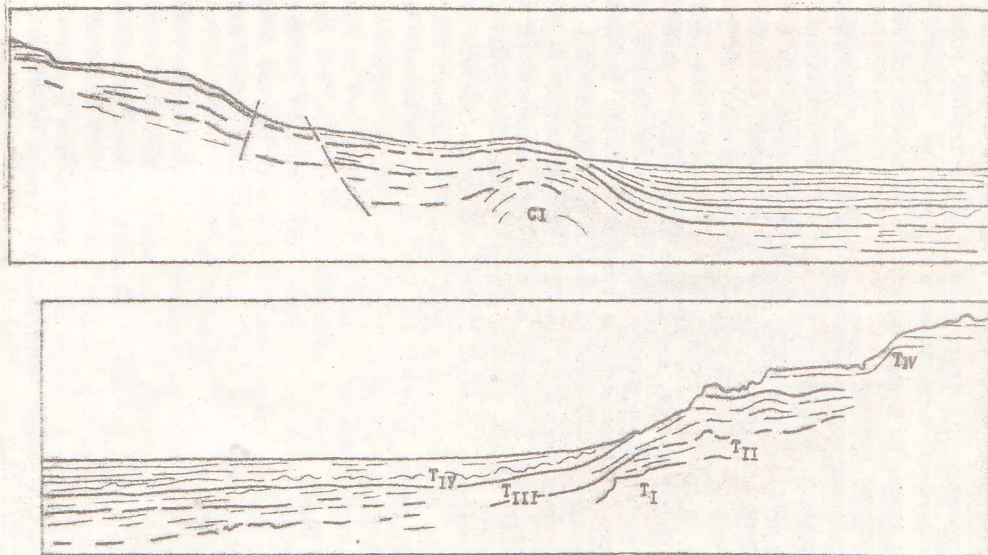


Рис. I. Сейсмический профиль (I) - восток-запад.



Рис.2. Сейсмический профиль (II) - север-юг.

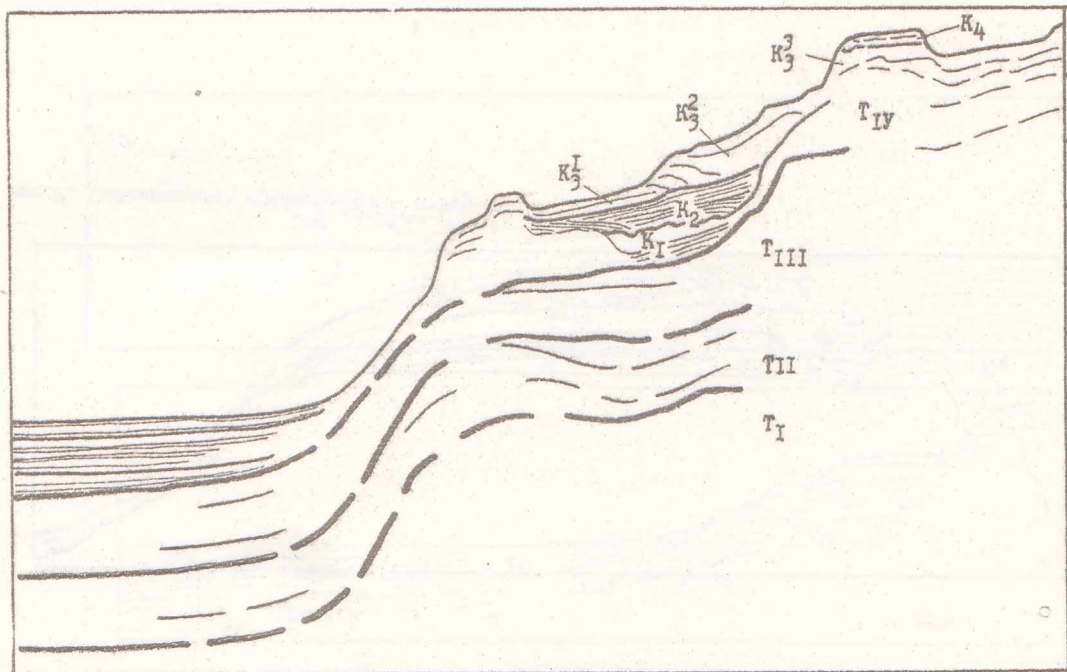


Рис.3. Сейсмический профиль (III) - юго-восточный шельф.

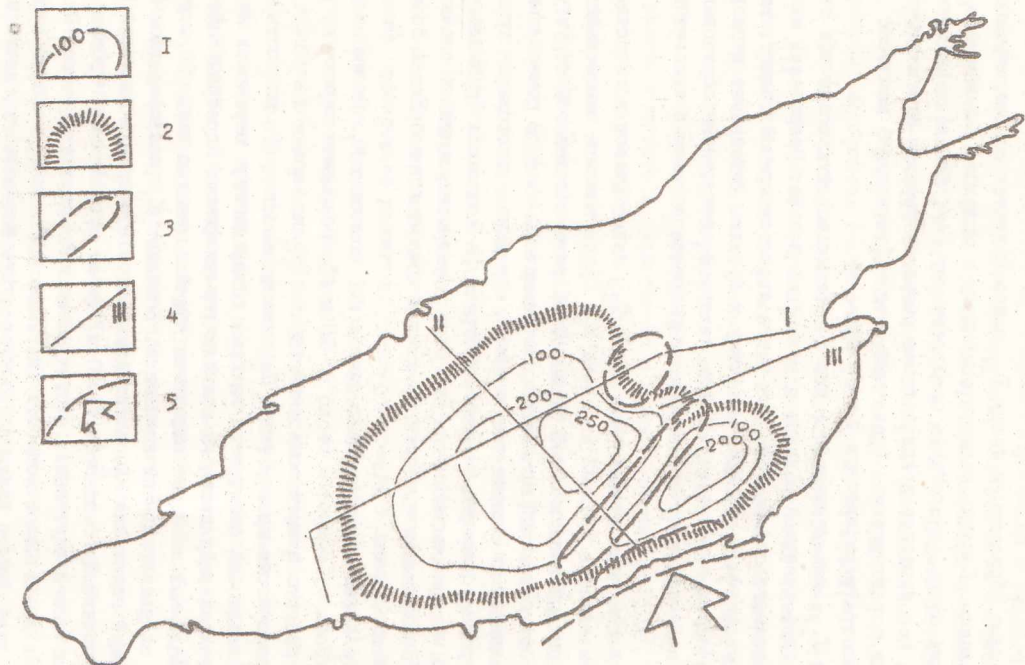


Рис. 4. Сейсмофациальная схема оз.Иссык-Куль:

I - изопахаты четвертичной толщи; 2 - зона минимальной мощности четвертичных отложений; 3 - контуры антиклинальных складок; 4 - сейсмические профили; 5 - направление и локализация горизонтального сжатия южного борта котловины.

Осадочные образования толщи T_{IY} подразделяются на седиментационные комплексы. Понятие седиментационного комплекса, выделяемого в отложениях озера, аналогично предложенному /4/. Комплекс представляет собой генетическое подразделение разреза, границы его являются изохронными поверхностями. Осадочный (седиментационный) комплекс имеет *хроностратиграфическую значимость*.

Толща T_{IY} , как упоминалось выше, состоит из двух осадочных тел - отложений глубоководной равнины и отложений шельфа. Прерываясь на уступе подводного склона, эти две части являются единой толщей, так как имеют изохронные границы - подошву и кровлю. Выделяемые в разрезе толщи осадочные комплексы также являются синхронными образованиями, что установлено из сопоставления разрезов отложений котловины и шельфа.

В котловине при расчленении толщи T_{IY} на комплексы в качестве опорного выделяется средний комплекс K_2 . Среди выше- и нижележащих отложений он выделяется своей пятислойной ритмичнослоистой структурой. Мощность отложений комплекса составляет 60-85 м. В центральных частях котловины он имеет трехчленное строение - состоит из трех пачек. К краям котловины внутренняя структура комплекса "размывается", становится не ясно выраженной. При этом в разрезе комплекса сначала "выпадает" нижняя пачка, затем средняя и комплекс приобретает более однородное строение.

Подстилающие отложения выделяются как комплекс K_1 . Он имеет двухчленное строение, мощность около 65-70 м и перекрывает неровную, размытую поверхность нижней осадочной серии. Нижняя пачка комплекса, заполняя неровности кровли толщи T_{III} , имеет непостоянную мощность. Состав ее отложений отличается высоким коэффициентом отражения акустических волн и выделяется на записях темным фоном. Перекрывающие средний осадочный комплекс отложения общей мощностью около 50 м расчленяются на два осадочных комплекса. Комплекс K_3 , непосредственно перекрывающий отложения K_2 , имеет двухчленное строение и мощность 30 м. Верхний комплекс K_4 (мощность 15-20 м) имеет трехчленное строение, однако чаще всего внутренняя структура верхних двух комплексов плохо разрешается из-за малой мощности слагающих их пачек, особенно это характерно для самого верхнего комплекса K_4 . Мощность его пачек находится на пределе разрешающей способности применявшейся аппаратуры.

Анализ строения толщи T_{IY} на шельфе проводится на профиле III (рис.3), который не является типичным разрезом шельфа. Он проложен

из залива Покровского на северо-северо-запад с выходом на глубоководную равнину. Разрез необычен тем, что мощности отложений толщи T_{IV} на нем в 1,5–2 раза больше их средних значений в остальных частях шельфа. Это объясняется тем, что здесь в пределы шельфа простирается северо-восточное замыкание линейной антиклинальной складки S_2 . Во время формирования отложений осадочной толщи T_{IV} она служила барьером, задерживая поступающий обломочный материал.

Так же, как в котловине, на шельфе при расчленении отложений толщи T_{IV} в качестве опорного выделяется осадочный комплекс K_2 . Его характерной особенностью здесь являются ритмичная слоистость отложений и трехчленный состав. Выделяются три пачки, залегающие не согласно. Между ними фиксируются размыв и незначительные угловые несогласия. Все три пачки имеют характерную ритмичнослоистую структуру и примерно равные мощности в пределах 20 м каждая. Состав осадков, судя по структуре осадочных тел и характеру несогласий, соответствует мелководно-озерным типам.

Подстилающие отложения выделяются как комплекс K_1 , который на шельфе имеет ограниченное распространение. Отложения этого комплекса простираются вдоль бровки шельфа в виде полосы призматического сечения шириной около 8–15 км. Максимальная мощность их составляет 60–80 м. Комплекс расчленяется на две пачки. Нижняя пачка K_1^I мощностью около 20 м слоистая, с несогласием по типу трансгрессивного налегания перекрывает размытую, неровную кровлю толщи T_{III} . Вышележащая пачка K_1^2 имеет мощность до 50 м, осадки ее неяснослоисты, местами фиксируются оползневые нарушения.

Осадочный комплекс K_3 расчленяется на четыре пачки. Осадки его неяснослоисты. Границы между пачками негоризонтальны. Они последовательно прилегают друг к другу вверх по склону шельфа. Кровля нижней пачки ныряет под подошву верхней и все вместе образуют лестницу уступов, описанных ранее как уступы террасовых комплексов /I/. Пачки формировались при последовательных подъемах уровня озера, чередовавшихся с периодами его непродолжительной стабилизации на отметках (-250–275 м, -140 м, -40–50 м, -110 м) ниже современного уровня.

Отложения, относимые к комплексу K_4 , перекрывают отмель шельфа, днища подводных долин. Максимальная их мощность составляет 15–20 м. На стратиграфических колонках, составленных для котловины и шельфа, отражены особенности разрезов осадочных образований основных областей дна озера (рис.5). Колонка I соответствует центральной части

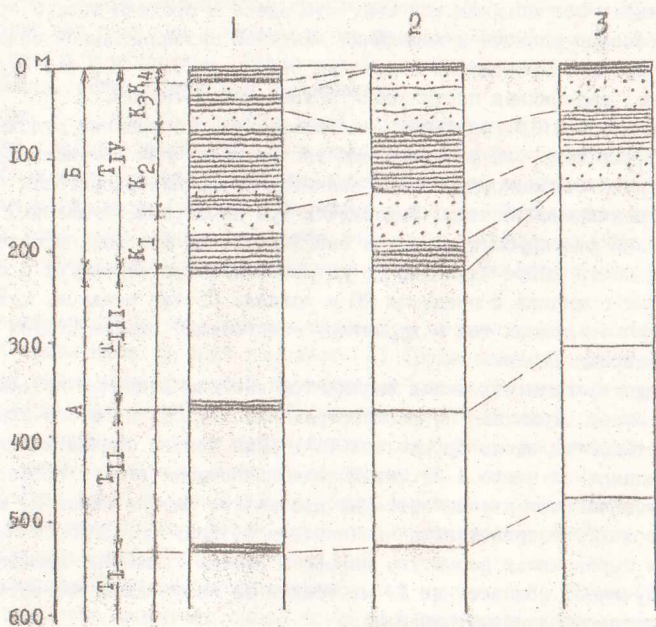


Рис.5. Сеймостратиграфические колонки неоген-четвертичных отложений.

котловины с близкими к максимальным мощностями осадочных образований, колонка 2 соответствует средней части шельфа по профилю III, для которого характерны повышенные мощности осадочных образований верхней части разреза. Колонка 3 соответствует краю шельфа на меридиане по-ва Чоктал и отличается несколько пониженными мощностями образований толщи T_{IV} .

Из сопоставления колонок видно, что толщи T_{III} и T_{II} имеют примерно одинаковые мощности как на шельфе, так и в котловине. Уменьшение мощности толщи T_{III} наблюдается в районе уступа подводного склона, но более заметно оно в районе Чолпон-Аты, а также в ядре антиклинали C_I . Толща T_{IV} на шельфе обычно имеет меньшую мощность, чем в котловине. Осадочный комплекс K_I , составляющий нижнюю часть толщи, на шельфе также имеет меньшую мощность. Исключение составляет колонка 2 по причинам, описанным выше. Комплекс K_2 всюду на шельфе имеет сокращенные в 1,5-2 раза мощности. Отложения комплекса K_3 на колонках 2 и 3 представлены пачками K_3^I и K_3^2 . Полная мощность отложений комплекса K_3 на шельфе значительно больше соответствующих им отложений в котловине.

Уступ подводного склона описан ранее как откос нижнего террасового комплекса /1/. Теперь, когда известна структура верхней части осадочных образований котловины, можно уточнить и дополнить это определение. Уступ подводного склона в большей своей части можно представить как смыкающее крыло флексуры, нижнее опущенное крыло - блок, по форме близкий к контурам глубоководной котловины. Однако он не является единым образованием. Верхнее крыло флексуры с запада, севера и востока образует система поднятых блоков основания. При этом деформации подверглись отложения толщ нижней осадочной серии. Отложения толщи T_{IV} наложены. Перекрывая верхнее крыло флексуры, они сnivelировали различия в амплитудах смещения блоков по периметру котловины. Максимальная амплитуда смещения крыльев флексуры составляет около 300-400 м. Смещение крыльев происходило быстро. Наибольшая активность подвижки блоков основания приходится на конец эпохи формирования отложений толщи T_{III} , до начала отложения осадков толщи T_{IV} . Уже к началу формирования толщи T_{IV} уклоны смыкающего крыла флексуры были достаточно велики и препятствовали отложению осадков.

Южный борт котловины оборван сбросом. Существование антиклинальных складок C_2 и C_3 , их простираение, морфология указывают на то,

что помимо вертикального смещения блоков вдоль линии сброса, южный борт котловины испытывает сдавливающее усилие, которое направлено с юга и концентрируется примерно на отрезке берега от р.Тамга до р.Каджисай.

Основным недостатком проведенного сеймостратиграфического изучения осадочной толщи Иссык-Куля, как уже отмечалось, является отсутствие вещественных характеристик осадков. Это значительно затрудняет проведение надежной палеогеографической реконструкции событий, главным образом из-за отсутствия надежной привязки выделенных осадочных образований. Однако сопоставление составленной сеймостратиграфической схемы отложений Иссык-Куля с существующими стратиграфическими схемами отложений Прииссыккулья /2,3,6,7,8/ показывает хорошую сходимость результатов стратиграфического расчленения осадочных образований.

По сейсмическим данным установлено, что граница между нижней и верхней осадочными сериями является важнейшим природным рубежом, разделяющим плиоцен и плейстоцен. Точное ее временное положение не определено. Во многих местах на шельфе и в западной части котловины она представлена сложной зоной перехода. На шельфе в кровле неогеновых отложений фиксируется разрыв с выработкой абразионных уступов. На уступе подводного склона неоген выходит на поверхность дна.

Плейстоценовая толща T_{IV} достаточно надежно расчленяется на четыре осадочных комплекса, однако временная их привязка требует уточнения. Можно предположить, что самый нижний комплекс K_1 имеет раннеплейстоценовый возраст. Представляется вполне обоснованным, что вышележащий комплекс K_2 может быть соотнесен с Джергаланским комплексом /5/ и тогда устанавливается его средне-позднечетвертичный возраст. Самую верхнюю часть отложений, составляющих комплекс K_4 , следует отнести к голоцену, а все остальные осадочные образования, выделенные как комплекс K_3 , - ко времени от второй половины позднего плейстоцена до голоцена. В этот интервал попадает и сеть затопленных речных долин на шельфе. Их возраст - конец позднего плейстоцена - начало раннего голоцена.

Нижележащие отложения, представленные толщами T_I , T_{II} и T_{III} , неогеновые. Верхнюю часть этой серии (толщу T_{III}) можно соотнести с Шарпылдагской свитой. Нижележащие толщи T_I и T_{II} соотносятся тогда с Джукинской и составляют соответственно ее нижний и верхний отделы.

Изученные отложения Иссык-Куля общей мощностью около 550 м позволяют утверждать, что озерный режим в котловине существует непрерывно с раннеджукинского времени. Однако дочетвертичный водоем резко отличался от современного озера. Он имел сравнительно небольшие размеры и глубины. История Иссык-Куля в близком к современному виде начинается в раннем плейстоцене. Именно к этому времени завершилось опускание блока в центральной котловине и заложилось смыкающее крыло флексуры. В котловине сформировалась глубоководная впадина. Опускание блока было быстрым, но неравномерным (наибольшее установлено в юго-восточной части котловины). Вслед за этим с некоторым запазданием начинает расти линейная антиклиналь C_2 и одновременно с ней складка C_3 . Брахиантиклиналь C_1 заложилась значительно раньше. Уже к началу шарпылдагского времени она выделяется в рельефе, о чем говорит сокращенная мощность толщи T_{III} . Активный рост брахиантиклинали продолжался в шарпылдагское время с последующим усилением его в плейстоцене.

В джукинское время озеро существовало в юго-восточной части современной глубоководной котловины. Западный его берег располагался примерно по центру современной котловины, восточный край простирался на область современного шельфа и, возможно, далее на восток. В шарпылдагское время озеро сокращается. Широкое развитие эрозионных поверхностей, неслоистые толщи отложений этого времени дают представление о масштабах сокращения. Площадь шарпылдагского озера составляла около $1/10$ от современной площади Иссык-Куля, т.е. около 600 км^2 .

К началу плейстоцена площадь озера стала медленно возрастать, а то время как его объем увеличивался более быстро за счет увеличения объема котловины. В начале раннего плейстоцена темп увеличения площади озера стал большим, котловина приобрела близкие к современным морфологические черты, выделился шельф, уступ подводного склона, глубоководная котловина. Однако в западной части котловины озерный режим оставался нестабильным вплоть до середины плейстоцена. Ранне- и среднеплейстоценовые отложения в западной части котловины неслоисты, характер структуры толщ указывает на преобладание прибрежно-озерных, дельтовых и склоновых типов осадочных образований. Широко были развиты обвалы, оползни, оплывы толщ холмисто-грядовым рельефом поверхности.

Первая половина раннего плейстоцена в целом характеризуется установившимся в большей части котловины относительно стабильным озерным режимом. Во второй половине раннего плейстоцена уровень озера понизился. На шельфе была смыта часть отложившихся осадков, которые затем были перекрыты неслоистой пачкой отложений прибрежно-озерного генезиса.

Средний плейстоцен характерен ритмичностью изменений природных процессов. Периоду формирования отложений комплекса K_2 соответствовали природные условия, характеризовавшиеся частыми изменениями уровня озера малой амплитуды, на фоне которых отмечаются три относительно высоких его подъема и спада. На шельфе разрез отложений этого возраста неполный. В результате колебаний уровня озера шельф неоднократно осушался и часть осадков комплекса была смыта.

Наступившая в позднем плейстоцене эпоха распада оледенения развивалась тремя волнами. В периоды максимальных потеплений увеличивался жидкий и твердый сток в озеро, уровень его повышался, происходило формирование прибрежно-озерных, дельтовых и аллювиально-пролювиальных типов отложений. В периоды стабилизации уровня озера формировались характерные уступы, описанные ранее как уступы террасовых комплексов. Наиболее мощная волна потепления, которой, по-видимому, завершился распад оледенения, привела к повышению уровня озера до отметок 40–50 м ниже современного и формированию мощной толщи отложений пачки K_3^3 . Вслед за этим на границе позднего плейстоцена и голоцена последовала глубокая регрессия озера до отметки –110 м. В результате этого часть осадков пачки была смыта и заложена эрозионная сеть речных долин.

Реконструкция событий голоцена на основе имеющихся материалов затруднительно из-за малой мощности этих отложений и низкого разрешения сейсмоакустических профилей. Отложения этого возраста выделены в отдельный комплекс K_4 . Структура его отложений свидетельствует о продолжавшихся и в голоцене колебаниях уровня озера.

Проведенная реконструкция основных событий плиоцена и плейстоцена лишь в общих чертах характеризует природный процесс в бассейне Иссык-Куля. Недостатком ее является зыбкость временной привязки природных событий. Необходимо прямое изучение состава осадков и их датирование, что является ближайшей задачей в изучении озера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б у к и н В.М. Древние береговые линии на дне Иссык-Куля. - Изв. АН КиргССР, 1974, № 4.
2. И б р а г и м о в А.М., Т а л и п о в М.А. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины. - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе; Илим, 1965.
3. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины /Под ред. К.К.Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1971.
4. Сейсмическая стратиграфия /Под ред. Ч.Пейтона. М.: Мир, 1982, т. I.
5. Т а л и п о в М.А., К о р о л е в В.Г. Джергаланский разрез четвертичных отложений-стратотип в пределах Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и неотектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.
6. Т р о ф и м о в А.К., Г р и г и н а О.М. К палеогеографии озера Иссык-Куль. - В кн.: Прибрежная зона озера Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1979.
7. Т у р б и н Л.И., С а б д у ш е в Ш.Ш., Ч е р е п а н о в А.А., Я н у ш е в и ч Ф.Д. Антропоген Киргизского Тянь-Шаня. - В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966.
8. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. - Зап. ВГО, нов.сер., М., Географгиз, 1946, т.3.

Д.В.СВЯСТЯНОВ

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ ОЗЕР И ПУТИ ИХ РАЦИОНАЛЬНОГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Характерный элемент горных ландшафтов - многочисленные и разнообразные озера. Потенциальные энергоресурсы, прорывоопасность, регу-

лирующая роль в стоке горных рек, чистая пресная вода - основные черты горных озер, которые привлекают внимание исследователей в ходе хозяйственного освоения горных территорий.

Пространственное распределение озер в горных районах имеет ряд характерных особенностей. В большинстве своем они невелики по площади и объему и в основном располагаются в гляциально-нивальном, альпийском и субальпийском, реже - лесном высотных поясах гор. Исключения составляют крупнейшие в горах озера тектонических впадин, положение которых аazonально: оз. Титикака в Центральных Андах (высота 3312 м; площадь 8300 км²; глубина 304 м), оз. Иссык-Куль на Тянь-Шане (высота 1607 м; площадь 2236 км²; глубина 668 м), оз. Севан на Кавказе (высота 1903 м; площадь 1360 км²; глубина 86 м) и некоторые другие.

Подобно гумидным и аридным равнинным территориям горные и предгорные районы отличаются как по степени увлажненности, так и по характеру расчленения рельефа. Отличия в климатических условиях различных высотных поясов гор значительны. 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 падать. Сумма климатических изменений, происходящих с подъемом на 1 км в горах, эквивалентна по широте на расстоянии более 1300 км /8/. 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 (обширной территории юга СССР площадью около 1,5 млн км²) на равнинах и в горах насчитывается более 5600 озер. Наибольшее количество их (57,6%) расположено на предгорных равнинах, в зоне "равновесия стока", в интервале высот от 0 до 500 м над ур.м. в условиях недостаточного увлажнения. Значительная часть этих озер сильно минерализована. Наиболее бедна озерами (1,2%) зона "рассеивания стока" (500-1500 м). Наконец, в зоне "формирования стока" (1500-5500 м) располагается 41,2% всех озер Средней Азии или

около 60% всей озерной площади (с учетом оз.Иссык-Куль). Озерность горной части Средней Азии составляет 2,04%, что в два раза больше озерности Кавказа (1,0%) /3/.

В высотном распределении горных озер, которые лежат выше 500 м (табл.1), выделяются интервалы, в которых количество их наибольшее. Такие "озерные пояса" располагаются на Памире в интервале от 3000 до 5000 м (93%), на Тянь-Шане - от 3000 до 4000 м (84%), на Кавказе - от 2000 до 3500 м (83% всех озер).

Из приведенных данных видно, что в настоящее время наибольшее количество озер в горах сконцентрировано в областях, примыкающих к зонам современного оледенения гор. Верхней границей распространения озер в горах является снеговая линия (рисунок), выше которой существование открытых водоемов невозможно (за исключением вулканических областей гор). Следовательно, в эпоху максимального развития последнего горного оледенения "озерные пояса" в горных странах располагались значительно ниже, в соответствии с величиной депрессии климатической снеговой линии, положением концов ледников и смещением вниз всех высотных поясов.

Таблица I

Распределение горных озер на высоте,
% от общего количества

Высотные интервалы, м	Памир /13/		Тянь-Шань /5/		Зап.Кавказ /4/	
	кол-во	%	кол-во	%	кол-во	%
500I-5500	8	0,5	-	-	-	-
450I-5000	246	13,6	-	-	-	-
400I-4500	485	27,0	56	2,9	-	-
350I-4000	383	21,3	723	37,6	-	-
300I-3500	558	31,0	838	46,7	98	9,6
250I-3000	47	2,6	73	3,8	489	45,7
200I-2500	31	1,7	44	2,3	300	28,0
150I-2000	15	0,8	99	5,1	84	7,2
100I-1500	14	0,7	13	0,7	58	5,5
150I-1000	13	0,7	17	0,9	41	4,0
Всего	1800	100	1923	100	1070	100

Следует отметить, что генетическое разнообразие озер в горах меньше, чем на равнинах. В горных районах встречаются озерные котловины тектонического происхождения (крупные озера внутригорных и межгорных впадин); гляциогенные (внутриледниковые, приледниковые, каровые, моренные, зандровые, термокарстовые); гравитационные (сейсмо-обвальные, оползневые, лавинные); гидрогенные (карстовые, сульфозионные, пойменные, старичные); вулканогенные (кратерные, лавовые и др.). "Озерные пояса" гор представлены преимущественно гляциогенными озерами. Другие типы встречаются на этих высотах значительно реже. Например, широко распространенные в горах озера гравитационного типа (сейсмо-обвальные, оползневые и др.) большей частью встречаются в зоне, не подвергавшейся последнему оледенению. Многие авторы отмечают, что большинство так называемых "завальных" озер Тянь-Шаня располагается на более низком гипсометрическом уровне, чем озера моренно-запрудные. Чаще они встречаются в зоне перехода трогов в эрозионные ущелья, приурочены к разломам и сбросам /15,21,11/. Действительно, на Тянь-Шане в интервале высот от 1500 до 2000 м наблюдается несколько повышенное сосредоточение озер (рисунок).

Однако, как показывают современные исследования, решающее значение для образования озер в горах имеет рельефообразующая деятельность ледников. Наиболее значительной озерностью отличаются горные страны, несущие современное оледенение - Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Северный Урал, Альпы, Скалистые горы, Каракорум и др. Например, на Кавказе озера гляциогенного типа составляют 92,4% от общего числа озер /4/. 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.

Таким образом, жизнь подавляющего большинства горных озер связана с ледниками. Под их воздействием озера зарождаются, живут, питаются ледниковым стоком, и отмирают вследствие разрушительного ледникового паводка или постепенно заполняясь наносами - продуктами ледниковой эрозии.

Все исследователи связывают существование гляциогенных озер с деятельностью современного и древнего оледенения. Под древним в данном случае может пониматься только последнее, позднплейстоценовое оледенение, подвергавшееся деградации в течение голоцена, остатки

которого мы видим в современных горных ледниках. Следы этого оледенения, в частности, являются трюги, морены и озера на дне трюгов. По оценкам разных авторов /6,7,24,19,10/, депрессия снеговой линии в горах Средней Азии, на Кавказе и на Алтае в позднем плейстоцене достигала от 300 до 1300 м, а депрессия концов ледников — от 600 до 2000 м.

По материалам А.В.Шнитникова /22/, в позднем плейстоцене в горах Алтая ледники спускались до абсолютной высоты 800-900 м, в Джунгарском Алатау — 1700-1800 м, на Северном Кавказе — 800-1200 м. По данным Е.В.Максимова /9/, на Тянь-Шане концы ледников опускались до высоты 2000-2200 м, на Памире до 2500 м. На этих высотах на дне трюгов располагаются моренные комплексы, относящиеся к последнему (позднеплейстоценовому) оледенению, и связанные с ними моренно-запрудные озера.

В геологическом смысле горные озера — эфемерные образования. Они быстро исчезают в результате прорыва или постепенного эродирования запруды, или заполнения котловин продуктами ледниковой эрозии. Срок их жизни от нескольких лет до нескольких тысяч. Самой большой продолжительностью жизни отличаются озера тектонических впадин. Они могут существовать десятки и даже сотни тысяч лет (оз.Иссык-Куль, оз.Бива).

Приледниковые моренно-запрудные озера, которые являются самыми молодыми водоемами гор, развиваются очень быстро. Они могут исчезать и возобновляться вследствие отдельных стадийных подвижек ледников и переформирования плотин. Возникновение приледниковых моренно-запрудных озер и увеличение их размеров является хорошим показателем регрессивного развития ледников. Характерными примерами могут служить крупнейшие приледниковые озера Тянь-Шаня: озеро у конца ледника Петрова в хребте Ак-Ширак, у конца ледника Колпаковского в хребте Терской-Алатау и др. По нашим расчетам, отступление конца ледника Петрова и увеличение размеров озера в течение последних 30 лет происходит со средней скоростью 22 м/год /18/.

Динамика ледников, обусловленная изменениями теплового обеспечения климата, сказывается на колебаниях ледникового стока и водного баланса горных озер. При этом колебания уровней и площадей озер любого генезиса выступают как чувствительные индикаторы изменчивости общей увлажненности их бассейнов /22/.

Чем дальше от зоны современного оледенения и меньше абсолютная высота, тем меньше гляциогенных (моренно-запрудных и каровых) озер сохранилось. Вне пределов распространения следов последнего оледенения встречаются озера других генетических типов — гравитационные,

гидрогенные. Озера гравитационного типа (обвально-запрудные и др.) нередко имеют весьма значительные размеры: оз. Сарезское на Памире (высота 3240 м, глубина 505 м); оз. Искандеркуль в Гиссаро-Алае (высота 2193 м, глубина 72 м); оз. Сарычелек на Тянь-Шане (высота 1674 м, глубина 324 м); Большая Рица на Кавказе (высота 950 м, глубина 116 м).

Как было показано, в распределении различных генетических типов озер в горах по высоте проявляются зональные и аazonальные закономерности. Положение гляциогенных озер определяется зональными факторами, тектонических, гравитационных и вулканических — аazonальными факторами. В распределении гидрогенных озер могут принимать участие и те и другие факторы (табл. 2).

Высотная дифференциация расположения различных генетических типов горных озер определяет и характер их эволюции. Наличие оледенения в бассейне озера имеет решающее значение в формировании стока, проточности, температурного и гидрохимического режима озера, гидробиологических условий и осадконакопления в озере.

В позднем плейстоцене, 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 предгорий в Центральных Альпах и на Швейцарском нагорье, которые вследствие своего движения сформировали котловины крупнейших озер Альп-Женевского, Фирвальдштетского, Цюрихского и Воденского. Возраст этих озер не превышает 10-12 тыс. лет /25, 27/.

В горах аридной зоны (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 ледоемы. Наличие крупных выровненных поверхностей (сыртов) создало благоприятные условия для развития мощных ледников предгорного типа на значительных высотах. На Кавказе же, имевшем большую расчлененность рельефа, развивались только крупные долинные ледники, не достигавшие предгорий /20/. Это обстоятельство предопределило различия в современной озерности горных территорий. Распад ледников в голоцене вызвал мощный импульс озераобразования на выровненных пространствах сыртов и в замкнутых внутригорных котловинах гор Средней Азии. В результате во внутригорных

Таблица 2

Генетическая типизация котловин горных озер

Класс	Тип	Подтип	Группа
Азональные	Тектонические	Межгорные	Котловинные
		Внутригорные	
		Разрывные	
	Вулканогенные	Сбросовые	Провальные
		Кратерные	Запрудные
		Лавовые	Провальные
	Гравитационные	Сейсмо-обваль- ные	Запрудные
			Запрудные
		Оползневые	
		Лавинные	
		Лавинного выби- вания	Котловинные
	Гидрогенные	Карстовые	Провальные
Суффозионные			
Пойменные		Котловинные	
Зональные	Гляциогенные	Старичные	
		Собственно ледниковые	Котловинные
			Запрудные
		Моренные	Котловинные
			Запрудные
		Каровые	Котловинные
			Запрудные
		Зандровые	Котловинные
Термокарстовые	Запрудные		
	Провальные		

котловинах образовались такие крупные высокогорные озера, как Каракуль, Рангкуль и Шонкуль на Памире, Чатыркель и Сонкель на Тянь-Шане. Существовали и другие крупные озера, которые к настоящему времени исчезли, будучи спущенными в результате речной эрозии. В настоящее время можно наблюдать отдельные районы, представленные относительно небольшими озерами (табл.3).

Таблица 3

Распределение озер Центрального Тянь-Шаня по бассейну рек

Бассейн реки	Количество озер	Площадь озер, км ²
Большой Нарын	89	16,00
Сары-Джаз	46	14,60
Чон-Узенги-Кууш	23	6,80
Малый Нарын	23	5,98
Всего	187	43,38

Средняя площадь озер Центрального Тянь-Шаня составляет всего около 0,2 км². В основном озерные районы Центрального и Внутреннего Тянь-Шаня соответствуют пространствам сыртов. Озера сыртов - водоемы малых форм средней площадью менее 1 км² преимущественно гляциогенного типа. Чаще всего на сыртах встречаются озера моренно-котловинные, моренно-запрудные, широко распространены зандровые и термокарстовые. Интересной лимнологической особенностью сыртов является существование такого генетического типа озер, как гидрогенные. Образование пойменных и старичных озер в горах на высоте более 3000 м - явление аномальное, обусловленное равнинным характером течения некоторых рек на отдельных участках (Ара-бель-суу, Кумтор, Карасай, Аксай и др.). Не исключено, что в формировании этого подтипа озер на сыртах принимали участие и термокарстовые процессы, которые активизировались в позднем голоцене в соответствии с общим раскладом оледенения.

Однако деградация оледенений, которая происходила в течение голоцена во всех горных странах и наблюдается в настоящее время, вырази-

лась 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 ледник, тем меньше его эродирующая и аккумулярующая способность, и размер озерной котловины, которую он способен сформировать в активную фазу. Таким образом, распад ледников и их отступление 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 имеет тенденцию к уменьшению, а "озерный пояс" гор постепенно перемещается выше, вслед за отступающими ледниками.

Если рассматривать озера от более древних к молодым, то можно отметить, что площади моренно-запрудных, расположенных на дне трогов, на Тянь-Шане уменьшились за голоцен в среднем от 1-5 км² до 0,01-0,5 км² при некотором увеличении числа озер /14/. Крупные приледниковые моренно-запрудные озера в современную эпоху встречаются крайне редко. На Тянь-Шане самым большим водоемом этого генетического типа является озеро площадью 1,8 км² у конца ледника Петрова в верховьях р. Кумтор.

В настоящее время на Тянь-Шане особенно многочисленными являются небольшие по площади и глубине озера Арабельских, Кумторских, Тарагайских сыртов, Алайской долины и др.

Процесс озерообразования на сыртах, судя по самым древним датировкам донных отложений, начался в начале голоцена. Происходил распад ледников и талые воды стали заполнять отрицательные формы рельефа, подготовленные деятельностью экзогенных процессов. В период климатического оптимума голоцена началась деградиация многолетнемерзлых пород, вытаивание погребенного в моренах льда, формирование термокарстовых просадок и образование множества небольших по размеру озер. Следует отметить, что оживление термокарстовых процессов наблюдается на Памире и Тянь-Шане и в настоящее время. Это приводит к дифференциации рельефа и образованию новых небольших термокарстовых озер.

В зависимости от положения, в том или ином высотном ландшафтном поясе гор озера в различной степени подвержены экзогенным факторам,

способствующим деградации и исчезновению водоемов. Основными из них являются: гляциальный, нивально-гравитационный, флювиальный, эрозионный, биогенный, а в текущем столетии и антропогенный. В высоких поясах гор большую активность имеют первые три фактора, в нижних — последние три.

Существование горных озер в условиях интенсивно протекающих процессов физико-химического выветривания и денудации на их водосборах, большой абсолютной высоты и низкой температуры, определяет особенности биологических и седиментационных процессов в водоемах.

Гидробиология высокогорных озер пока еще изучена слабо. Известно, что для флоры и фауны озер Памира и Тянь-Шаня характерно малое видовое разнообразие, преобладание широко распространенных видов, вплоть до космополитических. Несмотря на изолированность горных районов, отмечается малое число эндемиков, преобладание эвритермных и холодно-стенотермных видов, что создает близкое сходство высокогорных водоемов с экосистемами арктических озер /2,3/. Эти данные позволяют утверждать, что основными факторами, лимитирующими развитие биологических процессов в высокогорных водоемах, являются низкая температура воды, большое количество взвешенных минеральных наносов и недостаток растворенных питательных веществ. Поэтому в процессе седиментации в горных озерах решающее значение имеет накопление минерального вещества — до 98%, в гляциально-нивальном поясе гор. Это связано с низкой биологической продуктивностью высокогорных водоемов. По мере уменьшения высоты расположения озер и увеличения их возраста доля органического вещества в осадках становится большей, достигая 25–35% в субальпийском и лесном поясах. Это указывает на общую направленность процессов седиментации в ходе эволюции горных озер.

Подобным образом в раннем голоцене в озерах преобладало накопление минеральных аллохтонных осадков, но по мере уменьшения размеров оледенения на водосборах и развития озер на протяжении голоцена возрасла роль автохтонных биогенных веществ в донных отложениях, отражая общее улучшение экологических условий и направленность процесса природного эвтрофирования озер /16/.

Процесс деградации оледенения имел возвратно-поступательный характер, соответствующий ритмическим закономерностям колебаний климата в голоцене /9,22/. Ритмические изменения природных условий в горах отчетливо фиксируются в слоистости донных отложений. Это сезонные слои ленточных глин приледниковых озер, которые отличаются по круп-

ности и откладываются в зависимости от интенсивности приноса обломочного материала в разные сезоны года, и более крупные слои, насыщенные органическим веществом (остатками водной растительности, торфа), погребенные минеральными наносами в результате циклической изменчивости климата, оледенения и стока большей длительности.

Скорость седиментационных процессов в горных озерах различна как в пространстве, так и во времени, что связано с самим положением озер и условиями их проточности, а также с изменчивостью условий увлаженности 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 достигать от миллиметров до нескольких сантиметров в год.

В то же время, озера проточные (с высокой водообменностью) сбрасывают большую часть взвешенных наносов посредством руслового стока. Скорость осадконакопления в крупных озерах внутригорных впадин различна на отдельных участках акватории. Она максимальная в районах впадения потоков, несущих наносы (см/год), и наименьшая - в глубинных участках, удаленных от устьев рек (доли мм/год). Установлено, что на протяжении послеледникового времени (последние 15 тыс. лет) средняя скорость седиментации в горных озерах направленно уменьшалась. Например, в озерах Тянь-Шаня за голоцен она сократилась от 5-2 мм до 0,5 мм/год в связи со значительным уменьшением размеров оледенения и сокращением ледникового стока [17].

В настоящее время озера внутригорных впадин (относимые к типу тектонических) являются наибольшими по площади и запасам водных масс. Крупные изменения в водном балансе этих озер происходили под влиянием многовековых колебаний осадков и стока. В эпохи повышенной увлажненности тектонические впадины внутригорных котловин заполнялись водой (или ледниками в зависимости от высоты). Образовывались крупные пресные проточные озера, или ледоемы при выходе ледников из горного обрамления на дно котловины. В эпохи же пониженной увлажненности проточные озера внутригорных впадин сокращали свои акватории, уровень озер понижался, они превращались в бессточные водоемы, осолонялись, расчленились на отдельные плесы и усыхали.

В текущем столетии на крупных озерах горных территорий явно проявляется тенденция к усыханию, обусловленная ходом развития глобальной многовековой фазы пониженной увлажненности. Так, уровень озера

Иссык-Куль в голоцене испытывал значительные колебания, при которых неоднократно возникал проточный режим озера /6/. Известно, что в VI-XV вв. нашей эры уровень Иссык-Куля был примерно на 10 м ниже современного, а в XVIII-XIX вв. - на 10-12 м выше современного. В течение последнего столетия уровень озера Иссык-Куль устойчиво понижается со средней скоростью 5-7 см в год. Есть основания полагать, что тенденция эта сохранится и в будущем /1,23/.

Аналогичная направленность к усыханию наблюдается и на других озерах Тянь-Шаня. На оз. Сонкель снижение уровня за последние 10 лет составило величину около 1 м. Уровень оз. Чатыркель за это же время упал более чем на 1,5 м /14/. Значительно понизились уровни озер Рангкуль и Шоркуль на Памире. Только с 1966 по 1976 гг. оз. Шоркуль обмелело на 2,5 м /12/. Площадь его к 1963 г. по сравнению с 1966 сократилась в 3 раза.

Таким образом, в настоящее время большинство горных озер существуют в условиях неблагоприятного климатического фона. Эта общеклиматическая тенденция значительно усилилась в XX столетии вследствие наложения на нее возрастающего антропогенного воздействия. Примером тому является падение уровня оз. Иссык-Куль и связанные с этим проблемы /23/.

В последние десятилетия антропогенное влияние на горные озера повсеместно возрастает, что является особенно тревожным фактором по отношению водных экосистем. Дegradация горных озер, которая и без того протекает весьма интенсивно под влиянием природных факторов, значительно усиливается хозяйственной деятельностью человека. Даже в горных районах, всегда отличавшихся чистотой природных вод, значительно возросли темпы эвтрофирования озер, происходит ухудшение качества их вод. Например, самые глубокие озера Альп - Женевское и Боденское, имеющие ледниковое питание, всего за три последних десятилетия из ультраолиготрофных превратились в эвтрофные. Та же тенденция к существенному ухудшению качества вод наблюдается и в других водоемах Альп - Лугано, Лаго-Маджоре, Урнерзее /26/.

В связи с неблагоприятными природными климатическими тенденциями, ведущими к сокращению водных ресурсов горных территорий, а также с возрастанием хозяйственной деятельности, вызывающей ухудшение качества вод, в ряде стран принимаются меры, направленные на сохранение существующих горных озер, на возобновление исчезнувших и создание искусственных водоемов, проводятся дорогостоящие мероприятия по борьбе с

эвтрофированием водоемов. Так, в Швейцарии, где гидроэнергетические ресурсы в настоящее время исчерпаны, помимо 70 естественных озер создано еще 94 искусственных горных водоема, которые используются в гидроэнергетических, рыбоводных и других хозяйственных целях.

В нашей стране в связи с расширяющимся хозяйственным освоением горных территорий и ростом потребностей в водных ресурсах ставится задача более рационального использования и охраны природных ресурсов горных озер. Поэтому представляются вполне назревшими меры, направленные на увеличение сезонных запасов вод в горах и регулирование стока горных рек.

Дальнейшее развитие сельского хозяйства в горных районах, рост поголовья скота и возрастающая нагрузка на пастбища, которые располагаются в основном в высокогорной альпийской зоне - "озерном поясе" Тянь-Шаня (на высоте от 3000 до 4000 м), приводят к деградации и снижению продуктивности пастбищ. Поэтому в целях коренного улучшения естественных кормовых угодий целесообразно проведение мероприятий по предотвращению исчезновения существующих небольших горных озер и возобновлению исчезнувших водоемов в горных долинах путем искусственного наращивания и укрепления озерных плотин, очищения котловин, заполненных рыхлыми наносами. Эти меры позволят увеличить сезонные запасы пресных вод в горах, повысят возможности окультуривания пастбищ, могут принести реальный прирост урожайности в районах орошаемого земледелия.

В Киргизии перспективны в этом отношении районы Джумгалский, Кочкорский, Ак-Талинский, Таласский, Ат-Башинский, Тянь-Шаньский.

Что касается крупных озер Тянь-Шаня, то падение уровня озера Чатыркель и усыхание его котловины необходимо приостановить путем переброски верхней части стока р.Кенсу в р.Кёйкайгыр в районе их бывшего слияния. Для этого потребуется провести канал длиной не более 500 м в рыхлых моренных отложениях. Добавка части стока р.Кенсу в оз.Чатыркель может дать до 30 млн м³ воды за теплый период года, что составит более 200 мм слоя на современную площадь озера. Эта мера не требует больших затрат, но компенсирует падение уровня озера и грунтовых вод в Чатыркельской котловине, предотвратит ее дальнейшее иссушение и засоление, а также даст возможность сохранить тысячи гектаров высокопродуктивных пастбищ.

Поддержание водного баланса оз.Сонкуль необходимо осуществить путем строительства небольшой плотины с водосливом в истоке р.Кад-жерты. Целесообразно поднять его уровень на 1,5-2,0 м, что вызовет

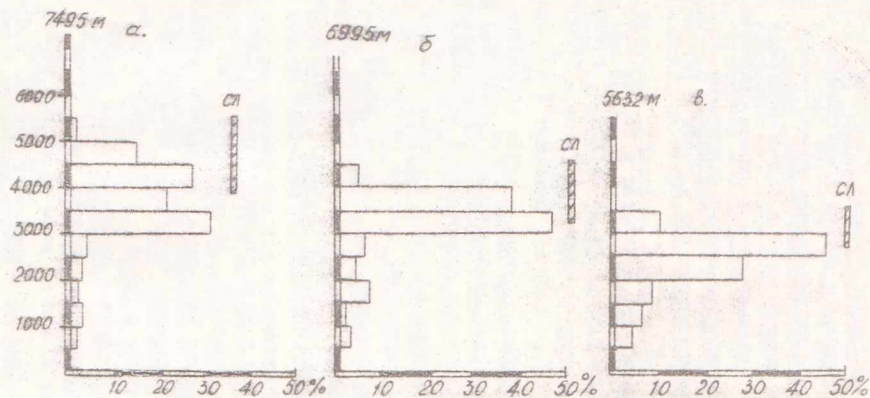


Рис. Распределение озер по высотным зонам гор (в % от общего количества озер):
 а - Памир; б - Тянь-Шань; в - Зап.Кавказ.
 СЛ - высотный интервал положения снеговой линии.
 7495, 6995, 5632 - высочайшие вершины, м.

оптимальное повышение зеркала грунтовых вод и возволит повысить продуктивность пастбищ в Сонкельской котловине. Эта мера, кроме того, приведет к затоплению в основном юго-восточной части побережья озера, что благоприятно отразится на ведении рыбного хозяйства, а также поможет сохранить заповедные гнездования индийского горного гуся.

На Памире весьма перспективным представляется использование для целей гидроэнергетики и орошения пастбищ крупнейших завальных озер - Сарезского, Яшилкуль, Искандеркуль и др. Искусственное укрепление плотин этих озер и возведение на их основе высоконапорных ГЭС будет вполне реальным в недалеком будущем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешинская З.В., Бондарев Л.Г. Колебания уровня Иссык-Куля в позднем плейстоцене и голоцене. - В кн.: Вопросы географии. М., 1970, вып.79.
2. Гурвич В.Ф. О Памиро-Тибетской биологической области. - В кн.: Биологические ресурсы водоемов, пути их реконструкции и использования. М., 1966.
3. Гурвич В.Ф. Некоторые зоогеографические особенности фауны высокогорных водоемов Средней Азии. - В кн.: Биологические основы рыбного хозяйства республик Средней Азии и Казахстана. Алма-Ата, 1969.
4. Ефремов Ю.В. Генетическая классификация горных озер Западного Кавказа. - В кн.: Сб. работ Рост.ТМО. Л.: Гидрометеиздат, 1960, вып.17.
5. Жуков Н.Н., Стависский Я.С. Некоторые сведения об озерах Киргизии. - Тр. САРНИГМИ, в. 2 (83). Л.: Гидрометеиздат, 1975.
6. Забиров Р.Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской Алатау и колебания уровня оз. Иссык-Куль. - Изв. АН Кирг. ССР, Фрунзе, 1966, вып.2.
7. Калесник С.В. Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963.
8. Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. М.: Мысль, 1970.
9. Максимов Е. В. Проблемы оледенения земли и ритмы в природе. Л.: Наука, 1972

10. Максимов Е.В. Ледниковое прошлое хребта Киргизский Алатау. Л.: ЛГУ, 1980.
11. Максимов Е.В. О происхождении так называемых завальных озер Тянь-Шаня. - В кн.: Проблемы географии Киргизии. Фрунзе, 1975.
12. Никитин А.М. О современном состоянии бессточных озер Восточного Памира. - Тр.САРНИГМИ, вып.2 (83). Л.: Гидрометеозидат, 1976.
13. Никитин А.М. Морфометрия и морфология озер Средней Азии. - Тр. САРНИГМИ, вып. 50 (131). Л.: Гидрометеозидат, 1970.
14. Озера Тянь-Шаня и их история. Л.: Наука, 1980.
15. Сваричевская З.В. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: ЛГУ, 1965.
16. Севастьянов Д.В. О некоторых закономерностях развития высокогорных озер Тянь-Шаня и их палеогеографическом значении. - Изв. ВГО, 1979, вып.6.
17. Севастьянов Д.В. Особенности современной эволюции горных озер. - Изв. ВГО, 1983, вып. I.
18. Севастьянов Д.В., Фунтиков А.Б. Новые данные об эволюции высокогорных оз. у конца ледника Петрова. - Изв.ВГО, 1981. т.113, вып. 5.
19. Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеозидат, 1966.
20. Тушинский Т.К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа. - Вестн МГУ, 1960, № I.
21. Филонец П.П., Омаров Т.Р. Озера Центрального и Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1973.
22. Шнитников А. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., Изд. ГО СССР, 1973.
23. Шнитников А.Б. Озеро Иссык-Куль. Природа, охрана и перспективы использования озера. Фрунзе, 1979.
24. Щербакова Е.М. Рельефообразующая деятельность плейстоценового оледенения на Алтае. - Вест. МГУ, География, 1974, № 5.

РОЛЬ СЕЙСМО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ
В ЭВОЛЮЦИИ ДОЛИНЫ Р.ЧОН-АКСУ В КУНГЕЙ АЛА-ТОО

Долина р.Чон-Аксу - одна из наиболее активизированных в тектоническом отношении зон Кунгей Ала-Тоо. Она отличается широким распространением следов былого оледенения, а также разнообразными свидетельствами недавних тектонических движений большой интенсивности. Наряду с многочисленными современными ледниками, занимающими наиболее возвышенные участки южного склона Кунгей и северного склона хр.Кумбель, здесь встречаются своеобразные нивально-ледниковые образования - забронированные и каменные глетчеры. Долина и в наши дни обладает высокой сейсмичностью. Помимо известных Верненского (1887 г.), Чиликского (1889 г.) и Кеминского (1911 г.) землетрясений, эпицентры которых находились, хотя и недалеко, но все же за пределами бассейна Чон-Ак-Суу, непосредственно в бассейне сильные землетрясения зафиксированы в 1874, 1896, 1928, 1936 и 1945 гг. /4/. Сочетание глубоко расчлененного рельефа и обширного оледенения с наличием рыхлых толщ и высокой сейсмичностью делает долину селопасной.

Характерным элементом морфологии долины р.Чон-Ак-Суу является широкий (до 2,0-2,5 км) террасообразный прилавок, протянувшийся вдоль правого борта долины и поднятый над ее дном на 60-80 м в верховье и на 150 м в среднем течении реки. Немного западнее меридиана р.Ишан-Булак прилавок прорезан грандиозной промоиной глубиной в 100-150 м. Борта ее показывают, что рассматриваемый прилавок на всю глубину сложен моренной. На поверхности его в виде цепочек холмов отчетливо выражены конечные морены ледников последнего оледенения, спускавшихся по северному склону хр.Кумбель. Е.Я. Ранцман в работе /6/ отмечает, что на прилавке выражены морены двух оледенений - предпоследнего и последнего. К первому из них относится моренная толща, слагающая прилавок, ко второму - моренные холмы на поверхности прилавка (и морены на дне современного трога р.Чон-Аксу).

Известно, что ледники в ходе своей деятельности удаляют значительную часть рыхлого материала из горных долин. Объяснить же причины, которые способствовали накоплению морены такой необычно большой мощности (60–150 м) во время предпоследнего таласского оледенения можно следующим образом.

Широтно вытянутая часть долины Чон-Аксу уже во время этого оледенения испытывала погружение и в ней как в ловушке происходило накопление моренного материала. В межледниковое время, очевидно, произошел новый импульс углубления долины. Если бы оно было вызвано только эрозией, то моренная толща была бы прорезана рекой по ее геометрической оси. В действительности же врез произошел непосредственно вдоль подножия кунгейского склона и вероятнее всего потому, что хр. Кумбель вместе с прилегающим к нему моренным прилавром отходит от Кунгей Ала-Тоо к югу. В результате чего сохранился моренный прилавок только правого борта долины.

Описанные движения, очевидно, продолжались и в новейшее время, в частности, во время распада ледников последнего киргизского оледенения. Во время максимума оледенения ледник спускался до высоты примерно в 2000 м (до этой высоты форма долины носит роговый характер). Конечной морены максимальной стадии не сохранилось. В широтной части долины обширные конечные морены I, II, III и IV стадий зафиксированы на высотах 2200, 2400, 2700 и 2900 м. В боковых долинах ниже современных ледников прослеживаются конечные морены V, VI и VII стадий, соответственно располагающиеся на высотах около 3000, 3100 и 3200–3250 м. Конечная морена II стадии в долине ручья Карачан, впадающего слева в Чон-Аксу, датирована по C^{14} несколько моложе 10000 лет, что полностью совпадает с возрастной оценкой морен этой стадии в системе А.В. Шнитникова /7,5/.

Е.Я. Ранцман /6/ упоминает валобразное вздутие, вытянутое в долине Чон-Аксу параллельно реке. Этот вал нарушает морены I и II стадии и подпруживает грунтовые воды, направленные к реке, в связи с чем у его подножия расположена заболоченная низина и два небольших озера – Нижнее и Среднее (Нижнее находится на высоте 2370 м, занимает внутриморенную котловину на конечной морене I стадии; Среднее – на высоте 2500 м, занимает аналогичную котловину на морене II стадии. Существует также третье – Верхнее озеро на высоте 2600 м, которое подпружено северным конусом правого борта долины р. Чон-Аксу). Как отмечает Е.Я. Ранцман /6/, там, где река резко поворачивает на юг, вал пересекает ее

низкую террасу, поверхность которой смещена здесь на 3,5-4,0 м по вертикали, а затем он пересекает с образованием переката и русло реки (рис.1). Далее, на восток, на перевале Кокбель К.И. Богдановичем /1/ описан и валообразный надвиг высотой в 6-10 м. Движения по этому разлому произошли сравнительно недавно, поскольку смещена поверхность низкой террасы (рис.1, врезка). Крутая моренного облика сопка поднимается на 18-20 м выше берега озера. Моренной сопка является только с поверхности, где в обилии разбросаны моренные валуны. В разрезе сопки, обращенном к озеру, видна толща голубоватой сланцевой дресвы мощностью не менее 13-15 м. Под ней находится горизонт гумусовой пре-красно сформированной погребенной почвы мощностью в 10-15 см. Еще ниже расположена коричневая почвенного типа масса мощностью в 4,0-4,5 м, спускающаяся к самому ручью, вытекающему из озера. Анализируя это обнажение, можно изложить последовательность событий, сформировавших всю толщу, следующим образом. В межледниковое время в долине Чон-Аксу энергично протекал процесс почвообразования. Затем почвенный горизонт был погребен мощной делювиальной толщей, что, вероятно, связано с активизацией тектонических движений, вызвавших тектоническое переуглубление долины и снос с ближайших склонов делювиального материала. После этого Чон-Аксу была занята ледником последнего оледенения. В результате отложилась морена, крошечная делювий. В послеледниковое время вновь активизировались тектонические движения, в результате которых сформировался упоминавшийся выше тектонический вал. Подъем горстовой глыбы, образовавший вал, вывел на дневную поверхность сланцевую толщу с подстилающей ее погребенной почвой.

Поскольку погребенная почва выступает на дневную поверхность не прямо на скате, а под террасоподобным уступом в нижней части ската, возможно и другое решение. Во время подъема вала по разлому часть сланцевой дресвы обрушилась по почву смежной неподнявшейся территории и погребла ее¹. В дальнейшем ручей подрезал вывал. В результате возникла фиктивная картина погребения послеледниковой молодой почвы межледниковой сланцевой дресвой. Решить возникшее противоречие могла только датировка погребенной почвы. Ее возраст оказался молодым - 1980±40 лет (Л7-1450). Справедливость этой датировки подтверждается независимым путем. Из небольшого болотца, снизу примыкающего к озеру, почвенным буром отобраны образцы торфа. Самый нижний горизонт торфа (1,65-2,00 м),

¹ Неподалеку от обнажения погребенной почвы у подножия ската замечены полупогребенные стволы елей.

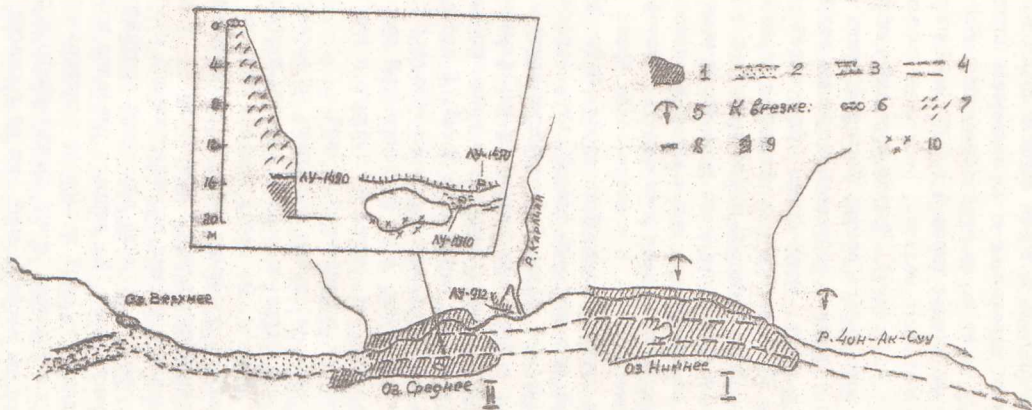


Рис. I Тектонические нарушения в районе конечных морен I и II стадий в долине р. Чон-Аксу:
 I - конечные морены; 2 - селевое поле; 3 - селевая промоина; 4 - разрывы, обрамляющие
 тектонический вал; 5 - смещения, связанные с землетрясением 1911 г.
 На врезе: место отбора образцов на абсолютное датирование.
 6 - морена; 7 - сланцевая дресва; 8 - гумусовый горизонт; 9 - почвенная мана.

непосредственно налегающий на минеральный грунт, показал возраст 1910 ± 30 лет (ЛУ-1510). Становится очевидным, что валообразное вадутие, осложненное разрывами и сопровождавшееся образованием озер, возникло на границе эр. Подъем тектонического вала со сбросами до 18-20 м мог быть вызван очень сильным землетрясением.

Конечные морены I, II и III стадий в долине Чон-Аксу, а также более молодые морены (IV-VI стадий) на северном склоне хр. Кумбель имеют нормальный альпийский облик. Молодые морены южного склона Кунгей Ала-Тоо, особенно в истоках реки, как правило, образуют обширные забронированные или каменные глетчеры. Забронированные глетчеры в Киргизском Ала-Тоо обычно сочетаются с деградирующими ледниками. Особенностью некоторых забронированных ледников долины Чон-Аксу является их омертвление и сочетание с ледниками, показывающими явные признаки современной активности. Наличие забронированных глетчеров в общем случае говорит в пользу значительных по своему размаху глыбовых перемещений отрицательного знака /3/. Активизация ледников, напротив, свидетельствует о подъемах территории.

Следы недавних тектонических деформаций отчетливо прослеживаются на конечных моренах I и II стадий в виде совсем свежих сейсморывов и валов. Аналогичные формы видны и на поверхности моренного прилавака. И.И. Богданович /1/ отмечает, что там, где есть свежие следы землетрясения 1911 г., наблюдаются, хотя и более слабые, нарушения, вызванные землетрясением 1889 г. Во время землетрясения 1911 г. вдоль южного склона Кунгей Ала-Тоо, обращенного к Чон-Аксу, произошло понижение, произошли грандиозные обвалы и образовались трещины. Наиболее крупные обвалы упали в долинах рек Тегерменты, Сютбулак и Аксу. Особенно крупные смещения и трещины наблюдаются на поверхности невысокого плато, расположенного к северо-востоку от перевала Кокбель в междуречье Чон-Аксу и Аксу /6/.

О подъеме уровня, происшедшего сравнительно недавно, свидетельствуют затопленные и погибшие ели, стоящие по периметру озера. Визуально гибель деревьев должна была быть вызвана не менее, чем двухметровым подъемом уровня воды. Так как озеро проточное, то подъем его уровня мог быть вызван только подъемом порога стока.

С мертвого дерева, подтопленного водами озера, был сделан спил. Его дендрограмма показана на рис. 2. На ней за все 186 лет есть только одна примечательная точка - наиболее высокий прирост в начале дендрограммы (173 года от последнего кольца). После нее наблюдается направ-

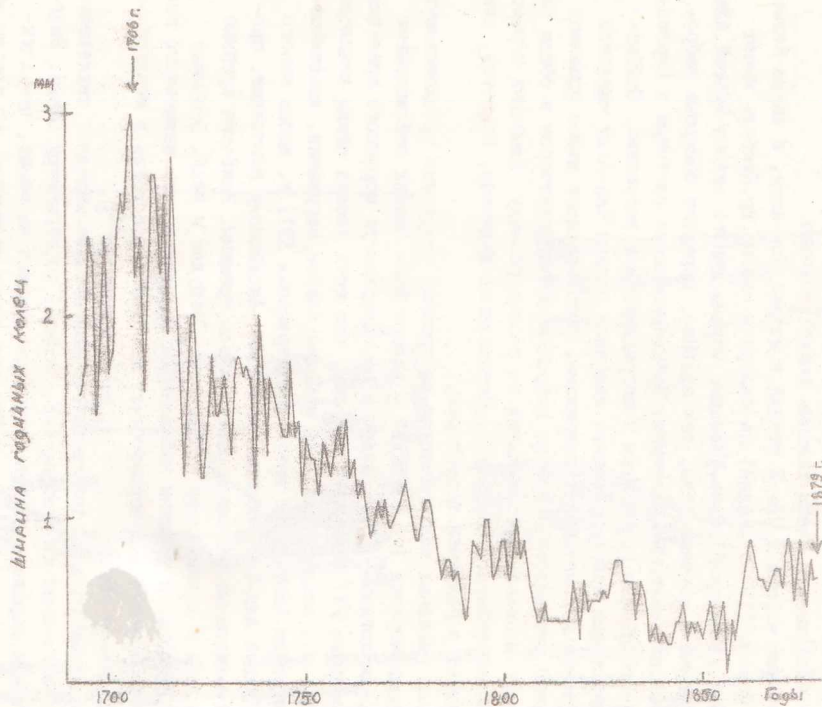


Рис. 2. Дендрограмма спила Чон-Аксу - 7 (пояснения в тексте).

ленный спад прироста (за исключением последних 20 лет). Ранее по дендрограммам из Северного Тянь-Шаня установлено, что наиболее высокий прирост за последние столетия относится примерно к 1706 г. /2/. Если мы точку наиболее высокого прироста на рассматриваемой дендрограмме признаем за 1706 г., то гибель дерева окажется отнесенной к 1879 г. Несомненно, при таком решении вопроса возможна ошибка в несколько лет. Вероятно, тектонические движения в районе Среднего озера, вызвавшие повышение его уровня, были связаны либо с Вернинским землетрясением 1887 г., либо с Чиликским 1889 г. Так или иначе, но подъем вод озера видимо произошел в восьмидесятые годы прошлого века.

Активная тектоническая жизнь района в значительной мере провоцирует селевую деятельность. В средней части долины Чон-Аксу находится крупнейшее селевое поле хребта (рис. I). Длина его вдоль долины достигает 2,0-2,5 км, ширина - 0,5-0,7 км. Снизу селевое поле упирается в конечную морену II стадии. Возникло оно в результате грандиозного селя, прорезавшего края моренного прилавка таласского оледенения и образовавшего гигантскую промоину. Е.Я.Ранцман упоминает, что промоины правого склона долины Чон-Аксу образовались после землетрясения 1911 г.

Конус селевых отложений, выступающий из промоины, подпруживает Чон-Аксу, образуя третье (Верхнее) озеро. В 1978 г. оно было столь мало, что не привлекло внимания. К 1983 г. размеры озера достигли 300 м в длину и 100-120 м в ширину. Оно полностью затопило дорогу, ведущую к верхней части долины, что свидетельствует об усилении селевой деятельности в последние годы. В 1959 г. длина его достигала 260 м, что превосходило размеры 1978 г. Особенно же больших размеров озеро должно было достигать сразу после 1918 г., т.е. после главной селевой катастрофы в долине Чон-Ак-Суу. Итак, селевая активность в средней части долины была сильна около 1918, 1959 и 1983 гг. Эти этапы хорошо увязываются с периодами скудного выпадания осадков в Пржевальске.

Крупные наводнения происходили в долине Чон-Ак-Суу и в предисторическое время. На морене III стадии зачищено обнажение. С глубины 115 см в нем начинается толща моренной супеси с включением валунов. На морену ложится гумусовый прослой мощностью в 4-5 см, перекрытый сверху гравийным песком рыжеватого цвета мощностью в 10 см. На глубине с 61 до 101 см находится мощная погребенная почва. Верх и низ этой почвы образуют гумусированные прослои, среднюю часть составляет коричневая почвенная масса. Кровлю почвы образует прослой галечника

мощностью в 10 см, выше которого начинается современная почва. В 1979 г. верхний гумусовый прослой погребенной почвы датирован по C^{14} . Его возраст 3580 ± 130 лет (ЛУ-1037). В 1963 г. датирован самый нижний гумусовый прослой, непосредственно налегающий на морену. Его возраст 4350 ± 130 лет (ЛУ-1449). Таким образом, вся погребенная почва, включающая три гумусовых прослоя, формировалась в интервале времени от 4350 до 3580 л.н. Горизонт гравийного песка может быть датирован примерно 4000-4100 л.н., горизонт галечника - в 3000-3100 л.н. Согласно внутренней структуре 1850-летнего ритма, интервал времени с 4250 до 3950 л.н. является холодно-сухим, а интервал от 3950 до 2950 л.н. тепло-сухим. Таким образом, первое наводнение, во время которого был отложен горизонт гравийного песка, произошло в холодно-сухой климатический интервал. Второе наводнение, во время которого был отложен горизонт галечника - в условиях тепло-сухого интервала. Все наводнения - как современные, так и древние - тяготеют к сухим климатическим интервалам.

Рассматриваемое обнажение свидетельствует еще об одном или нескольких наводнениях, которые должны были произойти ранее 4350 л.н. Дело в том, что почва на морене III стадии должна была начать образовываться сразу после 7600-7700 л.н. /5/. Однако действительный возраст нижнего горизонта почвы значительно моложе. Объяснить это можно тем, что почвы, первоначально образовавшиеся на море, были смыты.

Итак, долина реки Чон-Ак-Суу со времени предпоследнего таласского оледенения явилась ареной крупномасштабных тектонических движений. Происходили они импульсивно. Первый импульс движений относится к эпохе таласского оледенения, второй - к последнему межледниковью, третий - ко времени распада ледников последнего киргизского оледенения.

По-видимому, основной причиной тектонической активности этого района является тенденция к отходу хребта Кумбель от Кунгей-Ала-Тоо.

В будущем можно ожидать дальнейший отход хр. Кумбель от Кунгея. Это может привести к новому этапу переуглубления дна долины, вызвать сильные землетрясения и катастрофические сели. Кроме того, в верховьях долины возможно подпироживание реки активно наступающими каменными глетчерами, способное вызвать образование новых озер.

Приведенные данные показывают, что и возникновение, и эволюция трех Чон-Ак-Сууиких озер тесным образом связаны с сейсмотектоническими движениями, характерными для данного района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданович К.И., Кларк И.М., Корольков В.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). -Тр.Геол.ком., 1914, вып. 89.
2. Максимов Е.В., Максимова Н.Н. Дендрохронологические аспекты внутривековой изменчивости горных ледников. -Изв.ВГО, 1971, т. 103, вып. 6.
3. Максимов Е.В. Ледниковое прошлое хребта Киргизский Алатау. Изд-во ЛГУ, 1980.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977.
5. Поморцев О.А. К вопросу о датировании конечно-моренных образований горных ледников. - В кн.: Исследование наледей. Якутск, 1979.
6. Рандман Е.Я. Геоморфология Иссык-Кульской котловины и ее горного образования. Изд-во АН СССР. М., 1959.
7. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. -Зап.ГО Совза ССР, М.-Л., 1957, т. 16, нов. сер.

ФОРМИРОВАНИЕ ИОННОГО СОСТАВА ВОД АРАБЕЛЬСКИХ СЫРТОВ

Вопрос формирования ионного состава вод Арабельских сыртов, с точки зрения их качества, возник в связи с проблемой переброски дополнительных вод в бассейн оз. Иссык-Куль, предложенной А. В. Шнитниковым (1). Кроме того, вопрос этот представляет большое теоретическое значение, поскольку полученные результаты восполняют отсутствие данных по ионному составу вод одного из труднодоступных и малоизученных районов Внутреннего Тянь-Шаня.

Арабельские сырты — это обширная высокогорная депрессия, ограниченная хребтами Терской Ала-Тоо с севера и Джетымбель — Суек с юга. По осевой части впадины протекает р. Арабель-Суу. С запада долина р. Арабель-Суу ограничена перевалом Арабель высотой 3840 м и имеет общий слабый уклон (0,010) на восток. Ширина долины по дну 6—10 км. Левый борт долины представляет собой южный склон хр. Терской Ала-Тоо, который поднимается над дном долины на 500—600 м. Абсолютная высота хребта достигает 4100—4800 м. Правый ее борт — северные склоны хр. Джетымбель и его западного продолжения — имеют почти такое же превышение над дном долины; средняя высота хребта 4300 м. Борты долины имеют разный характер, поскольку строение самих хребтов неодинаковое.

Южный склон хр. Терской Ала-Тоо ступенчатый. Он полого наклонными ступенями спускается ко дну долины. Верхняя ступень соответствует поверхности ледников плоских вершин (ШВ) и имеет высоту в среднем 4500—4700 м. Вторая ступень — плато, древняя денудационная поверхность, лежит в интервале высот 4000—4300 м. Плато уступом около 200 м спускается к дну долины, являющимся нижней ступенью рельефа Арабельских сыртов, расположенной в пределах высот 3800—3600 м.

Хребет Джетымбель-Суек сильно расчленен троговыми долинами и изъеден многочисленными карами. Вдоль подножья хребта тянется полоса слившихся конусов выноса — предгорных шлейфов.

В геологическом строении хр. Терской-Ала-Тоо, его осевой части, основная роль принадлежит метаморфическим породам сары-

булакской свиты среднего рифея ($R_2 S_2$), представленных филлитами, песчаниками и алевролитами. В пределах южного склона хребта чрезвычайно широко развиты изверженные породы — граниты, гранодиориты верхнего ордовика (J_0^3).

В верхней части долины р. Арабель-Суу изверженные породы перемежаются с метаморфическими мраморизованными, доломитизированными известняками и графитистыми филлитами суекской свиты среднего рифея ($R_2 S_1$).

Таковыми же породами сложен северный склон хр. Джетымбель и хр. Суек. Изверженные породы, граниты и гранодиориты верхнего ордовика развиты здесь очень слабо.

Небольшая гряда, разделяющая верховья рр. Арабель-Суу и Сарытор, сложена кварцитами и сланцами джилисуйской свиты среднего рифея ($R_2 d_2$).

Пониженная осевая часть сыртов выполнена рыхлыми четвертичными отложениями: ледниковыми, аллювиальными, озерно-аллювиальными и делювиально-пролювиальными. Ледниковые отложения представлены в основном донной мореной, которая покрывает мощным плащом все пространство от южных склонов хр. Терской Ала-Тоо до северных склонов хр. Джетымбель. Мощность донной морены увеличивается от периферических участков у подножия хребтов к центральным частям долины, где достигает десятков метров.

В составе и строении моренных образований отмечены существенные различия (2), которые находят свое объяснение в разном геологическом строении примыкающих хребтов.

Наиболее характерными чертами Арабельских сыртов являются повсеместное развитие многолетней мерзлоты, широкое распространение сазов, холмисто-моренный рельеф, обилие небольших озер и суровый климат высокогорных пустынь.

Большая высота гор, ограничивающих Арабельские сырты, способствует значительному развитию современного оледенения. На южном склоне хр. Терской Ала-Тоо находится 44 ледника общей площадью 81,8 км² (3). Для этой части хребта характерен редкий морфологический тип ледников плоских вершин, впервые описанных С. В. Калесником. На северном склоне хр. Суек-Джетымбель, по Р. Д. Забирову, находится 30 ледников, общей площадью 23,5 км². В этом хребте развиты только долинные и каровые ледники небольших размеров.

Сток с ледников является основным источником питания вод Арабельских сыртов — поверхностных и подземных (неглубокой и глубокой циркуляции).

Изучение ионного состава и минерализация этих вод позволяют проследить те изменения, которые они претерпевают на пути от области питания (от ледников) к основной дренажной долине р. Арабель-Суу, т.е. проследить их формирование.

Ледники плоских вершин занимают наиболее высокоподнятые поверхности выравнивания в хр. Терской Ала-Тоо между долинами рр. Барскаун и Котуртор, соответствующие верхней ступени рельефа Арабельских сыртов. Это создает особые условия для формирования ионного состава вод, стекающих с ЛПВ. Они отличаются очень низкой минерализацией (до 0,1 г/л) и условно объединяются в одну группу (I). Сток от ледников 401-403 дает воды еще более низкой минерализации — до 0,05 г/л (табл. I). По ионному составу воды I группы гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые вплоть до магниевых и смешанные. Наряду с преобладающими ионами в них заметна роль ионов SO_4^{2-} и Cl^- . Присутствие ионов Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ и Mg^{2+} в ультрапресных водах ледникового стока может быть вызвано рядом причин: привнесом их с атмосферными осадками, ветровым заносом мельчайших частиц пыли на поверхность ледников, выделением из горных пород: плато — гранитов, в долине Чонтор — филлитов, а также процессом криогенеза (4).

Верхняя ледниковая ступень пологим уступом высотой 200-300 м переходит в более низкую ступень — обширное плато, сложенное лейкократовыми гранитами (103). Участок плато между долинами Барскаун и Котуртор будем условно называть Западным плато. На Западное плато поступает сток с ЛПВ и ледников других типов. Сток с этих ледников осуществляется не по определенному ясно выраженному руслу, а небольшими ручьями и ручейками, которые, попадая на плато, блуждают, распластываются и только на его склоне формируют русла. Эта особенность стока с ЛПВ также способствует формированию ультрапресных вод, поскольку контакт их с такими труднорастворимыми породами, как гранит, почти не влияет на изменения ионного состава вод. Поэтому воды ледникового стока не только ЛПВ, но и других типов проходят Западное плато "транзитом", не меняя ионного состава и минерализации, до р. Арабель-Суу.

Таблица I

Содержание основных ионов в водах ледникового стока
Арабельских сыртов

Генетическая категория вод	Пределы минерализации мг/л	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	Номера точек на схеме
I. Сток с ЛПВ №№ 401-403; 396-399	44-46	1,6-3,8 16-88	0,2-4,7 4-77	1,0-1,3 6-8	24-35 64-90	1,6-6,4 5-21	1,2-4,6 5-20	77, 84, 86, 87, 99
Сток с ЛПВ и др. типов ледников с хр. Терской Ала-Тоо	52-96	4,8-17,0 48-83	1,0-7,9 9-46	1,2-2,2 5-17	33-66 64-88	3,1-14,3 6-29	0,3-6,7 1-18	68, 69, 71, 72, 75, 76, 79-82, 85-90, 92-94, 100, 102, 103, 114.
II. Сток с долинных ледников: 1. хр. Терской-Ала-Тоо.	109-164	21,4-38,4 80-90	0,8-4,3 6-18	0,9-2,6 2-5	74-109 84-98	4,3-12,5 1-12	1,8-3,5 1-6	8, 9, 104, 105, 113
2. хр. Свен №№ 417-433	100-161	20,2-34,8 63-79	3,9-6,2 17-32	1,3-2,5 3-5	64-129 86-94	0,7-7,9 1-8	2,0-3,9 3-6	17, 19-21, 23, 28, 31-36
3. хр. Джетымбель №№ 434-438	115-174	13,2-23,0 70-76	2,8-6,6 19-26	0,8-2,3 2-5	82-132 89-90	6,4-14,6 6-16	1,9-3,7 3-7	37-49
№№ 439-444	152-200	28,8-48,0 74-83	4,0-5,9 16-24	1,4-2,7 2-4	67-112 52-71	33,0-46,7 26-45	1,3-4,2 2-5	43, 44, 47, 48

Примечание. Форма выражения анализа: верхняя строчка - мг/л; нижняя строчка - ‰ экв.

На этом основании территорию Западного плато можно считать областью распространения ультрапресных вод, стекающих с ЛПВ, область транзита этих вод и вместе с тем областью поглощения по-верхностных ледниковых вод и питания подземных вод как неглубокой, так и глубокой циркуляции.

Воды неглубокой циркуляции выклиниваются либо тут же на плато в троговых долинах или в котловинах небольших озер, либо на склоне плато и в основании его, где образуются сазы подножья, с дренирующими их озерами, ручьями и родниками.

В хр. Терской Ала-Тоо наряду с типом ЛПВ, характерным только для рассмотренного участка этого хребта, развит другой тип ледников - долинный. Самым крупным из них, площадью $9,9 \text{ км}^2$, является ледник Попова. Сток с него осуществляется по троговой долине р. Котуртор, начинаясь из ледникового озера, куда спускается язык ледника. Ионный состав этих вод гидрокарбонатный кальциевый (HCO_3^- и Ca^{2+} по 90% экв), минерализация 152 мг/л. Глизиол по составу (HCO_3^- 93% экв, Ca^{2+} 82% экв) и минерализации (135 мг/л) сток с долинных ледников Юбилейного и № 416, общей площадью 27 км^2 - верховье р. Арабель-Суу. Это позволяет отнести сток с долинных ледников в группу под II, минерализация которых находится в пределах 0,1-0,2 г/л (табл. I).

К этой же группе относятся воды долинных ледников хр. Суек и Джетымбель. Наиболее крупные из них № 417-419, общей площадью $4,1 \text{ км}^2$, питают р. Сарытор - верхний правый приток р. Арабель-Суу. Начинается р. Сарытор стоком с ледника № 417. Эти воды по составу гидрокарбонатные (HCO_3^- 88 экв), магниевые-кальциевые (Ca^{2+} 67% экв, Mg^{2+} 30% экв). Общая минерализация 144 мг/л.

Сравнение данных по долинным ледникам хребтов Терской Ала-Тоо и Джетымбель-Суек (табл. I) показывает заметное увеличение Mg^{2+} в ионном составе вод р. Сарытор. Повышение магния в ледниковом стоке с хр. Суек объясняется его геологическим строением и литологией пород. Здесь широко развиты легкоразрушающиеся доломитизированные известняки суекской свиты (R₂ SK). Общей чертой, отличающей сток с долинных ледников от стока с ЛПВ, является их минерализация, которая изменяется в пределах 0,1-0,2 г/л. Долинные ледники имеют более высокие значения смыва и более высокую мутность, соответственно и большую минерализацию воды, обус-

ловленную вымыванием солей не только из пород, но и из наносов, поступивших в реку (5).

Ледники № 423-429 к востоку от перевала Суек небольшие долинные общей площадью 3,1 км², располагаются в пределах высот 3900-4500 м. Ледники № 430-432 наиболее крупные в хр. Суек; их общая площадь 5,8 км², лежат в пределах высот 3900-4570 м (Каталог ледников СССР, 1977). Эти ледники имеют сток по ионному составу и минерализации, близкий к стоку с западной части хребта, по долине р. Саратор (табл. I).

Закрывает хр. Суек с востока ледник Перевальный (№ 434) площадью 1,6 км². Ионный состав и минерализация ледникового стока с хр. Суек вплоть до ледника Перевального колеблется в небольших пределах (табл. I). Характерным ионом для этих вод является Mg²⁺, содержание которого достигает 8 мг/л (до 31% экв). Как уже отмечалось, повышение роли Mg²⁺ в ледниковом стоке с хр. Суек связано с литологией слагающих его, легкоразмываемых пород суекской свиты (R₂Sk) - доломитизированных известняков и филлитов и, в меньшей степени, пород сарибуланской свиты (R₂Sz) - также филлитов, алевролитов и песчаников.

Языки ледников северного склона хр. Суек спускаются низко по этим долинам. Вдоль подножия гор хр. Суек - Джетьмбель широкой полосой (до 5-6 км) тянутся мощные предгорные шлейфы - пологонаклоненная к р. Арабель-Суу поверхность слившихся конусов выноса ледниковых потоков. Сами потоки, выходя из гор, почти полностью погружаются в рыхлые отложения, продолжаясь далее подрусловыми потоками. Ниже внешней границы предгорных шлейфов они вновь выклиниваются на поверхность. При этом в подрусловых водах не происходит увеличения минерализации или заметного изменения ионного состава вниз по потоку. "Подрусловый транзит" иногда проявляется в уменьшении минерализации (№ 4I до 77 мг/л) в зоне выклинивания по сравнению с мутным поверхностным потоком на выходе из гор, что, вероятно, связано с формированием этих вод в непосредственной близости к леднику в результате их фильтрации.

Все ледники северного склона хр. Джетьмбель (№ 434-444) небольшие (до 1 км²), в основном каровые и висячие и только четыре из них карово-долинные и долинные (Каталог ледников СССР, 1977). В водах, стекающих с этих ледников, уменьшается Mg²⁺

(до 24% экв) и значительно возрастает ион SO_4^{2-} , содержание которого достигает 47 мг/л (45% экв), т.е. воды по классификации [6] переходят в сульфатный класс табл.1.

В восточной переключальной части хр. Джетымбель-Суек, на его северном склоне ледники сменяются снежниками. Сток со снежников, значительно меньший по объему, отличается и по минерализации, которая изменяется от 0,16 до 0,35 г/л, максимальной для Арабельских сыртов. Содержание сульфатов в водах продолжает возрастать: в II группе вод - до 45 мг/л (42% экв), в IV - до 88 мг/л (45% экв) и максимального значения достигает в III группе - 89 мг/л (54% экв), т.е. воды в основном сульфатного класса (табл.2). Отмеченные изменения в ионном составе вод, формирующихся в пределах северного склона хр. Джетымбель, связаны с петрографическим составом, слагающих его пород, преимущественно темноцветных, сильно разрушенных сланцев ($R_2 SK$) с рассеянным в них пиритом - источником иона SO_4^{2-} .

Таким образом, приведенные данные о ледниковом стоке и стоке со снежников показывают, что формирование ионного состава вод, их минерализация зависят от источника питания. Характер ледникового стока, в свою очередь, определяется размерами и типом ледников, геологическим строением хребтов, где эти ледники располагаются.

Ледниковый сток, как уже отмечалось, является главным источником вод Арабельских сыртов. Ему принадлежит основная доля в формировании поверхностных вод - рек, ручьев, озер и, в конечном счете, реки Арабель-Суу. Однако ледниковым стоком и стоком со снежников в различных формах его проявления не исчерпывается все многообразие генетических категорий вод. Значительная доля среди вод Арабельских сыртов принадлежит грунтовым водам - водам зоны открытой трещиноватости в изверженных (M_3) и метаморфических (R_2) породах, а также водам в рыхлых делювиально-пролювиальных ледниковых и озерно-аллювиальных отложениях ($O_{IV, III, II}$). Проявлением этих вод служат родники, сазы, подрусовые грунтовые потоки, фильтрация.

Наиболее полно представлены перечисленные генетические категории вод неледникового питания в районе Восточного плато, а также в верховьях долины Арабель-Суу.

Восточное плато расположено в пределах южного склона хр.

Таблица 2

Пределы изменения содержания основных ионов в стоке со
снежников в восточной части хр. Джетымбель-Суек

Группа	Генетическая категория вод	Пределы изменения минерализации, мг/л	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+K ⁺	HCO ₃	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	Номера точек на схеме
I	Поверхностный сток непосредственно со снежника 2	100-190	17,8-40,6 75-90	1,9-5,1 8-20	1,1-2,8 2-5	55-118 53-76	11,3-45,5 19-42	2,4-3,9 3-8	58-60 63
II	Поверхностный и подрусловый сток-выклинивание в зоне предгорного шлейфа со снежника 3	210-280	43,0-55,2 77-90	2,3-8,4 7-18	1,5-4,1 2-5	92-176 43-74	36,1-89,3 23-54	2,0-5,2 2-5	71-66 61,62
III	То же со снежника I	305-347	43,4-71,0 73-81	7,6-11,1 16-23	2,5-3,9 2-4	127-243 51-84	30,7-66,3 14-45	3,4-5,3 2-4	64-67

Терской Ала-Тоо между долинами рр. Котуртор и Иттыя, в отличие от уже рассмотренного плато к западу от долины р. Котуртор (Западное), получающего питание непосредственно в ледниках, входящих на него, Восточное плато находится в менее благоприятных условиях ледникового питания. Здесь гребень хребта Терской Ала-Тоо уходит на северо-восток, отступают и ледники. Вся обширная территория Восточного плато, включая троговую долину низовья тока р. Котуртор, практически лишена поверхностного ледникового стока. Из трех ледников (№392-394), находящихся в северозападном углу плато, два имеют основной сток в долину р. Иттыя и только небольшая часть его идет на фильтрацию и питание вод плато. Сток с третьего ледника (№394) поступает на плато и полностью расходуется на фильтрацию. Затем воды неглубокой циркуляцией вытекают на поверхность плато в виде родников, собираются в небольшие озера, ручьи и стекают с плато поверхностным путем.

Как видно из приведенных данных (табл.3), на плато формируются воды II группы - гидрокарбонатные (HCO_3^- до 60% экв) кальциевые (Ca^{2+} до 82% экв). Максимальное содержание ионов Mg^{2+} - 8,6 мг/л (35% экв) наблюдалось в восточной части плато в скважинах (№133), выходящих из гранитов (SiO_2). Накопление ионов Mg^{2+} до 10,6 мг/л (14% экв) отмечено в западной части плато в скважине (№127).

Крайнюю западную часть плато прорезает трог, в формировании стока по трогам, благодаря его значительному врезу, большая доля принадлежит грунтовым водам в филлитах (K_2O и Na_2O). Эти воды по ионному составу и минерализации близки водам плато. Они отличаются более высоким содержанием ионов SO_4^{2-} , достигающим здесь 23,5 мг/л (25% экв); содержание Mg^{2+} является аномальным по отношению к западной и восточной частям плато (табл.3). Наибольшее накопление магния - до 30 мг/л (65% экв) - наблюдается в сезонных водах (№120, табл.6) - аномалия вод IV группы вместо вод II группы минерализации.

Глубоковрезанная троговая долина р. Котуртор, расположенная на южном склоне хр. Терской Ала-Тоо на Западном и Восточном, наряду с ледниковым стоком (табл.1) имеет значительный подземный сток.

По ионному составу и минерализации, как видно из приведенных

Таблица 3

Пределы изменения содержания основных ионов в неледниковых водах
Восточного плато и в подземном стоке долины р.Котуртор

Группа	Генетическая категория вод	Пределы из- менения ми- нерализации, мг/л	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	номера на схе- ме
II	Грунтовый и поверхностный сток по трогу	I25-I58	20,2-31,0 65-78	2,7-5,4 13-28	2,6-5,1 6-9	76-I02 66-87	9,0-23,5 11-26	1,4-5,6 2-8	I16- I19, I22- I24
II	Поверхностный сток- I. дренирование западной части плато	I44-I86	25,0-35,0 73-82	2,9-5,0 12-18	2,7-4,0 5-9	100-I29 74-89	6,7-13,4 6-12	3,5-10,6 5-4	I25- I32
II	Дренирование восточной части плато	I38-I77	23,2-34,0 57-78	3,8-8,6 15-35	3,4-4,1 7-8	94-I22 84-88	7,9-9,9 7-10	2,3-4,9 3-6	I33- I35
II	Грунтовый сток в долине р.Котуртор	II3-I86	20,2-32,4 63-82	2,8-6,7 14-25	1,5-6,3 4-12	54-I27 45-85	9,3-44,2 11-47	3,0-8,7 4-15	I06- I08; I10, I11

данных (табл.3), эти воды имеют большое сходство с водами соседнего трога, расположенного на более высоком уровне и менее врезанного. Сходство в ионном составе вод можно объяснить единством геологического строения этих долин. В более глубокой долине р.Котуртор в роднике (№ 106), выходящем из тех же сланцев (№ 116), содержание иона SO_4^{2-} более высокое - 44 мг/л (47% экв), чем в роднике № 116.

В II-й группе есть воды аazonальные. Это, уже упоминавшиеся родники и сазы - выходы вод зоны открытой трещиноватости в границах (fO_3) в районе распространения вод ледникового стока I группы Западного плато. Эти воды имеют большое сходство с водами такой же генетической категории Восточного плато. Отличаются только повышенным содержанием Cl^- до 12,4 мг/л (23% экв) в вода сазов (№ 78 и 73).

По условиям формирования ионного состава вод II группы, имеющих сходство с только что рассмотренными водами Восточного плато, в самостоятельный район следует выделить верховья долины р.Арабель-Суу. Это две ветви неледникового начала р.Арабель-Суу из озер Арабель-2 и Арабель-4. Первая из них дренирует левую часть долины вместе с прилегающим склоном хр.Терской Ала-Тоо и имеет гидрокарбонатную (HCO_3^- до 88% экв) кальциевую (Ca^{2+} до 84% экв) воду с повышенным содержанием ионов SO_4^{2-} до 23 мг/л (30% экв) и несколько повышенным (до 21% экв) содержанием магния. Максимального значения (9,1 мг/л - 52% экв) содержание Mg^{2+} достигает в подрусловых водах (№ 15) стока из оз.Арабель-4, дренирующего среднюю часть верховьев долины р.Арабель-Суу, начиная от перевала Арабель (табл.4). Родниковые воды левого борта долины Арабель-Суу выходят из кварцитов ($\text{R}_2\text{A}\bar{x}$) и имеют обычный гидрокарбонатный (HCO_3^- до 90% экв) кальциевый (Ca^{2+} до 79% экв) состав. Воды сазов выклинивания подрусловых вод в долине устья р.Сарытор отличаются несколько повышенным содержанием магния (8,1 мг/л - 33% экв) и несколько большей величиной минерализации, изменяющейся в пределах 178-199 мг/л (табл.5).

Воды неледникового стока имеют наиболее широкий диапазон изменения минерализации, выходящий за пределы II группы и охватывающий воды III и IV групп.

496
46

Воды III и IV групп с минерализацией 0,20-0,35 г/л характерны для нижней ступени рельефа Арабельских сыртов - дна и основания склонов долины самой р. Арабель-Суу и крупных боковых долин - таких ее притоков, как Котуртор и Сарытор. По генезису это воды грунтовые (зоны открытой трещиноватости в изверженных и метаморфических породах склонов долины) и воды, заключенные в рыхлых четвертичных отложениях дна долин. Здесь, это - воды деятельного слоя, поскольку вся территория Арабельских сыртов лежит в зоне распространения вечной мерзлоты. Кроме того, сюда же относятся воды подрусловых грунтовых истоков в их устьевых частях. Выходы вод на поверхность в форме родников, сазов и устьевых плесов приурочены к основанию склонов и более врезанным частям долин. Такими родниками (№ I, 13, 14) в верховьях долины р. Арабель-Суу, воды подруслового грунтового стока из оз. Арабель-I в оз. Арабель-2 (№ 2) и родник на склоне хр. Терской Ала-Тоо (№ 70) в котловине оз. Джашилькель-4. Как видно по данным, приведенным в табл. 5, воды III группы в верховьях долины р. Арабель-Суу по ионному составу являются аналогами только что рассмотренных вод II группы того же района, отличаясь только по минерализации (табл. 4). Это означает, что абсолютное содержание здесь SO_4^{2-} увеличилось до 42,8 мг/л, а относительное не изменилось (31% экв). То же самое касается Mg^{2+} , доля которого в этих водах повышена. Накопление упомянутых ионов SO_4^{2-} и Mg^{2+} происходит вниз по долине р. Арабель-Суу и ближе к ее оси (сазы в устье р. Сарытор), что приводит к перестройке ионного состава в сульфитно-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый (табл. 5).

Для долины р. Котуртор характерны свои особенности в формировании ионного состава вод. Здесь в пределах III группы сазовые воды имеют ярко выраженный гидрокарбонатный (HCO_3^- до 89% экв) кальциевый (Ca^{2+} до 94% экв) состав, что, вероятно, обусловлено влиянием ледникового стока (табл. I). В пределах IV группы в анионном составе еще больше возрастает роль HCO_3^- до 93% экв, а в катионном - Mg^{2+} , содержание которого достигает здесь 30,2 мг/л (65% экв) - аномального значения для всего района Арабельских сыртов. Отмеченная аномалия, вероятно, связана с накоплением магния в древне-четвертичной морене в трогe за счет выноса иона

Таблица 4

Пределы изменения содержания основных ионов в неледниковых водах верховьев долины р. Арабель-Суу

Группа	Генетическая категория вод	Пределы изменения минерализации, мг/л	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Номер на схеме
II	Подрусловые воды в верховьях р. Арабель-Суу (неледниковый исток)	I00-185	16,8-41,5 72-84	3,0-4,9 12-21	1,8-2,4 4-7	45-123 64-88	10,1-23,1 9-30	2,1-2,8 3-6	3, 5-7
II	Подрусловый сток из оз. Арабель-Суу	I00-133	10,2-20,2 37-70	4,2-9,1 23-52	2,1-3,5 7-11	63-96 76-88	5,2-10,0 6-15	4,1-5,0 6-11	12, 15, 16
II	Грунтовые воды в долине р. Сарытор (родники)	II4-197	21,6-33,4 74-79	3,3-4,1 16-18	2,7-2,7 5-8	77-145 85-90	6,5-7,9 6-9	3,2-3,8 4-6	18, 22
II	Подрусловый сток в долине р. Сарытор (родники) в устье	I78-199	25,6-34,8 63-71	7,0-8,1 25-33	2,2-2,4 4-5	124-155 89-93	4,9-5,8 4-8	2,4-3,4 3-4	24, 26, 27

Таблица 5

Пределы изменения содержания основных ионов в водах нижней
ступени рельефа Арабельских сыртов

Группа	Генетическая категория вод	Пределы изменения минерализации, мг/л	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Номер на схеме
III	Выходы грунтовых вод в долине р. Арабель-Суу (родники), в верховьях	211-270	36,4-48,5 70-79	6,0-9,0 17-26	2,7-3,5 4-5	118-193 66-92	3,6-42,6 3-31	3,2-5,2 3-6	1, 2; 13, 14; 70
II	Выходы грунтовых вод в долине р. Сарытор (сазы)	202-229	37,6-46,2 62-82	4,7-11,7 13-32	3,1-4,4 5-6	102-148 63-80	21,6-43,6 15-34	2,4-5,4 3-5	25, 29
IV	Выходы грунтовых вод в долине р. Котуртор и (сазы)	229-289	27,6-66,2 68-94	0,0-7,9 0-24	4,8-5,8 6-8	165-199 63-89	14,9-14,9 3-10	4,4-8,0 3-7	109, 121
		309-320	22,6-56,2 30-79	7,1-30,2 16-65	4,4-5,5 5-6	215-250 85-93	6,3-20,4 3-10	3,3-7,6 2-5	112, 118, 120
	Выклинивания вод в основании Восточного плато	257-293	45,0-50,0 66-78	5,3-11,8 14-29	4,5-5,8 5-8	172-211 83-89	10,2-17,0 6-10	6,5-8,8 5-7	136, 138, 139, 141
IV	(родники, подрусовые воды)	322-334	44,8-51,2 56-65	13,2-17,6 28-36	6,3-7,2 7-8	210-227 74-86	13,7-39,0 7-17	10,8-15,0 7-9	137, 140

Mg^{2+} из филлитов среднего рифея, распространенных в осевой части хр. Терской Ала-Тоо в районе Котуртор-Чонтор и принесенных сюда ледником в период максимального оледенения.

Наибольшая величина минерализации среди вод, распространенных в пределах дна долины, наблюдается в крайней восточной части рассматриваемого района. Это - левый берег р. Арабель-Суу с прилегающим склоном плато. Ручей, дренирующий юго-восточную часть плато, наиболее удаленную от источников питания, настолько слабый, что, начиная от основания склона, не имеет сплошного поверхностного стока, а отдельные плесы - выклинивания подруслового потока (№ 138, 139, 141). В этих водах происходит увеличение минерализации вниз по потоку до 393 мг/л в устьевом плесе. Несколько возрастает при этом роль иона Mg^{2+} - до 11 мг/л (27% экв).

Грунтовые воды выклинивания (№ 137, табл. 6), выходящие в основании склона и образующие здесь сазы подножья, имеют более высокую минерализацию (322 мг/л). В этих водах, наряду с несколько повышенной ролью магния - 28% экв (13,2 мг/л), заметным становится присутствие ионов Na^+ и K^+ , в сумме составляющих 6,3 мг/л (7% экв) и иона Cl^- - 10,8 мг/л (7% экв). Накопление упомянутых ионов, Na^+ и K^+ до 7,2 мг/л (8% экв) и Cl^- до 15 мг/л (9% экв) при возрастании общей минерализации до 334 мг/л происходит в грунтовых водах в приустьевой части сухого русла (щурф № 140, табл. 5). Максимальное значение минерализации (348 мг/л) было отмечено на противоположном берегу р. Арабель-Суу в устьевом плесе (№ 67, табл. 2) одного из ручьев со снежников.

Река Арабель-Суу, как основная дрена вод Арабельских сыртов, отражает их средний ионный состав. Наблюдения на нижнем створе реки (выше устья р. Иттыш) показали зависимость ионного состава и минерализации от расходов воды. В летний период, когда река получает ледниковое питание, увеличение расходов влечет за собой увеличение минерализации воды и изменения в ионном составе - возрастает роль Ca^{2+} до 89% экв, HCO_3^- до 88% экв, а также увеличивается содержание иона Cl^- до 6,4 мг/л (6% экв) за счет поверхностного смыва. При уменьшении расходов минерализация тоже уменьшается. При этом несколько увеличивается содержание Mg^{2+} до 19% экв и SO_4^{2-} до 15% экв. Увеличение минерализации с ростом расходов у рек ледникового питания связано с одно-

ременным ростом мутности (5), а возрастание роли ионов HCO_3^- и Ca^{2+} с большей долей ледникового питания. Увеличение же Mg^{2+} и SO_4^{2-} при уменьшении расходов связано с возрастанием роли грунтового стока.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

Все воды Арабельских сыртов имеют низкую минерализацию в пределах от 0,04 до 0,35 г/л и делятся на группы: I - до 0,10 г/л; II - от 0,11 до 0,20 г/л; III - от 0,21 до 0,30 г/л; IV - от 0,31 до 0,35 г/л.

По характеру питания их можно разделить на две основные группы: ледниковые (Л) воды I и II группы и неледниковые (Ф), фильтрационные, сформировавшиеся за счет фильтрации ледниковых вод II-IV групп.

По условиям формирования ионного состава вод на территории Арабельских сыртов могут быть выделены следующие районы.

1. Район формирования ультрапресных вод (до 0,10 г/л) смешанного ионного состава. Он совпадает с районом распространения вод I группы и охватывает территорию южного склона хр. Терской Ала-Тоо между долинами Барскаун и Котуртор. По характеру питания это ледниковый сток, в основном с ЛПВ, в меньшей степени с других типов ледников непосредственно на гранитное плато (западное плато), по которому воды проходят транзитом, не меняя ионного состава и минерализации до р. Арабель-Суу. Это - район Л_I (ледниковые I группы).

2. Район распространения ледниковых вод II группы (Л_{II}) делится на два подрайона: Л_{II} Ca и Л_{II} Ca, Mg. Подрайон Л_{II} Ca охватывает воды ледникового стока с крупных долиньных ледников хр. Терской Ала-Тоо по долинам р. Арабель-Суу (ледниковое начало) и р. Котуртор. Здесь формируются воды гидрокарбонатно-кальциевые II группы. Подрайон Л_{II} Ca, Mg охватывает северные склоны хр. Джетымбель-Суек. Это - сток с долиньных ледников. Здесь формируются воды II группы гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые (Mg^{2+} до 30% экв).

3. Район формирования неледниковых вод II группы гидрокарбонатных кальциевых (Ф_{II}) охватывает территорию Восточного плато, верховьев долины р. Арабель-Суу, а также грунтовый сток долин Котуртор и Сарытор. В районе Ф_{II} распространены воды

разных генетических категорий, что определяет локальные повышения роли ионов Mg^{2+} и SO_4^{2-} .

В этот же район попадают аэональные воды родников II группы (Φ_{II-a}) среди вод I группы Западного плато.

4. Район ($\Phi_{III-IV-c}$) формирования вод III-IV групп гидрокарбонатных кальциевых с повышенным содержанием иона CO_3^{2-} вплоть до перехода в сульфатные охватывает крайнюю северо-восточную часть хр. Суек-Джетымбель. Источником питания этих вод служит сток со снежников.

5. Район ($\Phi_{III-IV-b}$) формирования вод III-IV группы гидрокарбонатных кальциевых с локальным повышением ионов Mg^{2+} , SO_4^{2-} соответствует нижней степени рельефа Арабельских сыртов и охватывает дно и склоны как основной, так и боковых долин. Это воды выклинивания в склонах и дне долин. Для этих вод характерна начальная стадия накопления ионов Ca^{+} , K^{+} и Cl^{-} при минерализации 0,30-0,35 г/л.

Приведенные результаты районирования вод Арабельских сыртов могут быть использованы при проектировании высокогорного водохранилища (I). Место должно быть выбрано так, чтобы исключить влияние на водохранилище вод крайней восточной части рассматриваемого района. В целом воды Арабельских сыртов по своим высоким качествам, малой минерализации и ионному составу вполне пригодны для орошения в Исык-Кульской котловине.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Шнитников А.В. Озеро Исык-Куль.- В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980.
2. Севастьянов Д.В. Малые озера Внутреннего Тянь-Шаня.- В кн.: Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980.
3. Забиров Р.Д. Закономерности распределения современного оледенения на территории Киргизии.- В кн.: Гляциологические исследования в Киргизии. Фрунзе, 1981.
4. Посохов В.Е. Общая гидрохимия. Л., 1975.
5. Видинева Е.М., Тимошенко А.М. О гидрохимическом режиме рек ледниково-снегового питания Ферганской долины. Гидрохимические материалы. Л., 1978, т. IXXIV.
6. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л., 1970.
7. Каталог ледников СССР, т. I4, ч. 5, Л., 1977.

ЗНАЧЕНИЕ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ В ФОРМИРОВАНИИ
И РАЗВИТИИ ОЗЕР В ВЫСОКОГОРЬЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

В высокогорье Тянь-Шаня широко распространены небольшие озёра шириной 30-500 м. Они располагаются преимущественно в долинах верховьев рек в интервале высот 3200-4200 м, где наиболее четко выражен древнеледниковый рельеф. С действием древних ледников исследователи связывают образование и развитие большей части таких озёр. По нашему мнению, многие из них сформировались только под действием каменных глетчеров.

Условия развития озёр и котловин каменно-глетчерного происхождения.

Такие озёра чаще встречаются в тех хребтах, где широко развиты каменные глетчеры и существуют глубокие, узкие долины рек с высокими и очень крутыми склонами, превышающими угол естественного откоса, скалистыми, обвально-осыпными, лавинными (северный склон хр. Терской Ала-Тоо). Эти районы в прошлом имели большую энергию оледенения.

Озёра, происхождение и развитие которых связано с действием каменных глетчеров, встречаются в районах с достаточно суровыми климатическими условиями, где возможно существование сравнительно низкотемпературной многолетней мерзлоты. После подпруживания водных потоков каменными глетчерами возникшие здесь озёра могут существовать продолжительное время. В этом поясе велико влияние каменных глетчеров на дальнейшее развитие озёр ледникового происхождения. В нижней же части перигляциального пояса гор криогенные условия для развития таких озёр неблагоприятны. Многолетняя мерзлота островная, разрывная, а её температура близка к 0°. Кроме того, водоемы в нижней части альпийского, субальпийском и верхней части лесо-дуго-степного поясов аккумулируют большое количество тепла от солнечной энергии, вызывая интенсивное таяние многолетнемерзлых пород, слагающих перемены озёр.

Озера распространены ограниченно в районах, где современное оледенение занимает обширные участки территории или трюги заняты значительными по размерам долинными ледниками (северный склон хребта Ак-Шийрак, где долинныи ледники имеют протяженность 5-20 км, восточные части хребтог Сары-Джаз, Инильчек, ряд участков хребта Терской Ала-Тоо и др.).

Слабое развитие озер каменно-глетчарного происхождения здесь объясняется в первую очередь очень большим расходом воды в реках вследствие бурного таяния ледников, Перемычки из грубообломочного материала и льда прорезываются реками, рыхлый материал нередко сильно переработан водными потоками.

В районах же, где современное оледенение развито ограниченно, а ледники небольшие или вообще отсутствуют, разрушительное действие потоков, особенно в верховьях рек, невелико. Расход воды в периоды таяния ледников по сравнению с меженью возрастает не столь значительно как в долинах, занятых крупными ледниками. Здесь широко развиты озера каменно-глетчерного происхождения. Это характерно для восточной части хребта Терской Ала-Тоо (бассейны рек Топ, Джергалан, Тургенъ-Аксу и др.).

Характеристика развития озёр и котловин каменно-глетчерного происхождения. Среди озёр и котловин, на формирование и развитие которых непосредственное влияние оказали каменные глетчеры, можно выделить следующие:

1) озера, возникшие при поддруживании рек и ручьев каменными глетчерами; 2) озера, образованные в пределах самих глетчеров; 3) котловины, созданные при перегораживании долин рек и ручьев каменными глетчерами (в котловинах существует потенциальная возможность возникновения озер); 4) озера ледникового происхождения, в последующем развитии которых непосредственное участие принимают каменные глетчеры.

Озера I типа встречаются в долине верховьев р. Джука и ряде ее притоков. Здесь наблюдаются и озера ледникового происхождения. Долина выше шового ее притока Дунгуроме узкая, с очень высокими крутыми, превышающими угол естественного откоса, скалистыми, обвальными-осыпными и лавинными склонами, высота которых над днищем ее местами превышает 1200 м. В бассейне верховьев реки располагаются два долинныи ледника длиной до 4,0 км и несколько небольших височих и долинно-каровых.

Днище долины р. Джука выше ее левого притока Дунгуроме выполнено грубообломочным материалом (рыхлыми накоплениями каменных глетчеров мощностью до 100 м), который поставляется сюда в огромном количестве склоновыми процессами. На этом участке долины ниже расположенного здесь верхнего озера находятся мощный долинный каменный глетчер длиной 1,2 км и ряд динамичных долинно-склоновых (рис. I). Три озера, расположенные в пределах днища верховьев этой долины, возникли в результате подпруживания русла реки каменными глетчерами. Наиболее крупное из них - Верхнее - имеет длину около 550 м, ширину до 270 м, расположено на абсолютной высоте 3300-3350 м. Длина среднего озера около 450 м, ширина менее 60 м, находится на высоте около 3100 м. Нижнее озеро располагается рядом со Средним и имеет длину около 150 м, ширину не более 40 м. Верхнее подпружено отмеченным долинным каменным глетчером. Сток воды из озера осуществляется в толще отложений данного глетчера. Ниже по долине от него около 1,5 км вода выходит на дневную поверхность в виде мощного потока в глубокой ложбине, в которой перед естественной запрудой формируется среднее озеро. Сток воды из него осуществляется в виде мощного потока, располагающегося на дневной поверхности, а из третьего, нижнего, - внутри глетчера, образующего перед ним плотину.

Верхнее озеро является самым древним. Оно возникло в момент перерождения долины мощным склоновым глетчером. Нижнее и Среднее озера возникли совсем недавно в конечный этап очень динамичного долинно-склонового глетчера, после того, как он спустился с левого склона долины на ее дно, а затем фронтальной своей частью, прижав русло реки к правому борту, перекрыл его. Верхнее озеро по сравнению с двумя другими будет развиваться более продолжительное время, поскольку здесь существуют благоприятные геокриологические и климатические условия (в связи с его нахождением на большей абсолютной высоте и лучшей затененностью участка долины от прямой солнечной радиации высокими и крутыми склонами). Вследствие высокой динамичности каменного глетчера он и впредь продолжительное время будет подпруживать данное озеро. Нижнее и Среднее озера в скором времени исчезнут в связи с высокой температурой многолетнемерзлых пород на месте их развития. При термоэрозии возможен очень быстрый (даже катастрофический) спуск озер. Кроме того, при существующей высокой динамичности каменных глетчеров котловины с озерами в ближайшие столетия, по-видимому, заполнятся обломочным материалом.

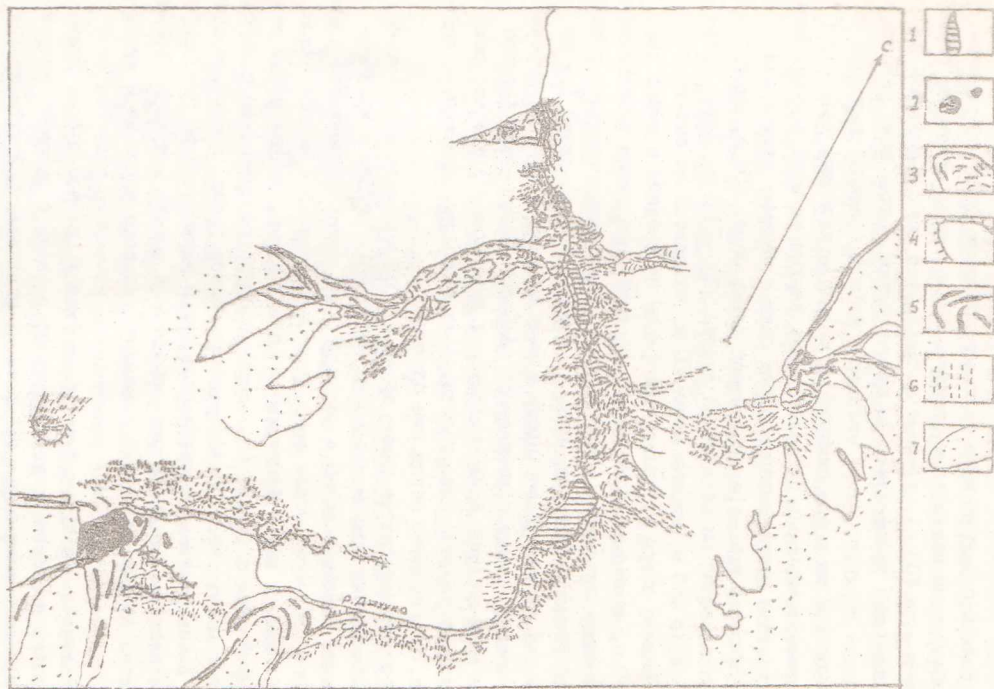


Рис. 1. Озера, образованные в результате подпруживания реки Джужука долинными и долинно-склоновым глетчерами: 1 - озера каменноглетчерного происхождения; 2 - озера ледникового происхождения; 3 - каменные глетчеры; 4 - фронтальные уступы глетчеров; 5 - древние морены; 6 - осыли; 7 - ледники.

Образование многих озёр I типа определено также подпруживанием рек и ручьёв присклоновыми каменными глетчерами, движущимися с одного борта долины к другому или навстречу друг другу с обоих бортов, в результате смыкания склоновых и присклоновых. Такие озера встречаются на северном и южном склонах хребтов Сары-Джаз, Джетим-Бель и хр. Терской Ала-Тоо (в долине верховьев р. Иттиш, правом притоке р. Джуука). В этом районе долина ручья имеет западную ориентацию, она сравнительно узкая с очень высокими склонами. Озёра II типа формируются и развиваются также в пределах самих глетчеров. Одно из таких озёр находится в долине верховьев р. Ирдик (северный склон хр. Терской Ала-Тоо). В долине верховьев этой реки располагаются два небольших ледника. Дно верхней части долины занято долинным каменным глетчером — по ее бортам развиты присклоновые и один склоновый. Озеро шириной около 200 м образовалось в непосредственной близости от фронтального уступа долинного глетчера на абсолютной высоте около 3340 м. Озерная котловина, судя по крутым и невыработанным ее берегам, заполняется водой лишь в период максимального таяния ледников. При длительном существовании озера у северного его края возможен катастрофический прорыв через узкую перемычку.

Отмечались случаи образования небольших озёр в пределах присклоновых каменных глетчеров, преимущественно в их тыловых частях. Так, в средней части долины ручья Кичине-Жуматуй, левом притоке р. Кичине-Кызыл-Су (северный склон хр. Терской Ала-Тоо), в пределах тыловой части присклонового глетчера на абсолютной высоте 3200 м возникло озеро длиной 100 м, шириной 30 м. Прилежащий склон долины высотой до 500 м очень крутой, скалистый, обвально-осыпной, лавинный. Озеро на присклоновом каменном глетчере отмечено в долине верховьев р. Джетим-Бель (хр. Джетим-Бель).

В высокогорье Тянь-Шаня на участках развития динамичных каменных глетчеров широко распространены котловины, отнесённые автором к III типу. Их образование обусловлено возникновением естественных плотин в долинах при смыкании фронтальных частей активных присклоновых каменных глетчеров, двигающихся навстречу друг другу с обоих бортов долины, а также при перегораживании долинно-склоновыми, склоновыми глетчерами. Так, на южном склоне восточной части хребта Джетим-Бель в древнем тропе развиты три котловины и одно небольшое озеро (рис. 2). Склоны

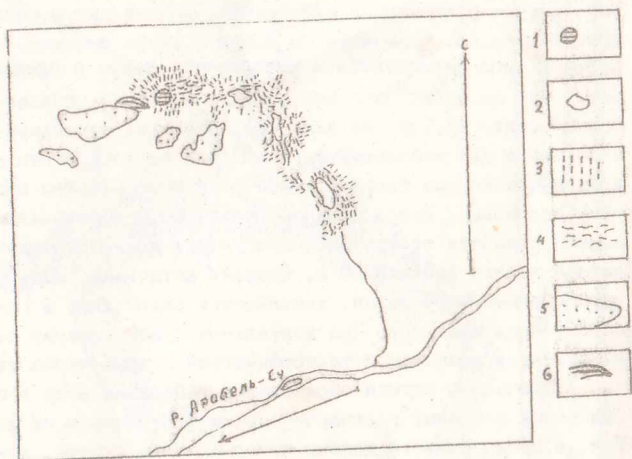


Рис. 2. Озера и котловины каменноглетчерного происхождения:
 1 - озеро; 2 - котловины; 3 - осыпи; 4 - прискло-
 ные глетчеры; 5 - ледники; 6 - древние морены.

долины очень крутые, скалистые высотой до 500 м. По ее бортам развиты динамичные присклоновые каменные глетчеры. Абсолютная высота озера около 4000 м, его поперечник 95 м. Первая котловина длиной 150 м, шириной около 100 м находится ниже по долине в 400 м от озера на абсолютной высоте 3720 м. Вторая расположена в 170 м ниже первой, ее длина составляет около 200 м, ширина 60 м, абсолютная высота 3650 м. Котловина глубокая с высокой перемычкой. Нижняя находится на высоте около 3500 м. Ее длина составляет 240 м, ширина 65 м, перемычка низкая. В котловинах существует потенциальная возможность возникновения озер. Не исключено, что некоторые из них летом при таянии снега и ледников частично заполняются водой. Судя по высокой динамичности присклоновых каменных глетчеров, благоприятным геологическим условиям, озеро в этой долине несколько увеличит свою площадь и повысит уровень.

В настоящее время существуют условия для образования озер в котловинах, возникших вследствие перегораживания долин очень динамичными долинно-склоновыми, склоновыми каменными глетчерами. Перегораживание отмечалось в бассейнах рек Джуука, Чон Кызыл-Су и др. (северный склон хр. Терской Ала-Тоо), Бурхан (верховье р. Малый Нарын) и других районах. В долине правого притока р. Барскаун Дунгуроме (рис. 3) выше подпруженных участков возникли замкнутые котловины. Долина узкая с очень крутыми, скалистыми, обвальными-осыпными, лавинными склонами, высотой до 1200 м, имеет запад-юго-западную ориентацию. В бассейне этого ручья развиты динамичные долинно-склоновые, долинные, присклоновые и склоновые каменные глетчеры. Нижняя котловина расположена между левыми долинно-склоновыми каменными глетчерами, впадающими в главную долину. Ее поперечник составляет около 70 м, днище плоское с бифуркирующим руслом ручья. Во время активных подвижек глетчера и при бурном таянии ледников, она, по-видимому, заливается водой.

Другая котловина (длиной около 300 м и шириной 200 м) располагается выше первой по долине ручья Дунгуроме на расстоянии 1300 м. В южной ее части возникло озеро шириной около 50 м и абсолютной высотой 3278 м. Котловина и озерко образовались в результате перегораживания долины мощным динамичным долинно-склоновым глетчером. В ближайшее время следует ожидать уменьшения котловин и за первые столетия уничтожения их каменными глетчерами. При очень быстрых подвижках глетчеров возможно заполнение их обломочным материалом.

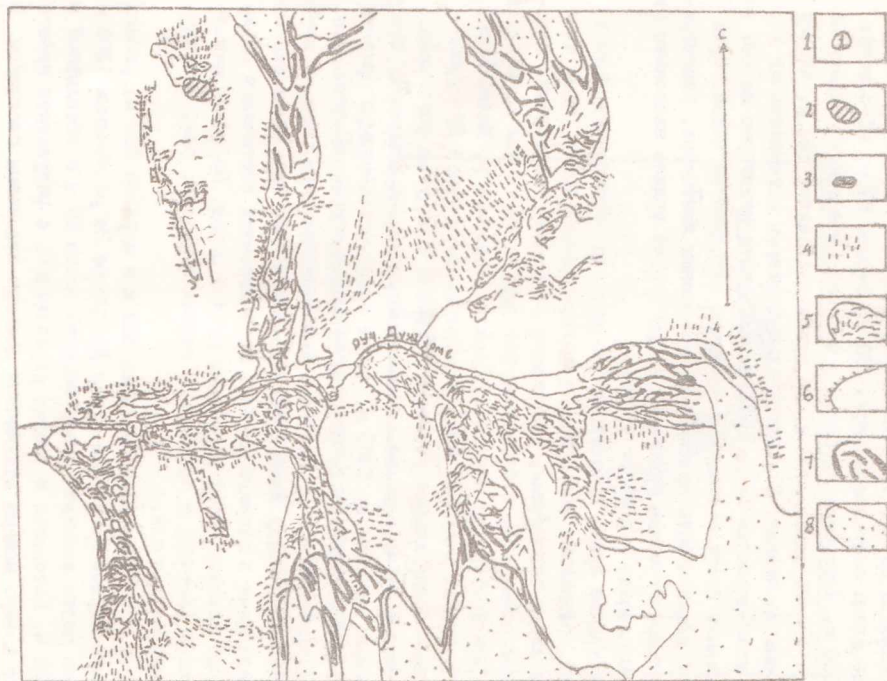


Рис. 2. Котловины, озера каменно-глетчерного происхождения: 1 - котловины; 2 - озеро ледникового происхождения, интенсивно преобразуемое каменноглетчерным процессом; 3 - озеро ледникового происхождения; 4 - осыпи; 5 - каменные глетчеры; 6 - фронтальные уступы глетчеров; 7 - древние морены; 8 - ледники.

В дальнейшем развитии озёр ледникового происхождения основное участие принимают каменные глетчеры, выделенные в IV тип. Одно из таких озёр находится на абсолютной высоте 4100 м в древнем небольшом каре в бассейне ручья Дунгуроме, правом притоке р. Барскаун (рис. 3), имеющим длину около 220 м, ширину 130 м. Оно интенсивно перерабатывается каменными глетчерами, основания фронтальных уступов которых наступают на озеро, сокращая его площадь и меняя конфигурацию береговой линии. Другое озеро ледникового происхождения, перерабатываемое в настоящее время каменными глетчерами, располагается в осевой части хребта Джетимбель у перевала Джетимбель на абсолютной высоте около 4000 м, третьё — в долине верховьев р. Джергалан на высоте 3200 м.

Из вышеуказанного следует, что для развития озёр, сформировавшихся под действием динамичных каменных глетчеров, необходимы суровые климатические условия, сравнительно низкотемпературная многолетняя мерзлота, широкое развитие каменных глетчеров, узость долин, отсутствие в них крупных современных ледников и мощных водотоков, активное протекание склоновых процессов. Развитие озёр каменно-глетчерного происхождения может послужить индикатором высокой динамичности каменных глетчеров, широкого их развития, существования сплошной и значительной мощности многолетнемерзлых пород со сравнительно низкой температурой. По особенностям распространения, условиям развития каменных глетчеров в высокогорье можно прогнозировать развитие многих озёр, возникновение новых. Озёра подобного происхождения ввиду неустойчивости естественных плотин могут быть одной из основных причин возникновения селей.

СОДЕРЖАНИЕ

О.А. По мор цев. Об итогах изучения динамики береговых процессов озера Иссык-Куль (сводка основных результатов)	3
В.В. Ро ма но вс к и й. Периодические колебания уровня озера Иссык-Куль	8
Е.В. Ма к с и м о в. О возможной неклиматической составляющей в урovenном режиме озера Иссык-Куль	14
В.Н. А да ме н к о, Л.С. А л е к с а н д р о в а. Барикоциркуляционные условия эпох различной водности в бассейне озера Иссык-Куль	23
З.В. А л е ш и н с к а я, А.П. М е л ь н и к о в а, О.А. П о м о р ц е в. Абсолютная хронология изменчивости общей увлажненности бассейна озера Иссык-Куль в голоцене	37
Я.С. С т а в и с к и й. Влияние орографии на воздухо- и влагообмен в Иссык-Кульской котловине	50
Н.П. С м и р н о в а, Т.В. П е т р е н к о. Испарение с поверхности воды в прибрежной зоне озера Иссык-Куль	58
М.Н. Х е й ф е ц. Радиационный режим Иссык-Кульской котловины	66
Ю.В. Г е р а с и м о в, Л.М. С м и р н о в а. Новое о литификациях озера Иссык-Куль	76
В.М. Б у к и н. Строение и сейсмическая стратиграфия неоген-четвертичных отложений Иссык-Куля	80
Д.В. С е в а с т ь я н о в. Основные закономерности развития горных озер и пути их рационального хозяйственного использования	95
Е.В. Ма к с и м о в, О.А. П о м о р ц е в, М.Г. К о з ь р е в а. Роль сейсмо-тектонических деформаций в эволюции озер долины р.Чон-Аксу в Кунгей Ала-Тоо	III
Л.А. З е м л я н и ц и н а. Формирование ионного состава вод Арабельских сыртов	120
А.Г. Т а р а к а н о в. Значение каменных глетчеров в формировании и развитии озер в высокогорном Тянь-Шане	129

УДК 551.89(575.23)

ОБ ИТОГАХ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ (СВОДКА ОСНОВНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ). ПОМОРЦЕВ О.А. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Установлено, что основную перестройку береговой зоны следует ожидать в районах крупных полуостровов - Кара-Булун, Сухой хребет, Турасу, Коройский. Это необходимо учитывать при инженерной оценке этих берегов на перспективу.

Более стабильными в динамическом отношении будут те участки южного и северного побережья, направление береговой линии которых совпадает с господствующими направлениями сильных волнений, т.е. с запада на восток.

Библиогр.: 4 назв.

УДК 551.481.1

ПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ. РОМАНОВСКИЙ В.В. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Рассмотрены периодические сейшевые колебания уровня озера. Выявлены сейши одноузловые с периодом I ч 56 мин, одноузловые открытого озера с периодом I ч 41 мин, двухузловые (период 0 ч 55 мин) и четырехузловые с периодом 0 ч 30 мин. Кроме этого, в Джергаланском и Тюпском заливах регистрируются сейши с периодами I ч 20 мин и I ч 17 мин соответственно.

Табл. I. Рис. I. Библиогр.: 5 назв.

УДК 551.481.1.

О ВОЗМОЖНОЙ НЕКЛИМАТИЧЕСКОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ В УРОВЕНННОМ РЕЖИМЕ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ. МАКСИМОВ Б.В. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Оценка высотного положения и хронологии береговых линий юго-западного побережья оз.Иссык-Куль приводят к заключению, что меняется не только уровень озера, но и высотное положение берегов озера. Объясняется это лимноизостатическим эффектом. Трансгрессия вызывает проседание дна озерной ванны и компенсационный подъем береговой линии озера, регрессия, наоборот, подъем дна озерной ванны и компенсационное опускание берегов. Проявляется лимноизостатический эффект только на южных и восточных берегах Иссык-Куля.

Табл.2. Рис.2. Библиогр.: 8 назв.

УДК 551.481

БАРИКО-ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ УСЛОВИЯ ЭПОХ РАЗЛИЧНОЙ ВОДНОСТИ В БАС-СЕЙНЕ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ. АДАМЕНКО В.Н., АЛЕКСАНДРОВА Л.С. "ГИДРО-МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Рассматриваются причины продолжающегося понижения уровня озера Иссык-Куль. Сделан вывод о том, что прогрессивное уменьшение уровня Иссык-Куля не связано с климатическими изменениями в его бассейне.

Рис.6. Библиогр.: 4 назв.

УДК (561:581.33)551.79(235.21)

АБСОЛЮТНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОБЩЕЙ УВЛАЖНЕННОСТИ БАССЕЙНА ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ В ГОЛОЦЕНЕ. АЛЕШИНСКАЯ Э.В., МЕЛЬНИКОВА А.П., ПО-МОРЦЕВ О.А. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Методом спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализа изучено три разреза торфяников - Турген, Чичкан, Каджи-Сая. Полученные данные позволили реконструировать ход увлажненности в бассейне оз. Иссык-Куль в голоцене.

Рис.4. Библиогр.: 5 назв.

УДК 551.501.75(575.2)

ВЛИЯНИЕ ОРОГРАФИИ НА ВОЗДУХО- И ВЛАГООБМЕН В ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЕ. СТАВИССКИЙ Я.С. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Отмечается влияние орографии на ветровой режим Иссык-Кульской котловины. Предлагаются к рассмотрению основные типы ветрового воздействия и их влияние на воздухо- и влагообмен в котловине: бризы и горно-долинные ветры; западные вторжения; северо-западные вторжения. Приводится подробный анализ случая аномально сильного снегопада в Иссык-Кульской котловине 25-28 октября 1982 г.

Рис.3. Табл.1. Библиогр.: 3 назв.

УДК 551.481

ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ В ПРИБЕРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОЗ.ИССЫК-КУЛЬ. СМЕРНОВА Н.П., ЦЕТРЕНКО Т.В. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗ.ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

В статье, по данным испарителей ГИ-3000, установленных ГМС на северном и южном берегу оз.Иссык-Куль и на посту экспедиции у Каджи-Сая, установлено различие величин на 20-37% (с мая по октябрь) и на 27% (май-сентябрь). Северный берег озера (южная экспозиция склона хр.Кунгей Ала-Тау) прогревается за летний период больше, чем южный.

Установлены соотношения дневных и ночных величин испарения на южном и северном берегу.

Табл.5. Библиогр.: 6 назв.

УДК 551.586(575.23)

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ. ХЕЙФЦ М.Н.
"ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ",
1985.

Дается обобщенная характеристика радиационного режима Иссык-Кульской котловины. Основное внимание уделено предгорной равнине и прибрежной зоне оз. Иссык-Куль. Показаны особенности радиационного режима котловины в зависимости от местных физико-географических условий, в частности от характера подстилающей поверхности в различные сезоны года. Впервые приводятся данные по наблюдениям на метеостанции Чолпон-Ата. Показано, что благодаря высокому местоположению над уровнем моря, а также наличию рядом большого водоема, над которым в теплое время года развиты нисходящие потоки воздуха, суммарная радиация в дневные часы достигает максимальных значений. Побережье отличается также большой продолжительностью солнечного сияния (2670-2861 ч).

Рис.1. Табл.7. Библиогр.: 12 назв.

УДК 551.435.3(575.23)

НОВОЕ О ЛИТИФИКАТАХ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ. ГЕРАСИМОВ Ю.Б., СМЕРНОВА Л.М. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

На стационаре Карабулун впервые удалось наблюдать процесс образования литифицированной песчаной береговой плиты. Считалось, что их формирование в наши дни не происходит. Полученные данные позволяют по-новому взглянуть на процесс литогенеза как береговых плит, так и некоторых других литификатов Иссык-Куля.

Библиогр.: 5 назв.

УДК 551.791

СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИССЫК-КУЛЯ. БУКИН В.М. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Методом сейсмоакустического профилирования изучены неоген-четвертичные отложения Иссык-Кульской котловины общей мощностью 550 м. Установлено, что озерный режим в котловине существовал с раннеджукинского времени. Однако дочетвертичный водоем резко отличался от современного озера. Он имел сравнительно небольшие размеры и глубины. История Иссык-Куля в близком к современному виде начинается в раннем плейстоцене. Именно к этому времени завершилось опускание блока в центре котловины и сформировалась глубоководная впадина.

Рис.5. Библиогр.: 8 назв.

УДК 911.2:551.48

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ ОЗЕР И ПУТИ ИХ РАЦИОНАЛЬНОГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ. СЕВАСТЬЯНОВ Д.В. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Анализ распределения озер различного генезиса по высотным поясам гор Намира, Тянь-Шаня и Кавказа дал возможность выявить основные закономерности развития их на протяжении послеледникового времени. Приведена генетическая типизация горных озер и показаны основные тенденции их современного развития. Отмечено преобладающее влияние климатического фактора на ход развития горных озер. Предложены конкретные меры по охране и рациональному использованию природных ресурсов горных озер.

Табл.3. Рис.1. Библиогр.: 7 назв.

УДК 551.791

РОЛЬ СЕЙСМО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЭВОЛЮЦИИ ОЗЕР ДОЛИНЫ Р. ЧОН-АКСУ В КУНГЕЙ АЛА-ТОО. МАКСИМОВ Е. В., ПОМОРЦЕВ О. А., КОЗЫРЕВА М. Г. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Изучена история трех небольших озер в долине р. Чон-Аксу в Кунгей Ала-Тоо. Полученные данные свидетельствуют о том, что возникновение и эволюция этих озер тесным образом связаны с сейсмо-тектоническими движениями, характерными для данного района.

Рис. 2. Библиогр.: 7 назв.

УДК 3.6.1.3.

ФОРМИРОВАНИЕ ИОННОГО СОСТАВА ВОД АРАБЕЛЬСКИХ СЫРТОВ. ЗЕМЛЯНИЦИНА Л. А. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Анализ гидрохимических исследований Арабельских сыртов дал возможность выявить основные закономерности формирования ионного состава вод этой территории. Проведено районирование вод Арабельских сыртов по условиям формирования ионного состава и минерализации. Отмечена основная роль ледникового стока среди вод других генетических категорий.

Табл. 7. Библиогр.: 7 назв.

УДК 911.2:551.48

ЗНАЧЕНИЕ КАМЕННЫХ ГЛЕТЧЕРОВ В ФОРМИРОВАНИИ И РАЗВИТИИ ОЗЕР В ВЫСОКОГОРЬЕ ТЯНЬ-ШАНЯ. ТАРАМАНОВ А. Г. "ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ", 1985.

Рассматриваются особенности распространения и развития озер каменноглетчерного происхождения. На территории Внутреннего Тянь-Шаня и хребта Терской Ала-Тоо выделяются: 1) озера, возникшие при подпруживании рек и ручьев каменными глетчерами; 2) озера, образовавшиеся в пределах самих глетчеров; 3) котловины каменноглетчерного происхождения, в которых существует потенциальная возможность возникновения озер; 4) озера ледникового происхождения, в последующем развитии которых непосредственное участие принимает каменноглетчерный процесс. Даются некоторые прогнозы развития каменноглетчерных озер.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ДИНАМИКА ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

Редактор издательства *Т. И. Цыганеева*
Обложка художника *В. Ф. Роека*
Технический редактор *Р. Р. Хусаинова*

ИБ № 1208

Подписано к печати 23.12.85. Д — 01828. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская. Безнаборная печать. Объем 9,5 п. л., 8, 66 уч.-изд. л., 9,68 усл. кр. отт. Тираж 300 экз. Цена 1 руб. 33 коп. Заказ 317.

Издательство Академии наук Киргизской ССР,
720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 265 а

Типография Академии наук Киргизской ССР,
720001, Фрунзе, ул. Пушкина, 144