

551.46
С-75
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск 50(131)

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА
СРЕДНЕЙ АЗИИ

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД
1977

551.46
С-75

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск

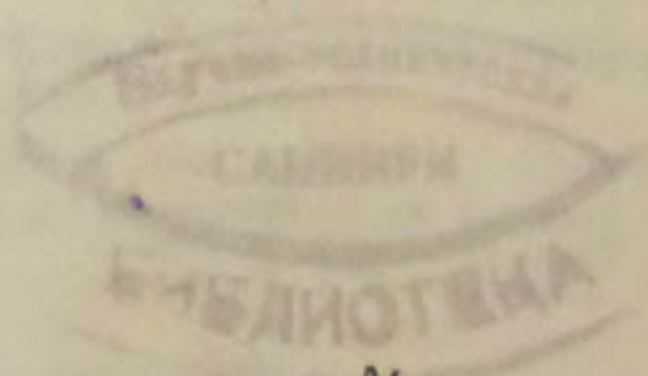
50(131)

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Под редакцией

канд. геогр. наук Ю. Н. ИВАНОВА
канд. геогр. наук А. М. НИКИТИНА

57-043



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1977

Рассматриваются вопросы региональной лимнологии Средней Азии, в частности, морфометрии и морфологии озерных котловин, гидрохимии и гидрофизики.

Приводятся сведения о гидрографии и динамики среднего и нижнего течения р. Сырдарьи. Рассмотрены вопросы водного баланса озера Иссык-Куль.

Рассчитан на гидрологов, гидрохимиков и гидротехников.

СОДЕРЖАНИЕ

А. М. Никитин. Морфометрия и морфология озер Средней Азии . . .	4
А. М. Никитин. О динамике озер среднего и нижнего течения Сырдарьи . . .	22
А. М. Никитин, Л. Г. Черкасов. К вопросу о морфометрии и динамике вод озера Сонкуль	31
Н. Е. Горелкин. Гидрохимическая характеристика Арнасайских озер	43
В. А. Николаенко. Формирование химического состава воды рек и водохранилищ бассейна Сурхандарьи	55
Н. Е. Горелкин, А. М. Казаков. Актинометрические исследования на Арнасайских озерах	60
Н. Е. Горелкин, В. А. Гороховский. Ветровые течения озера Тузкане	70
Я. С. Стависский. О некоторых закономерностях температурного обмена вод озера Иссык-Куль	75
Л. Г. Черкасов. О водном балансе озера Иссык-Куль	81
М. И. Каплинский, Л. С. Тимченко. Водный баланс озера Иссык-Куль за многолетний период	87

Труды САРНИГМИ, вып. 50(131)

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редактор Ю. П. Бреховских
Техн. редактор Г. В. Ивкова
Корректор З. Т. Тимченко
ИБ № 214

Сдано в набор 28/XII 1976 г. Подписано к печати 25/IV 1977 г. М-20146. Формат 60×90^{1/16}, бумага тип. № 1. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 6,94. Тираж 420 экз. Индекс ОЛ-148. Заказ 90. Цена 54 коп. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.

О 20806-098
069(02)-77 50-77(1)

© Среднеазиатский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (САРНИГМИ), 1977 г.

Сборник посвящен памяти В. Л. Шульца. Наука и ученые Средней Азии понесли огромную утрату. На 68-м году жизни после долгой тяжелой болезни ушел из жизни большой ученый в области гидрологии и гляциологии, замечательный человек, наш друг и учитель, заслуженный деятель науки УзССР, доктор географических наук профессор ВИКТОР ЛЬВОВИЧ ШУЛЬЦ.

Научная деятельность Виктора Львовича началась в Управлении водного хозяйства УзССР, где он работал еще будучи студентом. В 1933 г. Виктор Львович был приглашен на работу в Узбекский научно-исследовательский гидрометеорологический институт. В 1945 г. при его участии на географическом факультете САГУ была организована кафедра гидрологии, бессменным руководителем которой он являлся почти 25 лет. Его любовь к науке, необыкновенная скромность, чуткость и доброе отношение к людям, высокая требовательность к себе и окружающим являются примером для молодых исследователей.

Трудно оценить вклад Виктора Львовича в науку. В любой работе по гидрологии и гляциологии Средней Азии, даже в тех, где нет его подписи, есть его участие: или непосредственное, как научного консультанта и руководителя или косвенное, как ученого, давшего гидрологии Средней Азии основу и направление в развитии. Со своими трудами, мыслями и планами мы часто шли за советами к своему учителю и всегда получали частичку его богатого опыта и знания. Безднажно больной, прикованный в последние годы жизни к постели, он никогда не отказывал нам в беседе, и мы пользовались этим, видя, какое удовольствие испытывает он сам, продолжая вносить вклад в науку.

Мы потеряли ученого, наставника, друга. Его светлый образ навсегда сохранится в наших сердцах.

Группа товарищей

МОРФОМЕТРИЯ И МОРФОЛОГИЯ ОЗЕР СРЕДНЕЙ АЗИИ

На территории среднеазиатского региона по бассейнам рек Амударьи, Сырдарьи, Чу, Талас, оз. Иссык-Куль, Восточного Памира и Тянь-Шаня, а также бессточных областей Туркмении насчитывается около 6 тыс. озер общей площадью 12 300 км² (табл. 1).

Следует обратить внимание на тот факт, что если озера горных территорий не претерпели каких-либо изменений за последнее двадцатилетие, то на равнинных территориях существенно изменились как площади, так и количество озер. Значительно сократили свои размеры или совсем перестали существовать озера дельт и пойм рек Амударьи и Сырдарьи, образовались новые ирригационно-сбросовые озера по периферии зон орошения, к примеру такие как Сарыкамыш и Арнасай [10, 11]. В связи с этим представляется необходимым пересмотреть основные положения географического распространения озер по территории Средней Азии, разработанные ранее [13, 14].

В подавляющем большинстве озера Средней Азии представлены водоемами малых форм с площадью зеркала менее 1 км², при этом на их долю приходится 95,4% общего числа и лишь 4,03% площади (табл. 1).

За последнее десятилетие наблюдалось резкое сокращение не только «очень малых» ($f < 1$ км²), но «малых» и «средних» озер [6], при этом число озер с площадью 1 км² сократилось с 390 до 257 [14]. С площадью зеркала более 10 км² в настоящее время насчитывается лишь 33 озера. К наиболее крупным «большим» и «очень большим» водоемам относятся озера Иссык-Куль — 6239 км², Арнасай — 1755 км², Сарыкамыш — 1470 км², Каракуль — 380 км², Сонкуль — 275 км², Чатыркуль — 175 км², Камышлыбаш — 178 км². При этом на долю только первых трех приходится около 80% суммарной площади озер.

Наибольшее количество озер сосредоточено в бассейне р. Амударьи — 42,5%, несколько меньше озер в бассейнах р. Сырдарьи и рек Чу, Талас; Иссык-Куль соответственно 25,2 и 28,6%; на бессточные области Туркмении приходится лишь 3,7%. Более 50%

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

Площадь водной поверхности, км. кв. и высотные зоны, м	Количество озер в бассейнах рек							Площадь озер в бассейнах рек							
	Амударья*	Сырдарья	Бессточные реки и области Туркмении	Чу, Талас** и оз. Иссык-Куль	оз. Иссык-Куль	Всего		Амударья*	Сырдарья*	Бессточные реки и области Туркмении	Чу, Талас и оз. Иссык-Куль**	оз. Иссык-Куль	суммарная площадь	Всего в процентах	
						количество	в процентах							с учетом оз. Иссык-Куль	без учета оз. Иссык-Куль

Распределение по градациям площадей

Менее 1,0	2249	1371	179	1531		5330	95,40	193,00	122,70	42,20	138,47		496,37	4,03	8,20
1,01—10,0	115	29	28	52		224	4,01	216,20	109,50	88,5	154,91		569,11	4,63	9,40
10,1—50,0	5	4	4	8		21	0,38	55,10	59,20	93,1	190,3		397,70	3,23	6,57
50,1—100,0	4			1		5	0,09	278,70			86,9		365,6	2,98	6,03
Более 100,0	2	3		1	1	7	0,12	1850,00	2208,00		175,0	6239	10472,0	85,13	69,80
Всего	2375	1407	211	1593	1	5587	100,00	2593,00	2499,40	223,8	745,58	6239	12300,78	100,00	1000

Распределение по высотным зонам

0—500	575	854	211	920		2561	45,83	1894,87	2169,49	223,8	531,68		4819,84	39,18	79,51
501—1000	13	10		17		40	0,72	1,30	1,13		1,02		3,45	0,02	0,06
1001—1500	14	17				31	0,55	0,23	0,62				0,85	0,01	0,01
1501—2000	15	36		34	1	86	1,54	1,46	8,32		2,78	6239	6251,56	50,82	0,21
2001—2500	31	38		29		98	1,75	7,48	2,41		1,11		11,0	0,09	0,18
2501—3000	47	49		72		168	3,01	1,46	9,51		5,71		16,68	0,14	0,28
3001—3500	558	164		214		936	16,75	100,18	282,92		11,54		394,64	3,21	6,51
3501—4000	383	326		304		913	16,34	467,85	23,34		191,66		683,85	5,56	11,28
4001—4500	485	13		3		501	8,97	97,59	0,66		0,08		98,33	0,80	1,62
4501—5000	246					246	4,40	20,48					20,48	0,17	0,34
5001—5500	8					8	0,14	0,10					0,10	0,00	0,00
Всего	2375	1407	211	1593	1	5587	100,00	2593,00	2499,40	223,8	745,58	6239	12300,78	100,00	100,00

* В бассейн р. Амударьи включены бассейны озер Ранкуль, Каракуль, Курункуль, р. Маркансу.

** В бассейн р. Чу, Талас и оз. Иссык-Куль включены бассейны рек Кызылсу, Кокшаал, Чонузенгикуш, Сарыджас и оз. Чатыркуль.

площади зеркала приходится на оз. Иссык-Куль, одно из крупнейших горных озер мира. В бассейнах рек Амударьи и Сырдарьи площади озер составляют 21,1 и 20,3%, в бассейнах рек Чу, Талас и оз. Иссык-Куль 6,05%.

Распределение озер по высотным зонам таково, что более половины числа озер и около 60% озерной площади сосредоточено в горных районах Средней Азии или области формирования стока (1500—5500 м). Однако, если не принимать во внимание оз. Иссык-Куль, то 79,5% озерных площадей окажутся сосредоточенными на равнине (табл. 1).

В настоящее время в бассейне р. Амударьи основное количество озер сосредоточено в горных областях Памиро-Алая (75%), в то время как основные озерные площади расположены в равнинной зоне на отметках от 0 до 250 м (73%). В бассейне р. Сырдарьи основное количество озер, около 60%, и более 85% площади зеркала озер сосредоточено на равнине. В бассейнах рек Чу, Талас и оз. Иссык-Куль существенных изменений в перераспределении озер не отмечалось [14].

Неравномерность распространения озер по территории Средней Азии объясняется исключительным разнообразием основных природных факторов, влияющих на формирование озер, — климата, рельефа, геологического строения и стока. Значительные озерные площади на равнинных территориях следует объяснить вслед за Л. А. Молчановым [8] «сухостью равнинной территории климата при близком соседстве более богатых влагой гор», в которых формируется значительный речной сток.

Значительное сосредоточение озер в горных областях объясняется гидроклиматическими особенностями, так как горы Средней Азии служат аккумуляторами влаги, формирующими сток среднеазиатских рек, а также наличием благоприятных геоморфологических и геотектонических условий. Именно этим следует объяснять повышенное сосредоточение озер в интервале высот от 3000 до 4000 м, где расположены плоские с небольшими уклонами высокогорные пространства Памира и Тянь-Шаня, мощные геологические разломы и сбросы, тектонические впадины; здесь же наблюдаются отрицательные формы рельефа, связанные с проявлением деятельности современного и древнего оледенения, благоприятные для образования большого числа «озерков» и «очень малых» озер.

Озерность территории Средней Азии в настоящее время оценивается в 0,56%, при этом озерность равнинной территории составляет 0,27% и горной 2,04%. Наибольшая озерность приходится на область внутреннего стока Восточного Памира, где озерность составляет 5,4%, в целом же озерность Средней Азии незначительна, если ее сравнить с озерностью Карелии — 10,7% [5], Северного Казахстана — 3,9% [15] или Кавказа — 1,0% [7]. В образовании озерных котловин Средней Азии играли роль как внешние, так и внутренние процессы. Рассматривая озерные котловины по их генезису и морфологии, следует выделить пять основных групп: тектониче-

ские, гляциогенные, гидрогенные, завальные и дефляционно-соровые. При этом следует отметить, что некоторые озерные котловины имеют довольно сложный генезис, обусловленный действием ряда факторов. В формировании котловины могут принимать участие гляциогенные и обвально-оползневые процессы (оз. Азорчашма) или водно-эрозионные и дефляционные (озера Тузкане, Денгизкуль, низовья рек Чу и Талас).

Озера тектонического происхождения, образовавшиеся в результате заполнения водами внутригорных и межгорных тектонических впадин, платформенных прогибов или приуроченные к тектоническим разломам и сбросам, являются азональными на территории Средней Азии. Эта группа озер немногочисленна и представлена наиболее крупными водоемами: Аральское, Иссык-Куль, Каракуль, Сонкуль, Чатыркуль, а также ряд малых озер. В своем большинстве эти озера приурочены к бессточным котловинам и являются гигантскими испарителями стока среднеазиатских рек.

Котловины гляциогенных озер обязаны своим происхождением деятельности как современного, так и древнего оледенения и подразделяются на пять типов: ледниковые (собственно ледниковые), каровые, зандровые и моренные.

Завальные озера образуются при перегораживании долин в результате горных обвалов, оползней, конусов выноса притоков более мелкого порядка, при сходе лавин в русла рек и подразделяются на три типа: завально-тектонические, завально-оползневые и завально-снеголавинные.

Озера, котловины которых обязаны своим происхождением действию речных, подземных и морских вод, относятся к группе гидрогенных и подразделяются на следующие типы: провальные, водно-аккумулятивные и водно-эрозионные. Провальные озера, котловины которых сформированы под воздействием подземных вод, приурочены к участкам проседания земной коры и представлены на территории Средней Азии тремя подтипами: карстовыми, суффозионными и термокарстовыми. Абсолютное большинство озер, приуроченных к равнинным территориям, относится к водно-эрозионно-аккумулятивному типу озер, их котловины сформированы в результате действия поверхностных вод и подразделяются на пять подтипов: дельтовые, старицы, конечные, плесовые и лагунные.

Котловины дефляционно-соровых, или эловых, озер образуются на равнинных территориях в зоне пустынь и полупустынь под действием ветрового выдувания, но на эловые процессы накладывает отпечаток и действие ряда других факторов, в связи с чем озера этого типа весьма редки. Это пустынные эфемеры, существующие лишь непродолжительную часть года за счет аккумуляции местного стока на такырных поверхностях.

К озерам горных территорий относятся гляциогенные, завальные и термокарстовые — это стоково-приточные, олиготрофно-гидрокарбонатные водоемы. К озерам равнинных территорий относятся водно-эрозионно-аккумулятивные и эловые — это стоково-приточные, испарительно-приточные, мезотрофные-гидрокарбонатно-сульфатно-

Классификация озер Средней Азии

Вид	Группа	Тип	Подтип
азональные горные	тектонические гляциогенные	ледниковые	
		каровые	
		зандровые	
		моренные	
		тектонические	
	завальные	оползневые	
равнинные	гидрогенные	снеголавинные	
		провальные	суффозионные
	гидрогенные		карстовые
			термокарстовые
		эрозионные	
		аккумулятивные	
	дифляционно-со- ровые		дельтовые
			старицы
			плесовые
			конечные
			лагунные

хлоридные водоемы, в зависимости от направленности водного баланса.

Суффозионные и карстовые озера расположены в горной и предгорной зонах, а тектонические — явление аazonальное на территории Средней Азии, и они немногочисленны (табл. 2).

Определенные закономерности наблюдаются и в распределении различных типов озер по высотным зонам. Наиболее верхние зоны горной территории Средней Азии занимают озера гляциогенного происхождения, максимальное число и площади зеркала которых приходят на интервал высот от 4000 до 4500 м. Здесь расположено более четверти числа озер и около трети их площади. Нижняя граница распространения озер этой группы опускается до 2200 м, что объясняется наличием озер, происхождение которых связано с древним оледенением в бассейне оз. Иссык-Куль, расположенным на более низких отметках, чем в остальных районах Средней Азии, но озер здесь немного, около 20 с площадью зеркала 0,74 км².

Наличие ледниковых озер в зонах от 2500 до 300 м связано в основном с современным оледенением. Это озера приледниковых зон

и собственно ледниковые озера. Интервал высот от 3500 до 5500 м — зона наибольшего распространения озер, связанных с деятельностью современного и древнего оледенения Памиро-Алая.

Термокарстовые озера сосредоточены в более узком интервале высот. Они редко наблюдаются ниже отметки 3000 м и выше 4500 м. Распространение озер определяется границами расположения зон вечной мерзлоты на территории Средней Азии. Нижняя граница определяется температурной границей распространения зон вечной мерзлоты, верхняя — суровостью климата. Максимум числа озер приходится на интервал высот от 3000 до 3500 м в основном за счет большого числа мелких озер в долине р. Кызылсу (Сарыташ). Однако площади зеркала имеют максимальные значения в интервале высот свыше 3500 м, так как наиболее крупные термокарстовые озера сосредоточены в верховьях бассейна р. Нарын.

Завальные озера расположены в интервалах высот от 1700 до 3800 м и приурочены в основном к геологическим разломам и сбросам. Среднеазиатские горы представляют участок платформы, охваченной новейшими тектоническими движениями, которые и сейчас выражаются в виде сильных землетрясений. С наиболее крупными надвигами и сбросами связана обвальная-оползневая деятельность, ставшая причиной образования абсолютного числа больших и малых завальных зер. Так, в бассейне р. Чирчик с Каракырским надвигом связано образование оз. Шавурколь, с Кантаркумышским и Бодакским — оз. Ихнач и Бодак, Каржантаусским — оз. Урунгах, Сарыканским — Коксуйских озер.

«Всплеск» площадей зеркала в интервале высот более 3000 м объясняется наличием здесь наиболее крупных завальных озер — Сарезского и Яшилкуль.

Озера равнинных территорий, представленные дельтовыми, старицами, плесовыми и конечными, расположены в интервале высот до 400 м. Озера дельт имеют распространение в зоне от 50 до 70 м, в распределении конечных и плесовых озер наблюдаются два всплеска, что объясняется местоположением слепых устьев рек Чу, Таласа и Зарафшана в зоне от 100 до 400 м; на зону от 50 до 100 м приходятся озера Хорезма. Старицы наблюдаются в интервале высот от 100 до 400 м.

Теоретические основы морфометрического анализа озер были разработаны Г. Ю. Верещагиным [2], в дальнейшем дополнены и развиты в работах С. Д. Муравейского [9], Б. Б. Богословского [1], С. В. Григорьева [4] и других исследователей. При анализе морфометрических характеристик озер Средней Азии были рассмотрены основные морфометрические показатели, прочно вошедшие в практику озерных исследований, и использованы материалы исследования озер Среднеазиатскими управлениями Гидрометслужбы в период 1960—1975 гг., а также те немногочисленные литературные источники, в которых были опубликованы данные исследований предыдущих лет [14, 16]. Из общего числа озер были проанализированы показатели более чем по 500 озерам равнинных и горных территорий.

Морфометрические показатели озерных котловин

Генетический тип	Высота над уровнем моря, м	Площадь водосбора, км ²	Объем, млн. м ³	Площадь озера, км ²	Длина, км	Ширина, км
Тектонические	0—4000	12—15651	5,6—1 755 000	1,3—6239	3,0—182	0,6—58
Каровые	3200—3900	0,2—11,5	0,02—10,8	0,01—0,46	0,1—1,2	0,07—0,7
Моренные	2000—3700	0,1—64	0,01—20,0	0,01—1,2	0,1—2,3	0,04—0,7
Термокарстовые	300—4500	1—90	0,02—5	0,01—1,5	0,1—3	0,05—0,80
Завальные	1500—3800	1,5—16500	0,01—16 000	0,01—86	0,15—61	0,07—3,4
Провальные	500—2000	—30,0	0,2—4,84	0,04—0,24	0,3—0,7	0,20—0,56
Старицы	100—500	—	0,5—10	0,50—20	0,2—14,5	0,1—4,1
Конечные	100—400	—6000	0,5—12 600	0,5—1760	1—136	0,2—20
Дельтовые	50—70	—	0,2—955	0,1—178	0,5—27,6	0,2—9,5
Генетический тип	Глубина, м		Длина береговой линии, км	$K = \frac{f_v}{f_{oz}}$	$\frac{l}{b_{cp}}$	$\frac{b_{cp}}{b_{max}}$
	средн.	наибол.				
Тектонические	0,7—277	3,8—668	6,5—614	4,1—243	2,2—6,8	0,46—0,83
Каровые	2—23,2	5,5—43	0,3—3,2	5,8—96	1,40—4,80	0,6—0,8

Моренные	0,2—17,0	0,8—50,0	0,2—6,3	2,6—547	1,4—8,9	0,15—0,9
Термокарстовые	0,5—3	1,0—8,2	0,5—10	5—120	2—6,3	0,55—0,8
Завальные	2—185	2,9—505	0,4—1703	20—6000	1,4—41,5	0,4—0,9
Провальные	6,5—20,2	10—42,7	0,8—2,2	10—300	1,55—2,4	0,62—0,74
Старицы	0,5—2,5	1—4,5	1,3—70	—	1,1—4,0	0,4—0,90
Конечные	0,5—11	0,1—22	3—450	— < 100	1,2—12,5	0,4—0,99
Дельтовые	0,5—6	2—10	2—115	—	1,66—15,2	0,2—0,8

Генетический тип	$\frac{f_{кр}}{f_{оз}}$	$U = 0,28 \frac{L}{\sqrt{f}}$	$\frac{h_{ср}}{\sqrt{f}}$	$c_1 = \frac{h_{ср}}{h_{max}}$	$\frac{f_{оз}}{L}$
Тектонические	2—5	1,2—4,3	0,36—40,7	0,26—0,68	0,2—10,2
Каровые	1,1—1,8	1,06—1,56	7,2—30	0,3—0,57	0,02—0,14
Моренные	0,84—17,8	1,91—2,18	1,2—33,1	0,04—0,64	0,005—0,19
Термокарстовые	1,5—3	1,1—1,6	1,5—4	0,45—0,65	0,002—0,15
Завальные	0,34—36	1,1—3,0	1,8—62	0,25—0,70	0,008—0,57
Провальные	1,2—1,6	1,2—1,3	12,5—32	0,38—0,61	0,046—0,11
Старицы	1,2—36	1,1—5,6	0,2—2,3	0,30—0,83	0,063—2,48
Конечные	1,06—45	1,1—6,9	0,15—1,5	0,40—0,70	0,12—2,00
Дельтовые	1,2—25	1,1—49	0,8—2,1	0,50—0,80	0,09—1,54

Размеры озерных котловин Средней Азии колеблются в весьма широких пределах. Одной из важнейших морфометрических характеристик озер является площадь водной поверхности и, если следовать классификации П. В. Иванова [6], озера Средней Азии изменяются от «озерков» с площадью $0,01 \text{ км}^2$, до «очень больших» с площадью более 1000 км^2 . К «большим» и «очень большим» водоемам относятся озера тектонического происхождения, такие как Иссык-Куль, Каракуль, Сонкуль, Чатыркуль в горных зонах и конечные озера на равнинах, где ведущим фактором формирования озерной котловины являлись водно-эрозионные и водно-аккумулятивные процессы, при содействии также ряда других факторов — дефляции, тектоники; это наиболее крупные озера равнинной территории — Айдар и Сарыкамыш. Основное же количество конечных озер представлено «очень малыми» водоемами, однако к этому подтипу относится значительное число «малых» и «средних» озер. К наиболее малым водоемам «озеркам» относится абсолютное большинство ледниковых и каровых озер, площадь зеркала которых в исключительно редких случаях превышает величину $0,1 \text{ км}^2$. Наиболее крупным каровым озером является оз. Зоркуль в бассейне р. Исфайрамсай, площадью $0,46 \text{ км}^2$. Несколько большие площади зеркала имеют моренные озера — до $1,2 \text{ км}^2$, однако в большинстве своем также не превышающие $0,1 \text{ км}^2$. К ним близки по своим размерам термокарстовые, карстовые и суффезионные озера.

Площади зеркала завальных озер колеблются в значительных пределах и могут достигать размера «средних»: Сарезское — 86 км^2 , Яшилкуль — 36 км^2 ; однако основное их число также относится к «очень малым» и «озеркам». С площадью зеркала от 1 до 5 км^2 насчитывается лишь немногим более 10 водоемов: это такие озера как Айкуль — $1,01 \text{ км}^2$, Каратоко — $1,07 \text{ км}^2$, Маргузор — $1,12 \text{ км}^2$, Карасу — $4,17 \text{ км}^2$, Сарычелек — $4,92 \text{ км}^2$, Б. Кулун — $3,28 \text{ км}^2$, Искандеркуль — $3,41 \text{ км}^2$, Шадау — $2,23$, Друмкуль — $1,54 \text{ км}^2$, Кольсу — $4,50 \text{ км}^2$, Кольукок — $1,60$.

Озера дельт и пойм представлены в основном озерами с площадью зеркала от $0,2$ до 1 км^2 , однако отдельные водоемы могут достигать значительных размеров — оз. Камышлыбаш в дельте р. Сырдарьи — 178 км^2 или оз. Судочье в дельте р. Амударьи — 96 км^2 (до усыхания дельты 333 км^2). Распределение озер по градациям озерных площадей приведено в табл. 1, а по изменению площадей водной поверхности генетически однородных типов озер — в табл. 3.

По форме в плане озера Средней Азии весьма разнообразны. Для характеристики конфигураций озер были использованы следующие показатели: удлиненности или вытянутости определяемой как отношение длины озера к его средней ширине $\frac{l}{b_{\text{ср}}}$ компактности, определенный как отношение средней ширины наибольшей $b_{\text{ср}}/b_{\text{мах}}$, показатель развития акватории — или отношение площади круга, имеющего окружность, равную длине береговой линии, к площади озера ($U_1 = f_{\text{кр}}/f = 0,8L^2/f$) и показатель развития бере-

говой линии — отношение длины береговой линии к длине окружности равновеликого озера круга ($U_2=0,28L/f$).

Основное количество горных озер по форме водной поверхности близко к округлой и овальной форме, имеет показатель удлиненности в пределах от 1,15 до 5. Это малые горные озера карового, моренного, термокарстового, провального, завального, а также тектонического происхождения.

К группе овально-удлиненных и удлиненных озер относятся из равнинных старицы конечные, в меньшей степени дельтовые, из горных наиболее крупные завальные озера — Сарезское ($l/b_{\text{ср}}=18$), Яшилкуль ($l/b_{\text{ср}}=7$), Сарычелек ($l/b_{\text{ср}}=10$) и ряд других.

Средние значения показателя компактности озер составляют 0,6—0,8, но нередко превышают значения 0,9—0,95 и опускаются до 0,3. Наиболее компактными также являются ледниковые, каровые, моренные, термокарстовые и провальные водоемы. К наименее компактным, с коэффициентом компактности менее 0,5, относятся большие завальные озера: Сарезское ($b_{\text{ср}}/b_{\text{max}}=0,43$), Карасу ($b_{\text{ср}}/b_{\text{max}}=0,34$), Сарычелек ($b_{\text{ср}}/b_{\text{max}}=0,32$), а также ряд конечных и дельтовых озер.

Расчет коэффициента развития акватории и береговой линии (U_1 и U_2) также подтверждает предыдущие выводы, что наиболее сглаженные формы береговой линии, и акватории озер присущи ледниковым, каровым, моренным, термокарстовым, провальным водоемам; U_1 и U_2 изменяются от 1,1 до 3 и от 1,1 до 1,5; несколько большие значения U_1 и U_2 имеют тектонические — $2=5$ и $1,2=1,8$; исключение составляет оз. Каракуль ($U_2=2,34$). Завальные озера, занимающие межгорные долины, имеют коэффициент развития от 2 до 20 и от 1,5 до 3. Наибольшие коэффициенты U присущи озерам равнинных территорий: старицам, дельтовым и конечным — от 1,6 до 20 и от 1,1 до 7, при этом малые озера с площадями зеркала до 1—3 км² имеют средние значения U_2 от 1,5 до 2,4, а при увеличении площадей до 10 км² и более резко возрастает до 3—7. Проведенный анализ позволяет подразделить озера Средней Азии по форме их водной поверхности в плане на две основных категории — это простые округлой и овальной формы, блюдцеобразные и каплевидные водоемы, куда относятся ледниковые, каровые, термокарстовые, моренные, провальные, тектонические и малые завальные озера. Ко второй категории относятся крупные завальные, дельтовые, старицы и конечные озера, отличающиеся сложной конфигурацией, значительными коэффициентами развития акватории и береговой линии, удлиненности и малыми коэффициентами компактности. Характерные формы различных генетических типов озер представлены на рис. 1.

Весьма различный характер носит и распределение глубин озер Средней Азии, которые изменяются от нескольких десятков сантиметров до нескольких сот метров (табл. 3).

К морфометрическим показателям, характеризующим форму водоема по вертикали, относятся наибольшая и средняя глубина и показатель относительной глубины, определяемой как отношение

средней глубины озера к корню кубическому из его площади [6]

$h_{отк} = \frac{h_{ср}}{\sqrt[3]{f}}$, при этом озера по относительной шкале глубин подразделяются на пять групп: от «очень мелких» до «очень глубоких».

Очень мелкие — 0,1—0,5; мелкие — 0,5—2,0; нормальные 2,0—4,0; глубокие — 4,0—10,0; очень глубокие — 10,0—20,0. Д. Хатчин-

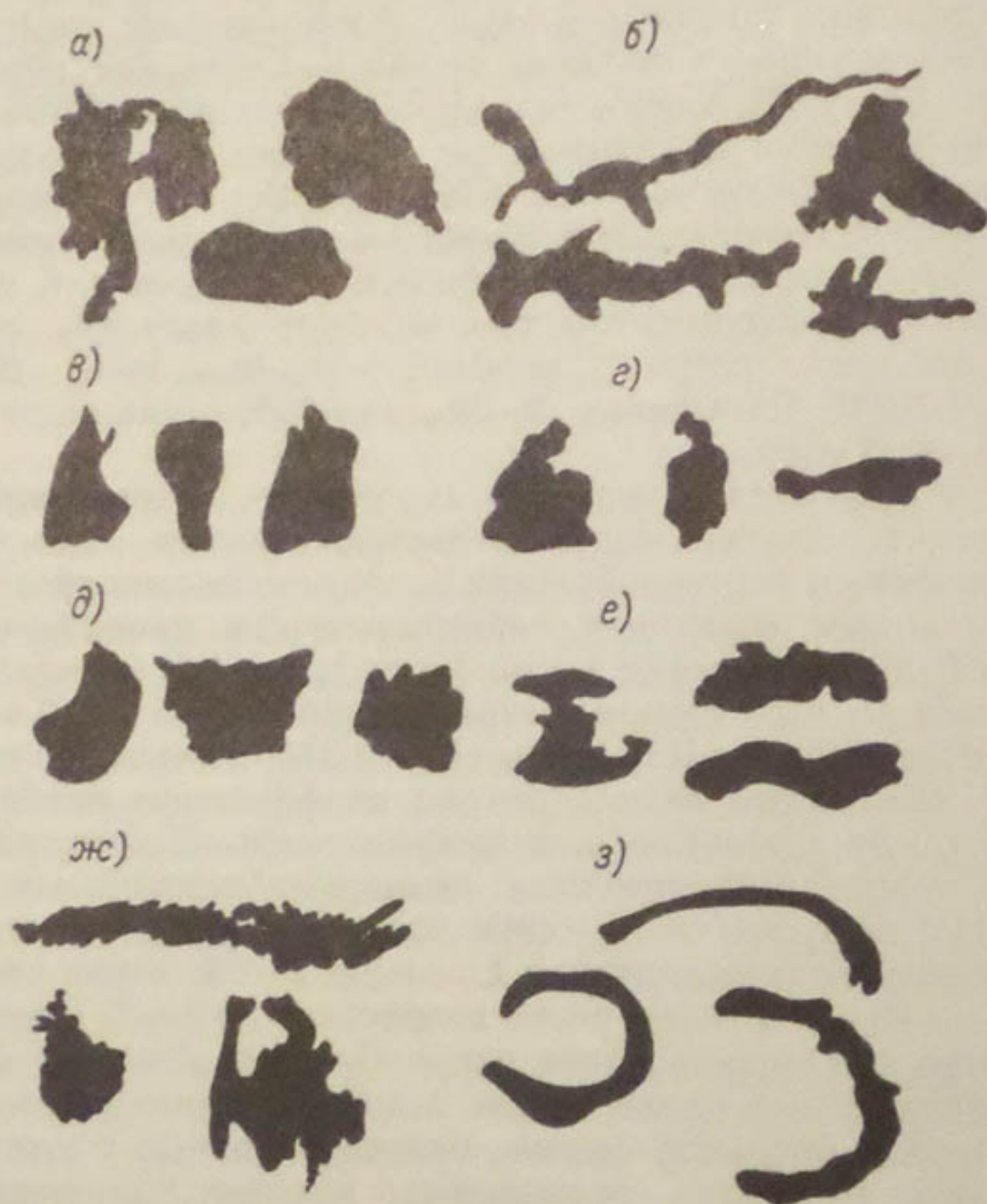


Рис. 1. Сравнительные формы озерных котловин.

а — тектонические, б — завальные, в — каровые, г — моренные, д — провальные, е — дельтовые, ж — конечные, з — старицы.

соном был предложен показатель относительной глубины как отношение наибольшей глубины к диаметру круга, равновеликого площади озера $h = \frac{h_{max}}{D_{кр}}$, но в связи со сложностью расчета этот показатель весьма редко используется при морфометрическом анализе озерных котловин.

По абсолютной глубине к наиболее глубоким водоемам относятся тектонические — Иссык-Куль ($h=668$ м), Каракуль ($h=238$ м),

и завальные: Сарезское ($h=505$ м), Сарычелек ($h=324$ м), Карасу ($h=150$ м), Айкуль ($h=121$ м), Каратоко ($h=111$ м), Б. Кулун ($h=91$ м), Искандеркуль ($h=72$ м) и др.

Несколько меньшие глубины имеют моренные и каровые озера, средняя глубина которых за редким исключением превышает 10 м, а максимальные могут достигать 40—50 м. К мелководным водоемам горных территорий относятся термокарстовые озера и некоторые тектонические: Сонкуль ($h=15$ м), Шоркуль ($h=6$ м), Сасыккуль ($h=6$ м), Рангкуль ($h=2$ м). Озера равнин имеют незначительные глубины и в редких случаях превышающие глубину 5 м (Айдар — 22 м, Камышлыбаш — 9,5 м, Тузкане — 10 м).

По показателям относительной глубины к «очень глубоким» относится абсолютное большинство завальных озер, коэффициенты относительной глубины которых в большинстве случаев больше 20 ($h_{отн} > 20$), исключение составляет лишь оз. Яшилькуль на Памире ($h_{отн}=4$). К той же группе «очень глубоких» относятся провальные, каровые и моренные озера, величины коэффициента $h_{отн}$ которых колеблются от 10 до 20 при наибольших значениях 32 — Канбешкулак, 28; 30 — Зоркуль, Арашан. Значения относительной глубины равнинных озер-стариц, дельтовых и конечных в основном оцениваются коэффициентом $h_{отн}=0,5—2$, что позволяет отнести их к «очень мелким» и «мелким» водоемам.

К группе озер «нормальной» глубины относятся термокарстовые озера, а также некоторые озера карового и моренного происхождения.

В связи с тем что подавляющее большинство озер относится к «озеркам» и «очень малым» с площадью до 1 км², объемы озер невелики и изменяются от 0,01—0,02 млн. м³ до 60 млн. м³.

«Малые» и «средние» озера равнинной территории с площадью зеркала от 1 до 100 км² имеют объемы от 1 до 200 млн. м³, а «малые» горные озера от 25 до 500 млн. м³.

Основные водные ресурсы озер Средней Азии сосредоточены в озерах Иссык-Куль — 1755 млрд. м³, Каракуль — 26,6 млрд. м³, Сарезское — 16,1 млрд. м³, Арнасай — 12,5 млрд. м³, Сарыкамыш — 15,3 млрд. м³, Сонкуль — 2,8 млрд. м³.

Для характеристики форм озерных котловин был использован показатель емкости или отношение средней глубины к наибольшей

$c_1 = \frac{h_{ср}}{h_{max}}$, позволяющей оценить степень полноты объема и произвести сопоставление озерной котловины с простыми телами вращения: цилиндр — $c_1=1$, полушар — 0,67, параболоид — 0,50, конус — 0,33 [2].

С. Д. Муравейским был предложен показатель формы озерных котловин, определяемый как отношение средней глубины к глубине центра тяжести масс озера, однако этот метод достаточно сложен, и определение коэффициента $c_2 = h_{ср}/s_0$ проводилось лишь для небольшого числа генетически разнородных озер, при этом значения c_2 сравнимы со значениями коэффициента c_1 , так как c_1 связан соотношением с коэффициентом c_2 как $c_1 = c_2 - 1$. Наглядной харак-

теристикой формы котловины являются также зависимости объемов от уровня воды озер, построенные в относительных величинах (рис. 2). Более вогнутый характер кривых имеют озера, формы котловин которых имеют значения c_1 , близкое к 0,3—0,4, и $c_2 = 1,3—1,4$, биссектриса угла соответствует цилиндру ($c_1 = 1$ и $c_2 = 2$).

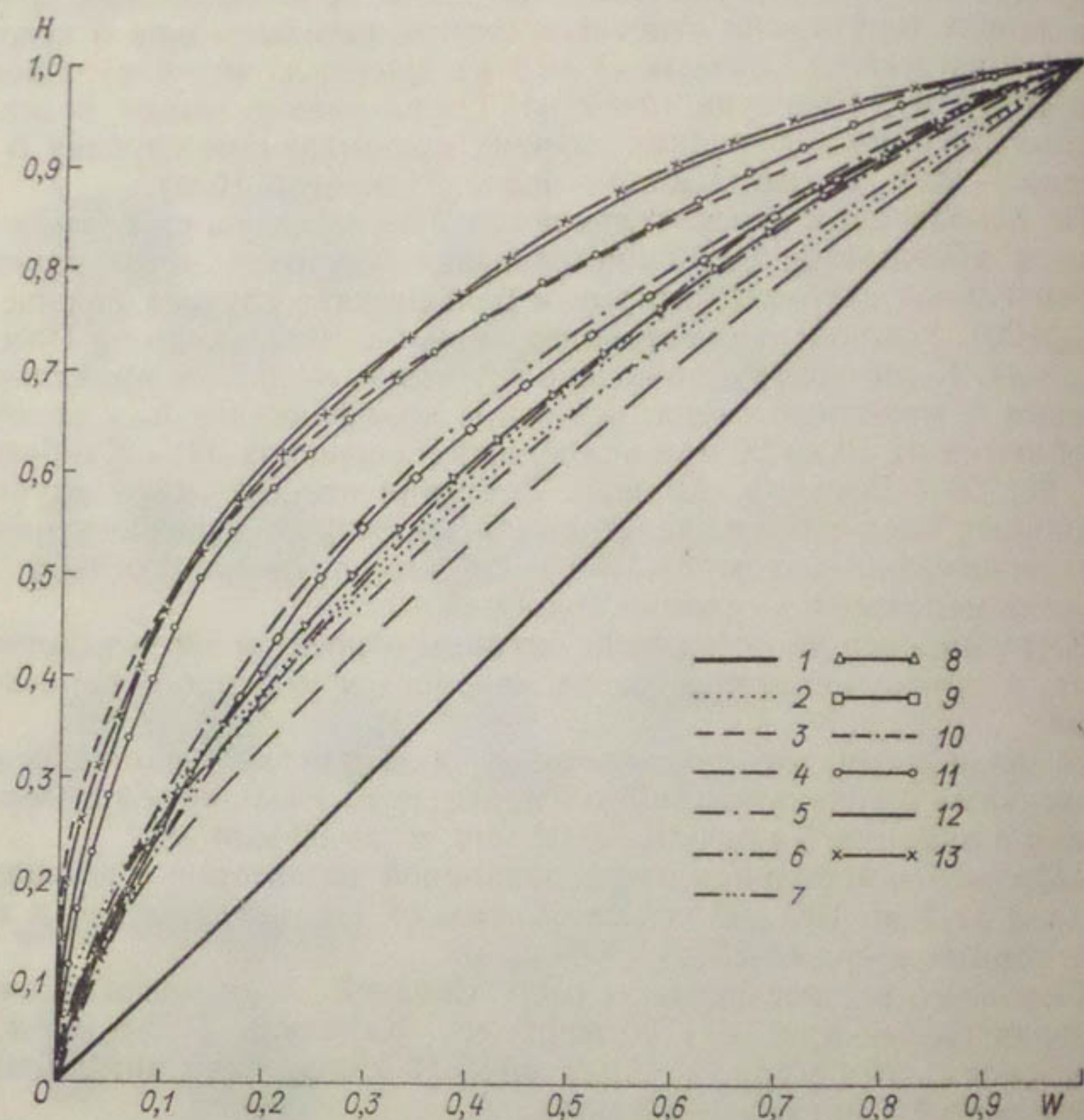


Рис. 2. Зависимости объемов от уровня воды в относительных величинах.

1 — цилиндр; 2 — параболоид; 3 — конус; 4 — Сонкуль; 5 — Карасубашикуль; 6 — Кугала; 7 — Иссык-Куль; 8 — Айкуль; 9 — Капкаташ; 10 — Кулун; 11 — Арашан; 12 — Ирису; 13 — Арасан.

Озера ледникового, карового и моренного происхождения, близкие по форме котловины к конусу, имеют значения коэффициента емкости 0,3—0,4, но отдельные озера приближаются к параболоиду. Несколько выше показатель емкости завальных и провальных озер 0,4—0,6; при этом для озер, имеющих коэффициент удельного водосбора $k_1 = \frac{F}{f}$ до 100, формы котловин занимают промежуточное положение между конусом и параболоидом; для озер, на режим кото-

рых бассейнов оказывает весьма существенное влияние ($k_1 > 100$), формы котловин занимают промежуточное положение между параболоидом и полушарием. К наиболее развитым относятся котловины дельтовых и конечных озер, для которых значение коэффициента емкости колеблется в пределах 0,6—0,7; старицы близки к конической форме котловин. Показатель емкости является и показателем стабильности водных масс, наиболее стабильными являются котловины, приближающиеся к цилиндру: дельтовые и завальные озера, менее — к конусу — гляциогенные озера.

Соотношение между площадными и объемными характеристиками озера или оценку степени воздействия климатических факторов на водные массы озера можно произвести путем вычисления показателя «открытости», определяемого как отношение площади зеркала к средней глубине ($f/h_{\text{ср}}$). Значения показателя открытости изменяются в весьма широких пределах от 0,001 до 50. Наименьшие значения показателя «открытости» имеют «очень глубокие» и глубокие озера, имеющие малые значения площади зеркала, к которым относятся абсолютное большинство каровых, моренных и завальных озер.

Мелкие озера равнинных территорий, а также некоторые «глубокие» горные озера имеющие значительные площади водного зеркала, характеризуются значениями показателя открытости более 1; при этом даже такое глубоководное озеро, как Каракуль ($h_{\text{max}} = 238$ м) имеет показатель 4,8.

Высокими показателями характеризуются дельтовые, конечные и старичные водоемы.

Связь между элементами водосбора и озером можно установить по ряду гидроморфологических показателей, наиболее распространенными среди которых являются показатели удельного водосбора

$k_1 = \frac{F}{f}$ и условного водообмена $k_2 = \frac{V_{\text{пр}}}{V_{\text{оз}}}$ [4], представляющие собой отношение площади водосбора к площади акватории озера и объема среднегодового притока воды в озеро к объему водной массы, позволяющие оценить степень влияния водосбора на режим озер. Величина удельного водосбора k_1 для озер Средней Азии изменяется весьма широко, в пределах от 1 до 6000.

По градации С. В. Григорьева следует выделить три группы озер в зависимости от показателя k_1 : 1) озера с малым удельным водосбором $k_1 < 10$; 2) озера со средним удельным водосбором $10 < k_1 < 100$; 3) озера с большим удельным водосбором $k_1 > 100$ [3].

К озерам с малым удельным водосбором относится незначительное количество ледниковых, каровых, термокарстовых, а также тектонических озер. Основное же количество горных озер Средней Азии относится к группе озер со средним и большим удельным водосбором. Для озер равнинных территорий определение показателя удельного водосбора весьма затруднено, так как весьма сложно определить, какую площадь считать водосбором для дельтовых или старичных озер, когда непосредственной связи с рекой может не наблюдаться или таковая может существовать лишь в крайне

многоводные годы. Если озера находятся на пойме, водообмен может быть осуществлен фильтрационным путем при высоких горизонтах воды, что не позволит оценить площадь водосбора, площадь прилегающей территории равнин, с которой может осуществляться кратковременный боковой сток, также не определяется в связи с трудностью установления по картам границ водоразделов.

Наибольшие значения показателя удельного водосбора имеют озера завального происхождения. Значения k_1 достигают 6000, при этом значительное количество озер имеют значения $k_1 > 100$, в связи с чем в водном балансе и режиме озер первостепенную роль играет приток поверхностных вод.

Величина условного водообмена колеблется от 0,1 до 10, при этом «очень глубоким» озерам со значительными объемами воды присущи малые величины условного водообмена или режим слабого водообмена ($k_2 < 1$), а «нормальным» и «глубоким» k_2 от 2 до 10.

Сказать что-либо об условном водообмене у озер других генетических типов весьма сложно, так как нет данных о возможной приточности, однако в первом приближении такую оценку произвести можно, определяя сток по картам изолиний модуля стока для различных территорий Средней Азии. Озера равнинных территорий, как отмечалось выше, весьма мелководны и имеют незначительные объемы, в связи с чем значения условного водообмена достигают больших величин; $k_2 > 10$, когда озера имеют связь с рекой или расположены в слепых устьях рек.

При рассмотрении конфигурации ложа озерных котловин различных генетических типов обращает на себя внимание характер распределения глубин. Для тектонических впадин зона максимальных глубин расположена преимущественно в центральной зоне водоема, подобное распределение имеют озера провального типа, при этом у глубоких тектонических и карстовых озер нарастание глубин происходит весьма интенсивно. На прибрежную зону с глубинами до 2—3 м приходится лишь 10% площади зеркала. На мелководных тектонических озерах (Шоркуль, Рангкуль, Чатыркуль), где $h_{отн} = 0,3—1,5$, наблюдается постепенное нарастание глубин с характерным убыванием крупности донных отложений от берегов к центральным зонам котловин.

Для плотинных — завальных и моренных озер характерно смещение зон наибольших глубин в приплотинные зоны. Приустьевые зоны имеют наименьшие уклоны дна 30—40‰ и подвергаются занесению и заилению. Для «малых» и «средних» озер ($f > 1 \text{ км}^2$) приустьевые зоны исключительно малы, но для «очень малых» озер и «озерков» ($f < 1 \text{ км}^2$) и значительных коэффициентах удельного водосбора ($k_1 > 100$) приустьевая зона может достигать 50% всей площади чаши озера. Уклоны дна в призавальной зоне для большинства озер велики, часто более 100‰ (Каратоко — 190, Айкуль — 143, Сарычелек — 186, Карасу — 130, Б. Кулун — 140). Обратное распределение глубин наблюдается у каровых озер, где наибольшие

уклоны имеют место в приустьевой или прицирковой зоне и наименьшие в ригельной или в зоне оттока воды из озера.

Берега горных озер Средней Азии сложены твердыми породами и слабо подвержены переформированию. Факторы, оказывающие первостепенное значение на формирование берегов, волны, течения, физико-геологические процессы в связи с незначительностью водных поверхностей не могут оказать сколь-нибудь существенного влияния на берега и их морфологию, за исключением таких крупных водоемов, как Иссык-Куль, Каракуль, Сонкуль, Чатыркуль. Более интенсивной переработке подвергается береговая линия термокарстовых озер, на которых ежегодно наблюдается разрушение берегов в результате развития криогенных процессов.

Накопление донных отложений и перемещение наносов под действием динамических факторов наблюдается повсеместно. При этом в распределении наносов по длине горных озер наблюдаются определенные закономерности. В приустьевых зонах ложе озерных котловин сложено крупной и мелкой галькой и песками крупных фракций, по мере продвижения в глубь водоемов крупность песка уменьшается и наблюдается переход в иловые пески и илы исключительно минерального состава.

Крупность отложений убывает также от бортов длины к центральной части чаши. Валуну и глыбы располагаются у береговых уступов и в призавальных зонах, между ними лежат галечник и пески крупной фракции. По мере удаления от урезов галечники сменяются галечниково-песчаными, гравелисто-песчаными отложениями. Более мелкие фракции и илы заполняют глубоководную зону. Накопление ила в глубоководных водоемах имеет правильный годичный ход. Изучение слоистости озерных отложений позволяет установить возраст озер и особенности многолетнего колебания поверхностного стока. Ярким примером тому являются исследования, проведенные на оз. Яшинкуль после его прорыва в 1966 г. Сохранившиеся останцы несмытого дна озера в приустьевой, центральной и призавальной зонах позволили установить возраст водоема в 300 лет. Слой иловых отложений достигал 350—400 мм, а слой приустьевых отложений песков крупных и мелких фракций до 4000 мм.

Анализ карт различных лет изданий, материалов аэрофотосъемок и полевых определений положения береговой линии позволяет констатировать, что для горных озер положение береговой линии остается постоянным в течение длительных периодов (столетий).

В отличие от горных озер озера равнин подвержены интенсивным динамическим преобразованиям. Распределение глубин у дельтовых и конечных озер характеризуется постепенным нарастанием. Прибрежные зоны занимают значительную площадь (до 70%). Область максимальных глубин может быть смещена в какую-либо зону озера в связи с тем, что чаще всего она приходится на древние русла реки или рукавов.

Для стариц характерны подковообразные и дугообразные фор-

мы, при этом область наибольших глубин имеет вид борозды по длине озера с прижатием наибольших глубин к выпуклому берегу. Нередко может наблюдаться резкое увеличение глубин: до 1 м — 10%, до 2 м — 50%, до 3 м — 70%. Берега озер песчаные, субпесчаные и суглинистые, часто подвержены интенсивному зарастанию, в связи с чем акватория озера выражена нечетко и трудно определить современные границы берегов. С сокращением притока воды в низовья рек и потери связи озер с рекой наблюдается падение уровня, интенсивное зарастание берегов и сглаживание контуров озер. Нередко можно наблюдать зарастание водоемов и трансформацию их в болота до полного исчезновения.

Чаши озер заполнены минеральными и органическими донными отложениями, при этом мощность отложений может составлять несколько метров, в связи с чем ложе котловин озер имеет сглаженные формы. Отложения формируются главным образом из остатков высших и низших растений и минеральных веществ.

В отличие от горных озер водная поверхность и береговая линия равнинных озер подвержены существенным динамическим изменениям, в связи с чем недоучет изменения площади зеркала даже за непродолжительные промежутки времени (десятилетие, пятилетие) может привести к существенным погрешностям в оценке распространения числа, морфометрических характеристик и водных ресурсов озер.

Рассмотрев распространение и типизацию озер Средней Азии и проведя анализ морфометрических характеристик, можно сделать следующие выводы:

1. Озера Средней Азии следует подразделять на две категории — озера равнинных и горных территорий.

2. Абсолютное большинство горных озер представлено водоемами малых форм с малым коэффициентом развития акватории, береговой линии и показателем формы озерной котловины. Это компактные, слабоудаленные, высоководообменные ($k_1 > 100$; $k_2 > 5$), ледниковые, каровые, моренные, провальные и завальные озера.

3. Ко второй категории относятся наиболее крупные тектонические и завальные озера, отличающиеся значительными глубинами, реже мелководьем, сложной конфигурацией водной поверхности, большими значениями коэффициентов развития, удлиненности и формы озерной котловины, слабой и средней водообменностью $k_1 < 10$ и $k_2 < 1$; $10 < k_1 < 100$ и $1 < k_2 < 5$. Сюда относятся Каракуль, Сарезское, Яшилкуль, Сарычелек, Искандеркуль, Сонкуль и ряд других.

4. Озера равнинных территорий, представленные старицами, дельтовыми и конечными озерами, как правило, имеют слабую водообменность, значения коэффициентов относительной глубины наименьшие, коэффициент развития береговой линии и формы котловин значительны, недоучет факторов динамики озерных площадей может привести к большим погрешностям в оценке водных ресурсов.

5. Генетически однотипным озерам присущи определенные закономерности в форме водной поверхности, конфигурации берегов, форме чаш, распределении глубин, характеристиках удельного водосбора и условного водообмена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богословский Б. Б. Озероведение. МГУ, 1960, с. 24—47.
2. Верещагин Г. Ю. Методы морфометрической характеристики озер.—«Тр. Олонецкой научн. экспедиции», 1930, ч. II, вып. 1. 114 с.
3. Григорьев С. В. Опыт гидрологической типологии озер Латвийской ССР.—«Тр. ин-та биологии АН ЛатвССР, 1958, т. VII, с. 245—258.
4. Григорьев С. В. О некоторых определениях и показателях в озероведении.—«Тр. Карельского филиала АН СССР», 1959, вып. XVIII, с. 29—45.
5. Григорьев С. В., Грицевская Г. Л. Каталог озер Карелии. Л., Изд-во АН СССР. 239 с.
6. Иванов П. В. Классификация озер мира по величине и средней глубине.—«Бюлл. ЛГУ», 1949, № 21.
7. Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М., Изд-во АН СССР, 1966, с. 155—158.
8. Молчанов Л. А. Озера Средней Азии.—«Тр. САГУ», 1929, сер. 12а, геогр., вып. 3. 82 с.
9. Муравейский С. Д. Очерки по теории и методам морфометрии озер. Реки и озера М., 1960, с. 91—125.
10. Никитин А. М. О динамике озер среднего и нижнего течения р. Сырдарьи.—См. наст. сборник.
11. Никитин А. М., Бондарь В. А. О динамике озер дельты р. Амударьи.—«Тр. САРНИГМИ», 1975, вып. 25(106), с. 79—90.
12. Первухин М. А. О генетической классификации озерных ванн.—«Землеведение», 1937, № 6.
13. Рейзвих В. Н., Никитин А. М. К вопросу о географическом распространении и типизации озер Средней Азии.—«Сб. работ ТГМО», 1968, вып. III, с. 3—20.
14. Резвих В. Н., Никитин А. М., Абраменков Н. М. Водные ресурсы горных озер Средней Азии.—«Тр. САНИГМИ», 1972, вып. 62(77), с. 17—29.
15. Стариков К. З. Морфометрия озер. Сб. «Озера Северного Казахстана». Алма-Ата, 1960, с. 5—21.
16. Филоненко П. П., Омаров Т. Р. Озера Центрального и Южного Казахстана. Справочник, Алма-Ата, 1973, 197 с.
17. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 305—685.

О ДИНАМИКЕ ОЗЕР СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ СЫРДАРЬИ

В связи с возросшим за последнее двадцатилетие водозабором из р. Сырдарьи и падением уровня Аральского моря пойма и дельта реки претерпевают значительные изменения. На процессы общего сокращения стока в нижнем течении и его зарегулированности в среднем накладывается ряд мелиоративных мероприятий по осушению протоков и рукавов поймы и дельты, а также изменение базиса эрозии основного русла в связи с падением уровня моря.

В результате действия вышеперечисленных факторов резко изменили свою конфигурацию озерные массивы, сосредоточенные в среднем и нижнем течении реки. Наряду с усыханием наблюдается также образование новых ирригационно-сбросовых озер по периферии зон орошения и, как следствие этих процессов, изменение гидрометеорологического режима озер.

В условиях острого дефицита влаги и напряженного водохозяйственного баланса актуальными являются вопросы правильной оценки водных ресурсов бассейна р. Сырдарьи и их безвозвратных потерь на испарение и транспирацию с площадей зеркала пойменных и дельтовых озер. В работе рассматриваются вопросы динамики озер и разливов реки на участке от плотины Фархадской ГЭС до устья в период с начала XX столетия до середины 70-х годов.

Образуясь от слияния рр. Нарын и Карадарья, Сырдарья является типичной представительницей рек снегово-ледникового питания [11]. Во внутригодовом режиме стока низовьев до постройки Кайраккумского и Чардаринского гидроузлов в период с октября по март наблюдалась межень с объемом стока 29% годовой величины. Увеличение расходов начиналось с марта — апреля с прохождением основного паводочного стока в период май — июнь, при этом объем стока составлял 41%, а в период июль — сентябрь 30% (рис. 1).

В результате концентрации стока в период май — июнь и низменных берегов реки в среднем и нижнем течении наблюдалось большое сосредоточение озер на пойме и в дельте реки, питание которых

осуществлялось путем подпитывания за счет разливов при прохождении пика половодья. В последние годы наметилась определенная тенденция к полному использованию водных ресурсов бассейна, где сосредоточены основные хлопководческие районы Узбекистана, Казахстана и Киргизии. В связи с регулированием и переброской стока в бассейн построены крупные водохранилища: Чардаринское, Кайраккумское, ведется строительство Чарвакского, Токтогульского и Андижанского. Суммарный регулируемый объем составляет 10 млрд. м³, а с введением в эксплуатацию строящихся гидроузлов достигнет 26 млрд. м³, что приведет к зарегулированию

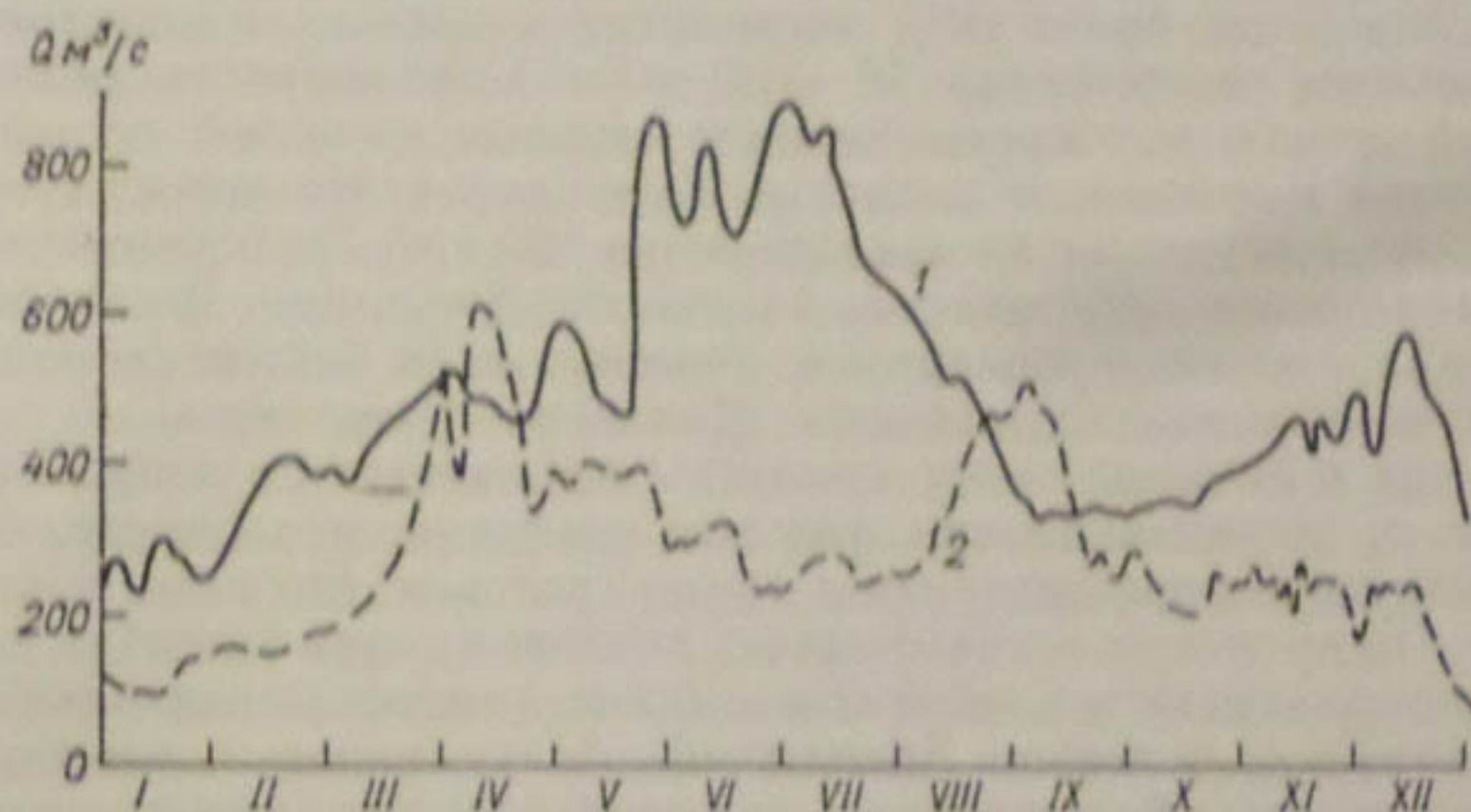


Рис. 1. Внутригодовое распределение стока р. Сырдарьи — п. Казалинск.
1 — 1937 г., 2 — 1973 г.

стока реки более чем на 90%. С реализацией этих мероприятий поступление стока реки в низовья и Аральское море будет осуществляться лишь в крайне многоводные годы.

В связи с зарегулированностью стока реки прохождение пиков половодий в среднем и нижнем течении — явление весьма редкое или практически отсутствующее, не считая половодья 1969 г., в связи с чем затопление поймы и дельты и образование разливов для подпитывания озер явление также весьма исключительное. Сопоставляя данные об изъятии стока на орошение и его зарегулированности в прошлом и настоящем, следует сделать вывод, что озера лишены своего основного источника питания — расходов половодья (рис. 1). При сравнении объемов стока за различные периоды при выходе реки из зоны формирования стока в зону рассеивания и его поступления в низовья видно, как резко сократились объемы стока, особенно в последнее десятилетие, когда на возрастающее водохозяйственное изъятие стока наложился и период пониженной водности [8].

По данным справочника «Ресурсы поверхностных вод СССР», в бассейне р. Сырдарьи насчитывалось 2695 озер общей площадью зеркала 1218 км², что составляло 37,6% общего количества и 30% общей площади озер Средней Азии [4]. Распространение озер по территории бассейна характеризовалось сосредоточением основного количества озер и озерных площадей на равнинных территориях поймы и дельты реки, где насчитывалось более 2000 озер с площадью зеркала 837 км², что составляло 69% общей площади озер бассейна [5]. Озерность дельты была 7,1% при озерности поймы 1,6%.

Озера равнинных зон приурочены к интервалу высот от 50 до 300 м, при этом более 60% количества и площадей зеркала озер приходилось на интервал 50—100 м, что объяснялось развитием мощной дельты и сосредоточением озерных массивов по рукавам и протокам Караозек, Жанадарья, Кувандарья. На дельту приходилось более 1000 озер с площадью около 500 км². По пойме основные озерные массивы наблюдались на участке Джусалы—Джанлагаш—Кзылорда; Чили — Яныкурган; левобережная пойма, затопленная Чардаринским водохранилищем; Дальверзинская степь.

Говоря о динамике озер, следует остановиться на вопросах, связанных с происхождением озерных котловин, что определяет их морфологию и морфометрию, а также условия питания и водный баланс. По происхождению озерных котловин озера бассейна р. Сырдарьи подразделяются на тектонические, гляциогенные, завалные, гидрогенные и эоловые. Абсолютное большинство котловин озер поймы и дельты сформированы под воздействием речных и морских вод или гидрогенных процессов и подразделяются на водно-аккумулятивные и водно-эрозионные типы, которые в свою очередь представлены следующими подтипами: старицами (пойменными), конечными (плесовыми), дельтовыми и лагунными [4, 6]. Иногда на формирование озерных котловин оказывают влияние эоловые процессы, но они выступают как второстепенный фактор наряду с воздействием речных и морских вод.

При анализе данных об озерности среднего и нижнего течения р. Сырдарьи за период более семидесяти лет представляется возможным оценить динамику площадей естественных озерных массивов в зависимости от колебания приточности в низовья реки. Однако водохозяйственное строительство и эксплуатация водных ресурсов не всегда приводят к сокращению естественных испаряющих площадей, не говоря уже о площадях зеркала водохранилищ. Примером подобного рода является создание в бассейне р. Сырдарьи Арнасайского озерного комплекса, когда более 20 км³ стока реки было сброшено в естественное понижение [7].

В 1969 г. при прохождении катастрофического половодья в бассейне р. Сырдарьи Арнайское понижение сыграло роль аккумулятора при срезке пика половодья Чардаринским водохранилищем. За шесть лет своего существования бессточная Арнасайская озерная система сократила свои размеры с 2300 км² до 1755 км² и объем с 20 км³ до 12,5 км³. Следовательно, водохозяйственные

мероприятия не только не сократили испаряющие поверхности, а наоборот, увеличили их в среднем и нижнем течении р. Сырдарьи на 2400 км².*

Первые сведения об озерах р. Сырдарьи были обобщены в работе Л. А. Молчанова «Озера Средней Азии» [2], где приводятся сведения о 988 водоемах Средней Азии и около 300 озерах среднего и нижнего течения р. Сырдарьи. В 1936 г. Ташкентским филиалом ГГИ была произведена новая каталогизация озера Средней Азии. Были значительно уточнены количество озера и площади их зеркала. «Каталог инвентарного учета озера Средней Азии» следует считать первой наиболее полной сводкой об озерах Средней Азии, и в частности бассейна р. Сырдарьи. В конце 50-х — начале 60-х годов при составлении справочника «Ресурсы поверхностных вод» производится новое уточнение количества и площадей озера и их распространение по территории бассейна. При этом использован картографический материал по съемкам сороковых — пятидесятих годов.

Наиболее полным справочным пособием, отражающим действительное состояние озера среднего и нижнего течения р. Сырдарьи в 60-е годы, является справочник «Озера Центрального и Южного Казахстана», составленный сектором географии АН Казахской ССР; при этом проанализирован картографический и аэросъемочный материал издания последних лет, а также проведены полевые исследования в период 1968—1969 гг. [9].

Натурные исследования водоемов поймы и дельты р. Сырдарьи проводились многими исследователями, но они касались лишь отдельных объектов. В 29—30-е годы наиболее крупное из дельтовых озера Камышлыбаш подвергалось тщательному изучению гидробиологов и особенно органов рыбного хозяйства [3]. В 1932—1934 гг. на Дальверзинских озерах проводил исследования В. Ф. Гурвич [1], а в 1967 г. — отдел озера и водохранилищ УГМС УзССР [4]. Большие комплексные исследования были проведены на Арнасайских озерах лабораторией озера и водохранилищ САРНИГМИ в 1973—1974 гг. [7]. Эти материалы и аэровизуальные обследования автора в 1975 г. позволили значительно уточнить данные о распространении озера и сделать обобщения о влиянии водохозяйственных мероприятий на динамику озера и их режим.

По данным каталога 1936 г., который, по существу, включает все сведения, приведенные у Л. А. Молчанова, в 10-х—20-х годах XX столетия в пойме и дельте р. Сырдарьи насчитывалось около 560 озера с общей площадью зеркала 1489 км² (табл. 1). В то же время следует отметить, что колебания численности озера и площади зеркала отмечались как в прошлом, так и в начале нынешнего столетия, что было вызвано колебанием общей увлажненности территории Средней Азии и, как следствием этого, колебанием водности р. Сырдарьи — основного источника питания.

В этой связи следует объяснить значительные расхождения в площадях зеркала наиболее крупных озера, приведенных в «Ката-

* Арнасайская озерная система с Чардаринским водохранилищем.

логе», и справке Л. А. Молчанова. Примером может служить оз. Камышлыбаш, связанное с р. Сырдарьей через систему озер. Так, в «Каталоге» площадь озера 97,5 км², а у Л. А. Молчанова 163 км²; при этом Л. А. Молчанов указывает, что «вековые колебания уровня оз. Камышлыбаш весьма значительны», с 1917 г. уровень воды в озере возрос к 1921 г. более чем на 4 м.

При описании многих объектов Л. А. Молчанов указывал на хорошую связь озер с рекой, особенно в многоводные годы, при этом наблюдалось течение от реки в озера и при спаде уровня от озер к реке. В этот период насчитывалось наибольшее количество средних и больших озер. Озер с площадью зеркала более 10 км² насчитывалось 28, при этом они занимали более 60% площади озер поймы и дельты реки. Однако основное количество озер было все

Таблица 1

Распределение озер поймы и дельты р. Сырдарьи по градациям озерных площадей (по каталогу 1936 г.)

	Площадь, км ²						Всего
	малое	0,1—1,0	1,01—10	10,1—50	50,1—100	>100	
Число	169	213	148	24	2	2	558
%	30,3	38,2	26,5	4,28	0,36	0,36	100
Площадь, км ²	8,45	96,95	478,98	422,63	180,40	302,20	1489,61
%	0,56	6,50	32,16	28,38	12,12	20,28	100

же представлено водоемами малых форм с площадью зеркала не более 10 км², на долю которых приходилось 95% общего числа озер и лишь 38% озерных площадей. Если же рассматривать озера с площадью зеркала более 1 км², то на них приходилось 93% озерных площадей.

В связи с тем что точность картографического материала неодинакова для различных периодов, а изменчивость озер малых форм, менее 1 км², весьма интенсивна и не поддается строгому учету, при анализе материалов различных лет издания основной упор был сделан на учет озер с площадями зеркала более 1 км², так как по общей суммарной площади они составляют более 90—95% [9], а также в связи с тем, что они менее подвержены пересыханию и могут быть использованы в народном хозяйстве.

При составлении справочника «Основные гидрологические характеристики» было значительно уточнено количество озер и площадь их зеркала. В результате этой каталогизации общее число озер составило 2080, а площадь зеркала 832 км² (табл. 2), при этом на озера с площадью зеркала более 1 км² приходится 108 озер с общей площадью зеркала 630 км², что составляет лишь 5% общего числа озер и 75% озерных площадей.

За период около 30—40 лет общая площадь озер сократилась почти в два раза; при этом резко увеличилось число озер за счет дробления крупных на ряд мелких, а также в результате улучшения картографической основы и подсчета озер с площадями зеркала 0,02 км² и более. Резко изменили свои размеры наиболее крупные озера: Яхши-Клыч (Джаксы-Клыч) со 190 км² до 0 км², Коскуль с 82,9 км² до 0 км², Берказань с 112 км² до 15 км², Камышлыбаш с 97,5 км² до 178 км², Ахшатау с 40 км² до 25 км², не говоря уже о более малых [5].

Определяющим фактором сокращения озерных массивов в этот период являлось сокращение общей увлажненности и, как следствие этого, уменьшение водности р. Сырдарьи — основного источника питания озер. В 50-е годы из крупных озер сохранился лишь один водоем — оз. Камышлыбаш.

Таблица 2

Распределение озер поймы и дельты р. Сырдарьи по градациям озерных площадей (по справочнику 1967 г.)

	Площадь, км ²						Всего
	<0,2	0,2—1,0	1,01—10	10,1—50	50,1—100	>100	
Число	1714	258	97	10	—	1	2080
%	82,40	12,40	4,68	0,48		0,04	100
Площадь	82,9	119,22	263,32	192,20		176	832,64
%	9,95	14,32	31,52	23,08	—	21,13	100

Как уже указывалось, последним справочным материалом по озерам нижнего течения р. Сырдарьи является справочник «Озера Центрального и Южного Казахстана», приведенные в нем сведения основываются на картографических материалах издания 60-х годов и откорректированных в результате полевых исследований (табл. 3). Число озер, превышающих площадь зеркала 1 км², составляет 148; при этом на них приходится 734 км² озерных площадей, что, как указывают авторы справочника, составляет более 95% площади озер. В то же самое время в таблице приводятся сведения, что около 300 км² относятся к пересохшим или пересыхающим водоемам, и к настоящему времени многие из существовавших озер еще более сократили свои размеры.

Корректируя материалы справочника путем исключения пересыхающих озер, расположенных на значительном расстоянии от русла р. Сырдарьи, получаем, что площади озер ориентировочно могут составлять не более 400 км². Это значение подтвердилось по результатам аэровизуального обследования поймы и дельты реки, проведенного автором в мае 1975 г.

Начиная с 50-х годов в бассейне р. Сырдарьи ведется интенсивное водохозяйственное строительство, что связано с неуклонным уве-

личением изъятия стока на орошение как из рек бассейна, так и из самой р. Сырдарьи; при этом среднегодовой объем стока в низовья сократился в два раза. Исключение составил лишь многоводный 1969 г., однако вследствие сброса значительной части стока, более 20 км², в Арнасайское понижение существенного обводнения существующих озерных массивов и возникновения новых не наблюдалось.

Т а б л и ц а 3

Распределение озер и дельты р. Сырдарьи по градациям озерных площадей (озера Центрального и Южного Казахстана)

	Площадь, км ²				Всего
	1,01—10	10,1—50	50,1—100	>100	
Число	136	10	1	1	148
%	91,89	6,75	0,68	0,68	100,00
Площадь	353,26	151,97	51,0	178,0	734,23
%	48,11	20,69	6,96	24,24	100,00

Значительно ниже нормы за последнее 15-летие был сток в 1961, 1962, 1965, 1972, 1974 и 1975 гг., при этом водозабор из года в год рос. В связи с изъятием стока сократили свои размеры пойменные и внутридельтовые озера, при этом наблюдалось отмирание множества рукавов и протоков в низовьях, потери связи озер с рекой и полное или частичное их усыхание.

Следующим фактором, способствующим усыханию озер в приморской части дельты р. Сырдарьи, было резкое падение уровня Аральского моря. За период с 1960 по 1974 г. уровень моря понизился на 3,6 м, что привело к по-

нижению базиса эрозии, углублению основного русла, потери связи озер с морем; в результате площадь осушения разливов составила более 800 км². Следует отметить, что современное падение уровня моря в первую очередь есть следствие водохозяйственного использования вод бассейнов Аральского моря, так как внутривековые колебания моря могут достигать лишь 1 м [10].

Сокращению площади водной поверхности в пойме среднего и нижнего течения р. Сырдарьи способствовали также и мелиоративные мероприятия по осушению пойменных озер и озер-старич

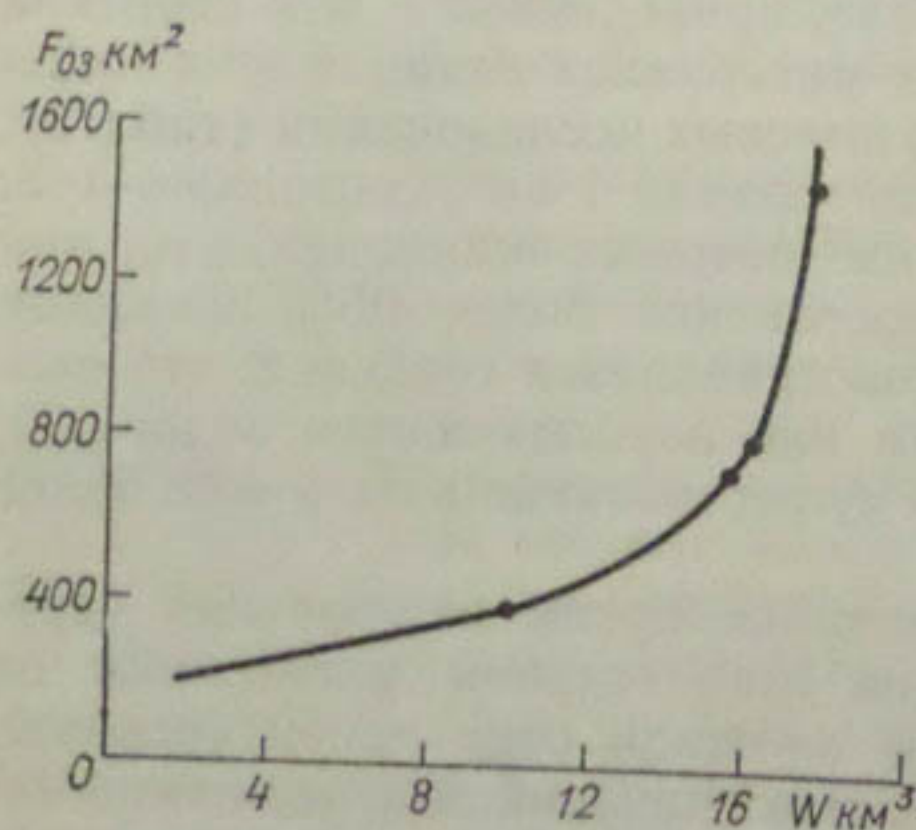


Рис. 2. Зависимость площадей зеркала озер среднего и нижнего течения р. Сырдарьи от годовых объемов стока в дельту.

путем перегораживания протоков и рукавов, создания коллекторно-дренажной сети, сооружению дамб обвалования, выжигания тростников, планировки земель и организации рисовых плантаций. В результате перечисленных мероприятий были перекрыты русла таких крупных протоков, как Караозек и произошло отмирание отдельных систем гидрографической сети.

Для целей прогноза возможного сокращения озерных площадей поймы и дельты получена ориентировочная зависимость изменения суммарной площади от сокращения притока воды в низовья (рис. 2). Пользуясь этой зависимостью, можно оценить изменение площади зеркала озер на перспективу в 1980—1985 гг. В связи с возможным сокращением притока в этот период до 4 км^3 площади озер будут составлять 200—250 км^2 .

Выводы

В результате водохозяйственного строительства и изъятия стока на орошение площади естественных озер сократились с 1480 до 400 км^2 ; при дальнейшем зарегулировании стока р. Сырдарьи более чем на 90% будет наблюдаться усыхание водоемов как в пойме, так и дельте реки, при этом площади водной поверхности озер следует оценивать в 200—250 км^2 .

Проведение крупного комплекса агромелиоративных мероприятий по освоению новых земель приводит к образованию новых озерных массивов периферийных ирригационно-сбросовых озер, какими являются Дальверзинские и Арнасайские озера.

В результате гидротехнического строительства и создания Чардаринского водохранилища и Арнасайского озерного комплекса площадь водной поверхности водоемов в среднем и нижнем течении р. Сырдарьи возросла на 2400 км^2 ; она будет сокращаться в ближайшие 5—6 лет и стабилизируется при величине площади Арнасайских озер 1000 км^2 .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурвич В. Ф. Озеро Янгикуль. — «Тр. САГУ», 1939, сер. VIII, вып. 2, Ташкент, 74 с.
2. Молчанов Л. А. Озера Средней Азии. — Тр. САГУ, 1929, сер. XIIIа география, вып. 3, с. 26—39.
3. Муравейский Л. С. Реки и озера. М., с. 245—285.
4. Никитин А. М., Рейзвих В. Н. К вопросу динамики пойменных озер р. Сырдарьи. — «Сб. работ ТГМО», 1970, вып. 4, с. 114—120.
5. Никитин А. М., Рейзвих В. Н. Новые сведения об озерах Средней Азии. — «Тр. САНИГМИ», 1970, вып. 54(69), с. 113—116.
6. Никитин А. М., Бондарь В. А. О динамике озер дельты р. Амударьи. — «Тр. САНИГМИ», 1975, вып. 25(106), с. 79—90.
7. Никитин А. М., Горелкин Н. Е. Водный баланс Арнасайской озерной системы. — «Тр. САНИГМИ», 1976, вып. 39(120).

8. Основные гидрологические характеристики. Бассейн р. Сырдарьи, т. 14, вып. 1. Л., Гидрометеониздат. 532 с.
9. Филоненко П. П., Омаров Т. Р. Озера Центрального и Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973. 197 с.
10. Шнитников В. А. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., «Наука», 1969, с. 111—172.
11. Шultz В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеониздат, 1965, с. 493—620.

К ВОПРОСУ О МОРФОМЕТРИИ И ДИНАМИКЕ ВОД ОЗЕРА СОНКУЛЬ

Озеро Сонкуль занимает наиболее пониженную, центральную зону Сонкульской межгорной котловины и расположено на высоте 3016,5 м в 65 км на северо-запад от г. Нарын. Водосборный бассейн по физико-географическому районированию относится к Внутреннему Тянь-Шаню, гидрографически к бассейну р. Нарын и административно входит в Нарынскую область Киргизской ССР.

Сонкуль — одно из крупнейших озер Средней Азии и по площади водной поверхности стоит третьим в ряду горных озер после оз. Иссык-Куль и Каракуль. Водные ресурсы озера оцениваются в 2,85 км³ и значительно превышают суммарные водные ресурсы пресноводных озер Тянь-Шаня. В связи с возросшим за последнее десятилетие интересом к горным озерам Киргизии, как к потенциальным источникам обводнения пастбищ и водоемам для разведения холодолюбивых ценных пород рыб (оз. Сонкуль превращается в рыбопромысловую базу), вопросы морфометрии, гидрометеорологического режима и динамики вод приобретают определенный научный и практический интерес*.

Сонкульская котловина представляет собой обширную межгорную депрессию, оконтуренную с севера хр. Сонкультау, на западе горным поднятием Балыкты, на юго-западе хр. Молдотау и с юга хр. Бауралбас и Ительгиуя (рис. 1). Хребты резко асимметричны, склоны, обращенные к озеру, пологие и представляют собой остатки древней денудационной уваловой поверхности, покрытой системами плоскодонных саев и логов. Приводораздельные зоны хребтов возвышаются над озером на 500—1000 м и характеризуются гляциально-нивальными ландшафтами. Нижняя зона котловины с сырцовыми формами рельефа и лугово-степными и сазово-луговыми ландшафтами имеет широтное простирание с длиной около 50 км и шириной в центральной зоне около 25 км. Большая часть пролю-

* В статье использованы материалы экспедиционных исследований оз. Сонкуль УГМС УзССР и КиргССР в 1968, 1975 гг.

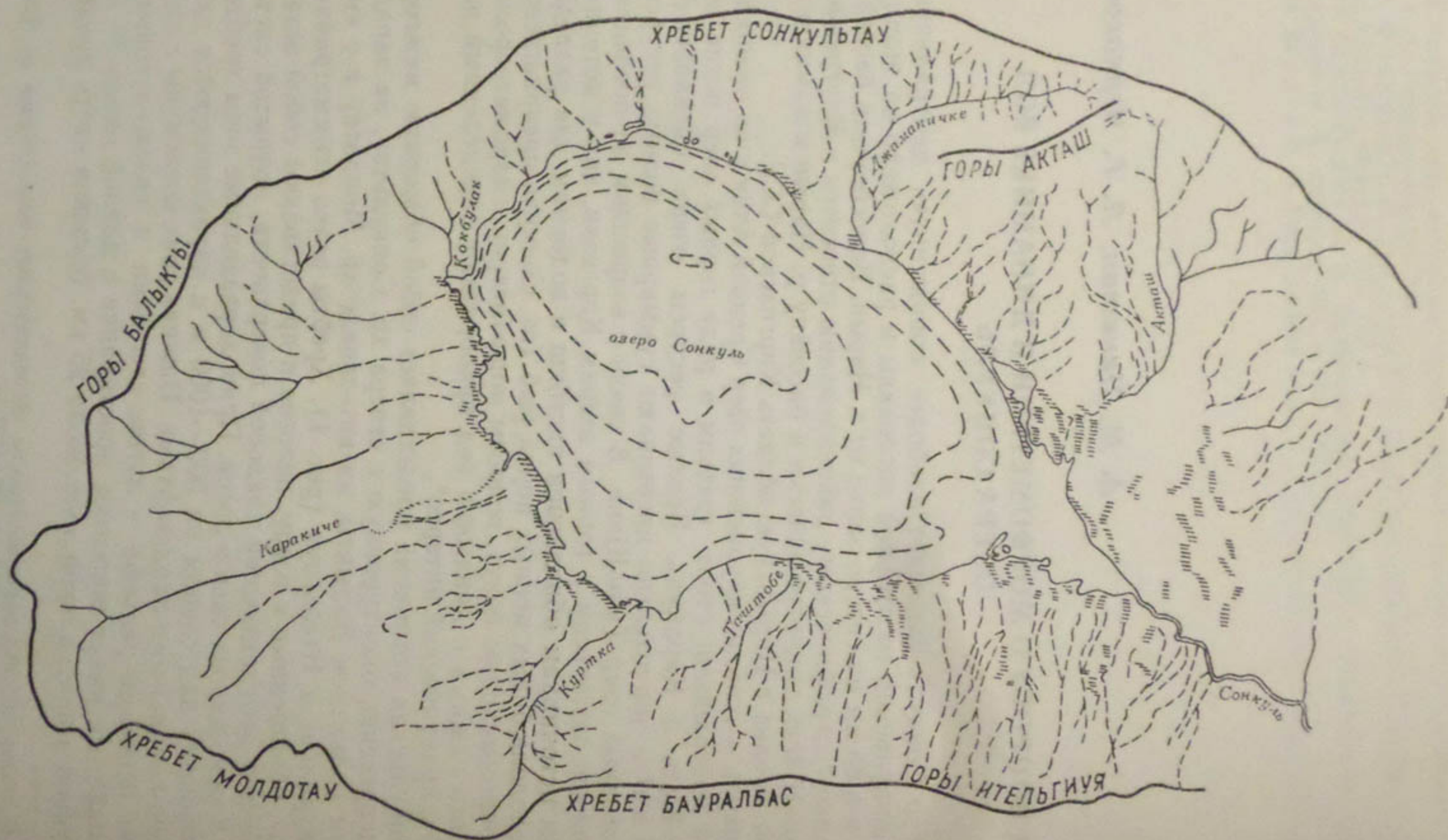


Рис. 1. Схема бассейна оз. Сонкуль.

виально-озерной равнины представляет собой заболоченные пространства, прилегающие к озеру, шириной от 2 до 10 км, и лишь в северо-западной оконечности озера наблюдаются участки скального побережья, где непосредственно к урезу подходят отроги хр.

Т а б л и ц а 1

Морфометрические и гидроморфологические характеристики
оз. Сонкуль при УВВ

Высота озера, м	H	3016,5
Площадь водосбора, км ²	F	845
Площадь зеркала, км ²	f	274,6
Длина, км	l	28,6
Ширина наибольшая, км	$b_{\max}$	16,8
" средняя, км	$b_{\text{ср}}$	9,6
Глубина наибольшая, м	$h_{\max}$	15,1
" средняя, м	$h_{\text{ср}}$	10,3
Объем водной массы, км ³	V	2,852
Длина береговой линии, км	L	97
Длина обводящей, км	L_1	75
Объем среднего годового притока, км ³	Q	0,115
Глубина центра тяжести водной массы, м	S_0	5,5
Площадь круга, длина окружности которого равна длине береговой линии, км ²	$f_{\text{кр}}$	755
Показатель удельного водосбора	F/f	3,1
Показатель условного водообмена	Q/V	0,04
Показатель удлиненности (площади зеркала)	$l/b_{\text{ср}}$	2,98
Показатель компактности	$b_{\text{ср}}/b_{\max}$	0,57
Показатель развития акватории	$f_{\text{кр}}/f$	2,75
Показатель изрезанности береговой линии	L/L_1	1,3
Показатель относительной глубины	$h_{\text{ср}}/\sqrt[3]{f}$	1,58
Показатель открытости водоема	$f/h_{\text{ср}}$	28,3
Показатель формы озерной чаши котловины	$h_{\text{ср}}/S_0$	1,88
Показатель условного динамического взаимодей- ствия берегов и водной массы	f/L	2,8

Сонкультау. В вегетационный период Сонкульская котловина представляет собой прекрасную кормовую базу для отгонного животноводства Кизгизской ССР, где выпасается несколько сот тысяч голов скота.

Приток воды в озеро осуществляется с площади бассейна 845 км² по более чем сорока водотокам, большинство из которых относится к временно действующим и доносящим свои воды до

озера лишь в период интенсивного снеготаяния. К наиболее крупным саям относятся Каракиче, Куртка, Таштобе, Акташ, Джама-ничке, Тюзашу, Кокбулак, но и они дают лишь незначительную часть общего притока воды в озеро. Отток осуществляется в его юго-восточной оконечности по одному водотоку р. Сонкуль (Кокд-жерты).

Акватория озера имеет каплевидную форму, сужающуюся в юго-восточном направлении к истоку р. Сонкуль. Длина озера при УВВ, определенная как наикратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными точками, равна 28,6 км и наибольшая ширина, определенная как перпендикуляр к длине, составила 16,8 км при средней ширине водоема 9,6 км (табл. 1).

В результате серии промеров в августе 1968 г. была получена батиметрическая карта озера, позволившая судить о конфигурации ложа озерной котловины и произвести морфометрический и гидро-морфологический анализ. Площадь водной поверхности озера составляет 274,6 км², что позволяет отнести его к категории «больших». Показатель удлиненности, определенный как отношение длины к средней ширине и равный 2,9, характеризует акваторию как округло-овальную; в то же время озеро недостаточно компактно, так как коэффициент компактности $\frac{b_{\text{ср}}}{b_{\text{max}}}$ составляет величину 0,58. Оценивая общее развитие акватории, т. е. сравнивая площадь озера с площадью круга, длина окружности которого равна длине береговой линии $U = 0,08 \frac{L^2}{f} = 2,75$, следует характеризовать как слаборасчлененное. Береговая линия водоема, равная 97 км, характеризуется плавными изгибами и лишь по западному и северо-западному побережью наблюдаются мысы, полуострова и заливы, многие из которых отшнурованы от озера галечниково-песчанными косами. Показатель изрезанности, определяемый как отношение длины береговой линии к длине обводящей, составил величину 1,3, что характеризует водоем как слабо изрезанный.

Сведений о подробных промерах оз. Сонкуль нет, в то же время в литературных источниках сведения о наибольших глубинах имеют весьма разноречивый характер: от 14 до 22 м [1, 10, 11] и не указывается конкретное местоположение наибольшей глубины, методика производства промеров и способ определения глубины. Промеры 1968 г., произведенные по шести поперечникам и трем продольникам (более 500 вертикалей), позволили достаточно надежно описать рельеф дна котловины, который характеризуется резким понижением дна уже на первых двухстах метрах от уреза западного побережья, достижения глубин близких к наибольшим через 1 км и дальнейшим плавным понижением к глубоководной зоне, несколько смещенной к северной части акватории. Восточная зона мелководна, и постепенное нарастание глубины до 4—5 м наблюдается на участке 7—8 км от истока р. Сонкуль, после чего происходит свал глубин и на расстоянии 10—11 км от истока глубины достигают 10—12 м. Наибольшая наблюденная глубина в 1968 г. при УВВ соста-

вила величину 15,1 м, при этом зона распространения глубин более 14 м весьма ограничена, что указывает на сомнительное существование участков дна с глубинами до 20 м и более. В то же время по аналогии с оз. Ранкуль на Восточном Памире можно предположить о существовании на общем фоне достаточно выравненной, столообразной поверхности дна отдельных термокарстовых воронок с относительной глубиной от фоновой поверхности дна до 5—7 м и диаметром до 50—100 м. На оз. Ранкуль в зоне развития криогенных процессов относительная глубина воронок составила 1,2—1,3 м при общей глубине 2,5—2,8 м, а диаметр до 20—30 м [5]. Даже если подобные углубления существуют, они занимают очень ограниченную площадь поверхности дна и их недоучет не может сказаться на точности определения объема озера, оценки его морфометрических показателей, основных черт режима и динамики вод. Показатель относительной глубины, определяемый как отношение средней глубины к корню кубическому из площади зеркала, составил $h_{\text{отн}} = \frac{h_{\text{ср}}}{\sqrt[3]{f}} = 1,58$, и по классификации

Таблица 2

Зависимость объемов и площадей зеркала от уровня воды

Глубина, м	Площадь, км ²	Объем, млн. м ³
0	274,6	2852
2	256,9	2321
4	235,8	1829
6	214,6	1379
8	196,5	969
10	175,0	597
12	143,2	279
14	80,3	53
15,1	0,0	0

П. В. Иванова оз. Сонкуль относится к разряду мелких (мелководных), а по показателю относительной глубины, предложенному Д. Хатчинсоном ($h_{\text{отн}} = \frac{h_{\text{max}}}{D}$; D — диаметр круга равновеликого площади озера), чаша озера характеризуется как очень мелководная.

Объем водной массы, рассчитанный аналитическим методом $\Delta V = \frac{1}{3} \Delta h (f_i + \sqrt{f_i \cdot f_{i+1}} + f_{i+1})$, составил при УВВ 2,85 км³ (табл. 2). Степень воздействия различных климатических факторов на водную массу характеризуется показателем открытости водоема, который определяется отношением площади зеркала к средней глубине и составляет для оз. Сонкуль 28,3, что характеризует водную массу как весьма доступную действию на нее различных климатических и динамических процессов и, в частности, ветрового перемешивания.

Для характеристики формы озерной чаши был использован показатель формы озерной котловины, равный отношению средней глубины к глубине центра тяжести водной массы ($c = \frac{h_{\text{ср}}}{S_0}$) [4]. По

форме котловины озеро занимает промежуточное положение между полушарием и цилиндром — $C=1,88$. Тяготение озерной котловины к цилиндрической форме указывает на большую стабилизацию водных слоев, однако вследствие весьма высокого показателя открытости водная масса озера находится под постоянным воздействием внешних факторов.

Взаимодействие водной массы и побережья характеризуется показателем условного динамического взаимодействия вод и побережья, который определяется как отношение площади озера к длине береговой линии. Значение коэффициента, равного 2,8, указывает на пониженную интенсивность процессов взаимодействия водных масс и побережья, которое проявляется в динамическом воздействии волн и течений на берег, а также в выравнивании контура акватории.

Берега озера большей частью пологие, плавно переходящие в окружающие формы рельефа, и лишь по северо-западному берегу, где на участке в 7—8 км к урезу подходят отроги Сонкультау, наблюдаются береговые уступы (берег обрывист). Характерным для побережья озера является наличие намывных перемычек, которые выравнивают береговую линию и отделяют от озера бывшие его заливы, в настоящее время представляющие собой малые отшнуровавшиеся реликтовые озера или сазово-болотистые кочкарниковые луга, расположенные в основном в микродельтах саев. Некоторые из заливов соединяются с основной акваторией небольшими протоками, как, например, Малый Сонкуль; однако уже в ближайшее время следует ожидать превращения его в самостоятельный водоем. Как уже указывалось, чаша озера представляет собой блюдцевидную, столообразную поверхность, постепенно понижающуюся от мелководного восточного побережья к центральной зоне водоема, с глубинами 12—13 м; западная часть акватории более глубинна, чем восточная. Десятиметровая изобата оконтуривает более 60% площади озера, где сосредоточена основная водная масса (около 80% всего объема). Рельеф дна чаши имеет плавное очертание, побережье сложено галечником, прослеживающимся на несколько сот метров в водоем, центральная зона озера покрыта слоем серого и черного ила с интенсивно развитой внутриводной растительностью. При сильном волнении водоросли отрываются от дна и выбрасываются на берег, образуя большие валки отмерших растений. Наиболее мощные валки наблюдаются на восточном и северо-восточном побережье озера у истоков р. Сонкуль.

Водообмен водных масс озера определяется соотношением поступления воды с водосбора и их объемом. Влияние водосбора и окружающих ландшафтов на режим озера может быть охарактеризовано показателем удельного водосбора, определяемого как отношение площади водосбора к площади озера ($K_1 = \frac{F}{f}$). Он устанавливает количественную связь между бассейном, с которого осуществляется поступление жидкого, твердого и химического стока, и водоемом. Если показатель удельного водосбора косвенно характери-

зует влияние приходных статей водного баланса на формирование свойств водных масс, то показатель условного водообмена характеризует влияние приточности на режим водоема, сменность его объема и указывает, какую долю составляет объем притока от объема озера. Приток воды в озеро может быть определен методом водного баланса по данным об оттоке, осадках и испарении. Сток из озера фиксируется постом Ахтала, замыкающим водосборную площадь в 1960 км² и расположенным в устье р. Кокджерты. В 1968, 1975 гг. были измерены расходы воды оттока, которые составили 50% стока в створе Ахтала, что позволяет в первом приближении оценить отток из озера в 90 млн. м³. Осадки на площадь зеркала оцениваются в 500 мм, или 140 млн. м³ [11], а испарение 600 мм, или 165 млн. м³ [9], вследствие чего общий приток следует оценить в 115 млн. м³.

Как было сказано выше, приток поверхностных вод осуществляется лишь в период интенсивного снеготаяния, в связи с чем основная доля притока поступает в озеро подземным путем. Косвенно этот вывод подтверждается и наличием значительных по площади зоболоченных кочкарниково-сазовых лугов по низменным зонам побережья, образовавшихся вследствие подпора потока подземных вод озером.

Полученные показатели $K_1=3,1$ и $K_2=0,04$ указывают на чрезвычайно слабое влияние водосбора на режим водной массы водоема, которая формируется под действием внутренних процессов, и ее свойства определяются в первую очередь морфометрией и совокупностью динамических, термических, гидрохимических и биологических процессов. Влияние приточности ощущается лишь в узкой прибрежной зоне и в устьевых участках притоков, в связи с чем водную массу следует характеризовать как автохтонную. По водно-балансовой классификации озеро относится к испарительно-дождевому четвертого подтипа ИД₄ ($x=50-75\%$; $z=50-75\%$), что также указывает на слабую проточность водоема и весьма замедленный водообмен. Полный условный водообмен возможен лишь за 24—25 лет, вследствие чего водная масса испытывает незначительные сезонные и многолетние колебания.

Возраст озера определяется периодом около 4000 лет, при этом его уровень был значительно выше современного состояния [10]. В настоящее время амплитуда колебания уровня регулируется порогом водослива, в связи с чем она не превышает 100—150 см, но об этом можно судить лишь по косвенным факторам — максимальная глубина на пороге водослива составила в 1968 г. 65 см, а уровень высоких вод отстоял от августовского уровня на 1 м; при этом не исключено, что это отметки уровня нагона. В то же время имеются сведения, что в отдельные периоды сток воды из озера отсутствовал, однако это зимние месяцы, и возможно, что этот процесс наблюдался не за счет падения уровня воды, а за счет перемерзания порога водослива. В период 1956—1968 гг. соединился с южным берегом остров, ранее отделенный мелководным проливом 150 м; западнее на п-ове Таштушга исчезла цепь из пяти лагун-

ных озер; продолжается ранее отмеченное отшнурование лагунных озер, что указывает на регрессивную фазу режима озера.

Оценивая возможную сезонную амплитуду колебания уровня в 10—20 см и многолетнюю в 150 см, следует отметить, что изменение запасов воды водоема составляет в первом случае 30—60 млн. м³, или 1—2% общего объема, и во втором 300—400 млн, или 10—15%. В то же время денивеляционные колебания уровня воды могут значительно превышать значения сезонной амплитуды, связанной с изменением соотношения компонент водного баланса, и достигать 50—60 см.

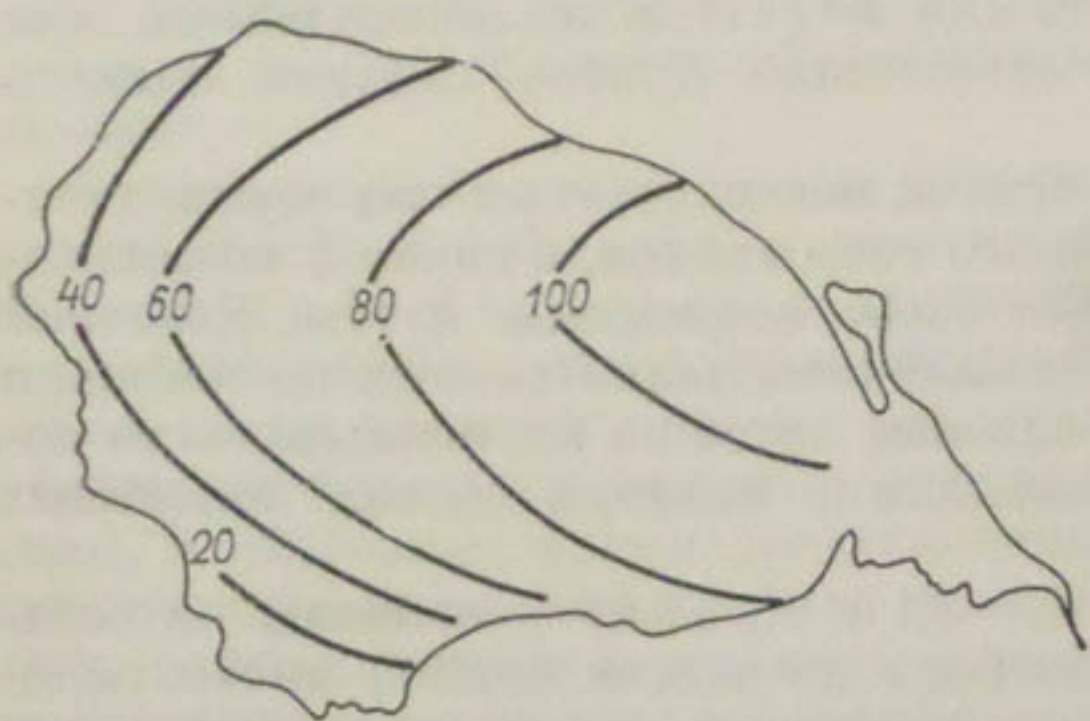


Рис. 2. Картограмма волнения при ветрах западных направлений и скорости 10 м/с.

Водные массы озера, оставаясь длительное время в водоеме в безледоставный период, подвержены постоянным динамическим колебаниям вследствие климатических особенностей Сонкульской котловины и морфологических особенностей чаши. Динамические процессы охватывают всю водную массу, что наглядно подтверждается данными наблюдений за температурой, химизмом, прозрачностью (рис. 2). Климатические и метеорологические факторы

воздействуют на водную массу косвенно, определяя режим волнения, течений, сгоны-нагоны и длительность безледоставного периода. Руководящая роль в формировании водной массы принадлежит волнению и связанным с ним течениям. В 1968 г. отсутствие сведений о волнении весьма осложнило производство промеров вследствие высоких и коротких волн в центральной и восточной части акватории. Мощный прибой наблюдался у северных, северо-восточных и восточных берегов. Натурные наблюдения за волнением были проведены в августе 1975 г. по волномерной вехе, установленной на глубине 5,6 м в 600 м от косы Батай, отделяющей Малый Сонкуль от основной акватории. Всего было проведено 67 серий наблюдений за волнением (табл. 3). В 30% случаев волнение не наблюдалось, в 35% наблюдались волны высотой до 20 см и в 35% — выше 20 см. Для этой зоны акватории характерны зыбь и смешанный тип волнения. В чистом виде ветровое волнение удалось наблюдать только в 42%.

Известно, что зыбь возникает либо при ослаблении и прекращении ветра, либо при «убегании» ветровой волны от ветра после прекращения ее роста. Анализ материалов показывает, что предпочтение следует отдать первой причине. Зыбь у восточного побе-

режья свидетельствует, что западные ветры, обуславливающие развитое волнение, имеют ограниченную зону активного воздействия и весьма непродолжительное время этого воздействия. При устойчивых западных ветрах со скоростями не менее 8 м/с возможно также убежание волны на 2—3 км до восточного берега и распластывание ее в зыби. В 75% случаев волновой луч относился к западной четверти горизонта (табл. 3). В то же время полное совпадение направлений ветра и распространения волнения отмечено лишь в 25% случаев, в остальных рассогласование курсов доходило до 180° (табл. 4).

Слабо выраженное волновое поле ($h < 20$ см) в большинстве случаев ($> 75\%$) наблюдается в утренние часы при слабых ветрах (1—2 м/с). Волнение высотой более 20 см отмечается при установившихся ветрах со скоростями более 2 м/с, с усилением ветра до 4—6 м/с и 10—15 м/с наблюдаются волны высотой 30—40 см и 60—80 см (табл. 5).

Таблица 3

Характеристики волнения

Число серий наблюдений			Тип волнения			Высота волнения, см										Преобладающее направление волнения	
всего	без волнения	с волнением	ветровое	зыбь	сместанное	до 20	20	30	40	50	60	70	80	З	ЮЗ		
67	20	47	20	18	9	24	4	5	5	3	1	2	3	22	13		

Наблюдаемые высоты волн хорошо согласуются с расчетными, полученными по методу А. П. Браславского [2]. В километровой зоне у восточного берега при скоростях ветра 5 и 10 м/с высота волны может достигать 35—40 и 90—100 см. Хорошая сходимость расчетных и натурных данных позволила построить карту волнового поля оз. Сонкуль при ветрах западного и юго-западного направлений (рис. 3), так как ветры других направлений имеют в Сонкульской котловине гораздо меньшую повторяемость и скорость [1, 7]. Учитывая, что при западных вторжениях скорость ветра над водоемом достигает 15—20 м/с, а повторяемость 10 раз в 5 лет, возможна скорость ветра до 32 м/с [8]. Расчетная высота активной волны (15%-ной обеспеченности) при ветре 20 м/с составляет 130—150 см. Район распространения активного волнения ограничен и приходится на участок восточного побережья вдоль косы Батай. Эти выводы подтверждают волновую природу образования мощной косы Батай и других менее значительных перешейков. Благоприятными на этом участке явились и морфологические особенности конфигурации береговой линии и ложа, имеющие резкий изгиб наветренного отмелого берега и глубины 2—3 м, которые удовлетворяют условию, необходимому для забурунивания и образования подвод-

ного вала ($H < 2h$). В настоящее время благодаря характеру морфологии юго-восточной части котловины, преобладающим ветрам западного и юго-западного направлений создаются предпосылки для образования подводного вала на участке коса Батай и коса Таштулга, что в будущем может привести к отшнуровыванию юго-восточной зоны акватории площадью около 15 км².

Таблица 4

Количество случаев расхождений между направлением ветра и направлением распределения волнения

Время	Угол расхождения, град.					
	0	45	90	135	180	Ит.го
Утро	3	3	3	4	3	16
День	2	1	1	0	0	4
Вечер	7	9	4	6	1	27
Сутки	12	13	8	10	4	47

Связь скорости ветра и развития волнения невысока, хотя и прослеживается тенденция к увеличению размаха колебания с возрастанием скорости. Период волновых колебаний на Сонкуле составляет 1,8—3,2 с.

Таблица 5

Характеристика волнения 29 августа 1975 г.

Время наблюдения, ч мин	Ветер		Волнение			
	направление	скорость, м/с	направление	тип	высота, см	период, с
16 30	ЮЗ	4—5	3	ветровое	20	—
17 00	ЮЗ	7—10	3	то же	30	—
17 15	ЮЗ	15	3	"	50	—
17 40	ЮЗ	10—12	3	"	70	2,8
18 00	ЮЗ	1—2	3	зыбь	40	3,0
18 30	СВ	1	3	то же	20	—
19 30	штиль	—	3	"	20	3,2

По данным наблюдений длина волн на оз. Сонкуль значительно варьирует. В центральной зоне озера в основном наблюдаются зыбь длиной 15—20 м и ветровые волны длиной не более 10 м. И лишь непосредственно у побережья при трансформации волн их длина уменьшается до 3—5 м. При высоте волн более 50 см на берег обрушивается мощный прибой.

Проникновение волновых колебаний на глубину наблюдается по всей толще водной массы. На это указывает процесс выравнивания

температуры воды и содержания кислорода по вертикали, но такой эффект дают не все штормы, а только те, продолжительность которых не менее суток, а высота волны не менее 50 см. Иными словами, об активном перемешивании вод озера можно говорить только при неустойчивом циклоническом и шквалистом характере развития волнения (рис. 2).

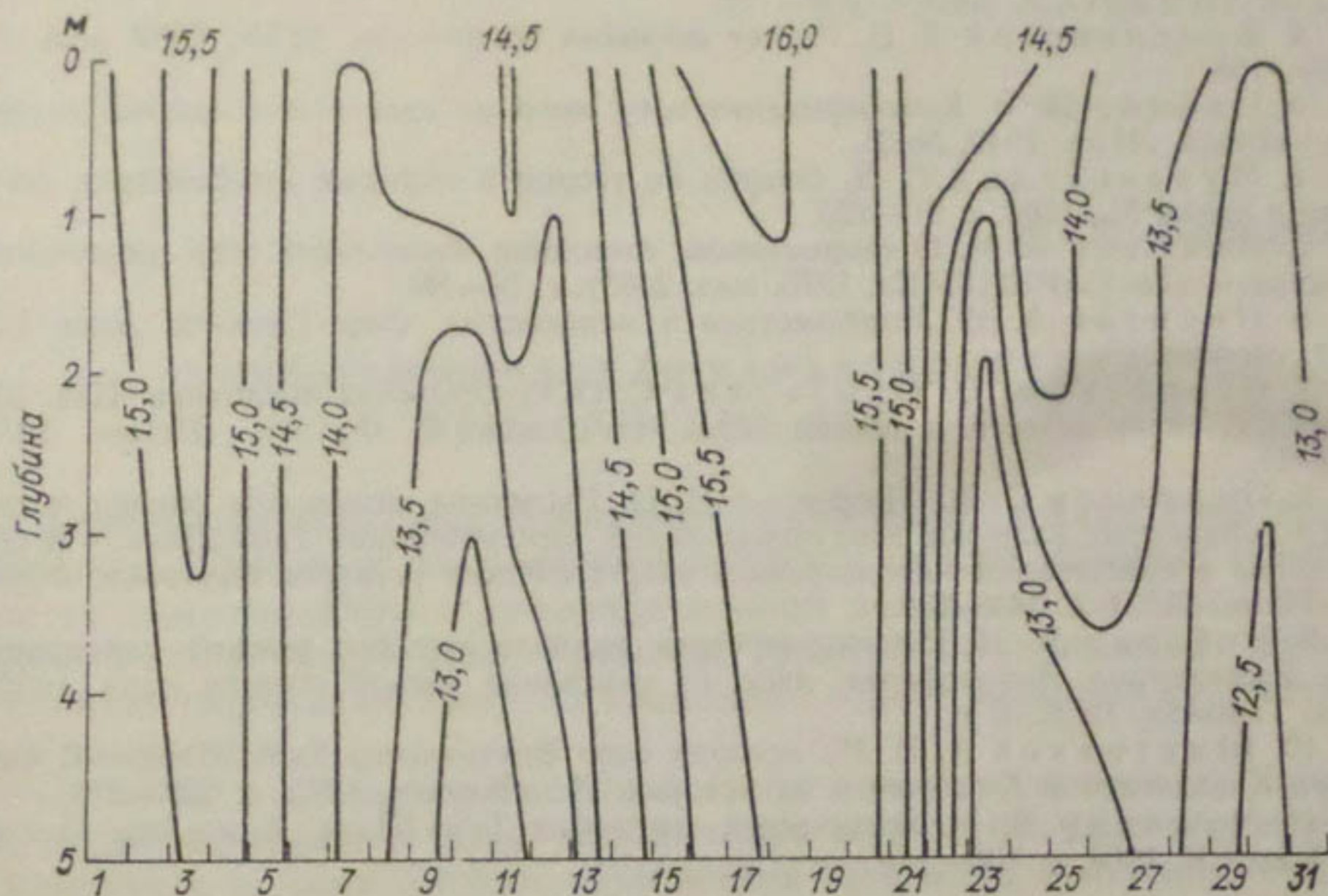


Рис. 3. Термоизоплеты на рейдовой вертикали (август 1975 г.).

О влиянии ветра на динамическое перемешивание вод Сонкуля свидетельствуют также наблюдения за течениями в 1975 г. Достаточно сказать, что в северной глубоководной части оз. Сонкуль течения на глубинах 6 и 10 м хорошо коррелируются с направлением поверхностных, которые являются продуктом ветровой деятельности. Стоковые течения наблюдаются на незначительном участке в юго-восточной зоне у истока р. Сонкуль и прослеживаются в глубь водоема на 1 км.

Выводы

Вследствие морфологических особенностей чаши озер, типа водного баланса и климатических особенностей Сонкульской котловины водная масса озера характеризуется как автохтонная, формирующаяся под воздействием комплекса внутриводоемных процессов, и в безледоставный период подвержена стабильному динамическому перемешиванию.

Трансформированной является водная масса мелководной юго-восточной зоны акватории, которая находится под воздействием оттока и ее свойства изменяются по сезонам года.

Водосборный бассейн оказывает чрезвычайно слабое влияние на режим водной массы, условный водообмен, который возможен за период 24—25 лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бассейн р. Нарын (Физико-географическая характеристика). Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960, с. 109—112.
2. Браславский А. П. Расчет ветровых волн.— «Тр. ГГИ», 1952, вып. 35, с. 94—158.
3. Иванов П. В. Классификация озер мира по величине и средней глубине.— «Бюлл. ЛГУ», 1949, № 21.
4. Муравейский С. Д. Очерки по теории и методам морфометрии озер. Реки и озера, М., 1960, с. 91—125.
5. Никитин А. М. О современном состоянии бессточных озер Восточного Памира.— «Тр. САРНИГМИ», 1975, вып. 2(83), с. 76—86.
6. Никитин А. М. Морфометрия и морфология озер Средней Азии. См. наст. сборник.
7. Оторбаев К. О., Орозалиев С. О. Сонкульская котловина. Изд. АН КиргССР, серия естеств. и технич. наук, т. 1, вып. 2, Фрунзе, «Илим», 1971, с. 3—11.
8. Подрезов О. А., Першин И. И. Расчетные схемы для оценки ветровых и гололедных нагрузок воздушных линий электропередач Тянь-Шаня.— В сб.: Изучение и комплексное использование энергетических ресурсов Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1971, с. 144—169.
9. Рейзвих В. Н. Некоторые черты гидрологического режима водохранилищ Узбекистана. Автореферат. дисс. на соискание ученой степени канд. геогр. наук. Ташкент, 1968, 37 с.
10. Шнитников А. В. Из истории озер Внутреннего Тянь-Шаня.— В Сб.: Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л., «Наука», 1975, с. 229—273.
11. Чупахин В. М. Физическая география Тянь-Шаня, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964, с. 106—116.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АРНАСАЙСКИХ ОЗЕР

Арнасайский озерный комплекс — один из представителей ирригационно-сбросовых озер, возникновение и режим которых определяется направлением водохозяйственной деятельности на их водосборе. Режим озер Айдар, Арнасай, Тузкане, объединенных сейчас в единую озерную систему, за последние годы претерпел существенные изменения.

До начала орошения Голодной степи лишь котловина оз. Тузкане, подпитываемая р. Клы, заполнялась водой [6]. Дно обширного Айдарского и Арнасайского понижения занимали высохшие солончаки и соры.

С началом интенсивного освоения новой зоны орошения Голодной степи и строительством магистральных коллекторов связано возникновение Арнасайских озер.

Занимая наиболее пониженные участки рельефа по периферии орошаемого массива Голодной и Джизакской степей, Арнасайские озера явились естественной дренажной, водоприемником избытка сбросных и дренажных вод с полей орошения. По мере освоения новых площадей, увеличения коллекторно-дренажного стока происходило постепенное разрастание озер.

Основные изменения в режиме озер произошли в 1969 г., когда из Чардаринского водохранилища в Арнасай было сброшено около 21 км^3 сырдарьинской воды. Это привело к образованию единой озерной системы, объединившей озера Арнасай, Айдар, Тузкане. За озерами закрепилось общее название Арнасай.

В зависимости от степени засоления затопленных грунтов, минерализации поступающей воды, водообмена, режима заполнения и т. д. в каждом озере сформировались своеобразные водные массы, гидрохимические характеристики которых постепенно менялись с изменением структуры водно-солевого баланса озер.

В первые годы режим вновь образованных озер Айдар и Тузкане сильно менялся. Испарение с 2863 км^2 водной поверхности

в два раза превышало поступление коллекторно-дренажных вод. Уровень в озерах постоянно понижался.

К началу 1976 г. уровень понизился почти на 3 м, при этом площадь озер сократилась до 1850 км², а объем воды до 13 км³.

Постоянное превышение испарения над приходными компонентами баланса и поступление сильно минерализованных коллекторно-дренажных вод приводит к постепенному засолению бессточных озер Айдар и Тузкане. Диапазон изменения качества воды в озерах велик. Минерализация проб воды, отобранных в различных частях озер, может меняться от нескольких единиц до 10—20 г/л. Сейчас можно встретить небольшие водоемы с самосадочной рапой.

Большое разнообразие гидрохимических характеристик вызвало необходимость выделить в системе Арнасайских озер несколько крупных зон, гидрохимический режим которых существенно отличается между собой.

Собственно Арнасайские озера (от Чардаринского водохранилища до впадения в оз. Айдар), представляющие собой цепочку небольших озер, соединенных протоками, можно разделить на две зоны: непосредственно примыкающие к плотине, и система водоемов, расположенных ниже впадения Центрального Голодностепского коллектора (ЦГК).

Режим озер первой группы определяется режимом Чардаринского водохранилища. При наполненном водохранилище фильтрующаяся сквозь тело плотины и неплотности затворов вода быстро вытесняет старые водные массы из небольших по объему озер, расположенных в непосредственной близости от Чардаринского водохранилища. Летом при сработке водоема основное подпитывание этих озер осуществляется за счет сильно минерализованных грунтовых вод, поступающих со стороны Голодной степи.

Во время попусков 1969 г. произошла значительная перестройка озерной гидрографической сети водоемов второй группы. Врез более чем на 3 м основных русел проток, соединяющих озера, привел к понижению базиса эрозии и осушению некоторой части ранее существовавших озер. Ниже впадения ЦГК Арнасай сейчас представляет собой сильно заросшую влаголюбивой растительностью протоку, несущую воды коллекторов Голодной степи в оз. Айдар. Полный водообмен здесь происходит за 20—40 дней, и гидрохимический режим водоемов этой зоны определяется режимом питающих коллекторов.

В основных плесах озер Айдар и Тузкане сосредоточено более 97% водных ресурсов всех озер Арнасайской системы. По закономерностям распределения минерализации воды здесь можно выделить три крупные зоны: западный и восточный плесы озера Айдар и глубоководную зону озера Тузкане. Хорошее ветровое перемешивание и замедленный водообмен между отдельными плесами приводят к плавному изменению минерализации внутри выделенных зон. Подпитывание озер осуществляется за счет коллекторно-дренажного стока, воднобалансового и ветрового перетока между отдельными плесами озер.

Основные объемы коллекторно-дренажного стока, проходя Арнасай транзитом, с небольшим изменением поступают в восточную часть оз. Айдар, откуда затем перераспределяются между западной частью оз. Айдар и оз. Тузкане. При отсутствии сбросов из Чардаринского водохранилища оз. Айдар подпитывается за счет водных ресурсов оз. Тузкане.

Наиболее минерализована вода в оз. Тузкане, где до подъема уровня 1969 г. располагалось наибольшее количество солончаков и концентрация рапы в водоеме составляла 90 г/л [4]. Водные массы восточного и западного плесов оз. Айдар, в которых заключено 85% общего объема, менее минерализованы.

Кроме основных плесов озер Айдар и Тузкане в Арнасайской системе озер можно выделить зоны, режим которых определяется гидрохимическими характеристиками вод впадающих коллекторов и зоны интенсивного смешения различных водных масс.

Во всех районах Арнасайских озер особым гидрохимическим режимом отличается прибрежная мелководная зона. Огромное количество заливов, мысов, отшнуровывающихся озер, соединенных поверхностным или подземным путем с основным водоемом, делает режим прибрежной области очень пестрым. При постоянном падении уровня, вызванном значительной величиной испарения, большинство небольших заливов прибрежной зоны за год-два превращаются в отшнуровывающиеся водоемы и затем в солончаки. Гидрохимический режим прибрежной области, определяемый морфологией береговой линии и степенью водообмена с глубоководными плесами, сильно изменчив.

Выделение отдельных гидрохимических зон проведено в основном по особенностям режима общей минерализации и водообмену. Более подробное районирование озер на первом этапе их изучения является затруднительным, особенно в условиях недостаточной изученности гидрохимического режима.

После образования Арнасайской системы озер было организовано экспедиционное изучение водоемов, включающее и наблюдения за гидрохимическим режимом. Первая крупная гидрохимическая съемка была организована сотрудниками Ташкентского государственного Университета в августе 1970 г. [4]. Начиная с 1972 г. отбор проб воды проводился экспедицией САРНИГМИ. Гидрохимические анализы выполнялись в нескольких лабораториях г. Ташкента.

К настоящему времени по Арнасайской системе озер получено более 400 гидрохимических анализов проб воды, отобранных в различных частях водоемов, около 1500 определений электропроводности воды — характеристики в условиях мало меняющегося ионного состава воды хорошо коррелируемой с общей минерализацией (коэффициент корреляции $r=0,94$) получено несколько сотен определений концентрации растворенного кислорода, рН, CO_2 и других характеристик качества водных масс озер.

В статье рассматриваются результаты изучения минерализации воды, концентрация отдельных ионов, биогенных веществ и растворенных газов, сформировавшихся в озерах к 1975 г. По возможно-

сти прослеживаются изменения этих элементов с момента образования озер. Учитывая, что результаты параллельных гидрохимических анализов, выполненных в различных лабораториях, отличаются на 7—15%, количественные характеристики изменения качества воды за последние годы приводятся по данным, полученным в одних и тех же гидрохимических лабораториях.

Минерализация сырдарьинской воды, заполнившей в 1969 г. Арнасайскую котловину, изменялась в пределах 0,8—0,9 г/л. Растворение солей с поверхности затопленных солончаков и шоров и поступление сильно минерализованных коллекторно-дренажных вод

Таблица 1

Средняя минерализация водных масс Арнасайских озер
в августе 1975 г.

Зона	Сумма ионов	Концентрация ионов, г/л					
		HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K
Западный плес оз. Айдар	4,811	0,095	2,289	0,889	0,404	0,202	0,932
Восточный плес оз. Айдар	6,130	0,080	2,923	1,183	0,446	0,269	1,229
Центральный плес оз. Тузкан	9,341	0,101	4,298	1,896	0,624	0,394	2,028
Мелководная зона оз. Тузкан и Ай- дар	9,925	0,088	4,616	1,990	0,650	0,426	2,155
Район впадения канала Акбулак и р. Клы	13,058	0,171	6,372	2,464	0,590	0,642	2,819
Приплотинные зоны Арнасай	15,030	0,098	6,759	3,168	0,500	0,480	4,025
Арнасай после впадения ЦГК	11,454	0,078	5,163	2,540	0,570	0,510	2,593

привело к тому, что уже к августу 1970 г. средняя минерализация оз. Тузкане составила 4,38 г/л, а в восточном и западном Айдаре 2,32 г/л [4].

В дальнейшем с падением уровня минерализация водных масс озер продолжала возрастать и к августу 1975 г. составила для оз. Тузкане 9,4 г/л, для восточного и западного плесов Айдара 6,1—4,8 г/ (табл. 1). В более мелководных плесах Арнасайской озерной системы минерализация воды растет интенсивнее, поскольку даже при одинаковом слое испарившейся воды оставшееся количество солей относится к меньшему удельному объему водных масс.

Повышенное значение содержания солей, отмеченное в районе впадения коллекторов и приплотинной зоне Арнасай, вызвано особенностями гидрометеорологического режима 1975 г. В условиях затяжного маловодья 1974—1975 г. в формировании стока коллекторов главная роль принадлежала грунтовым водам. При средней минерализации коллекторно-дренажных вод, поступающих в Арнасай с новой зоны орошения Голодной степи, в 4—5 г/л, в июле—августе 1975 г. отмечались значения 8—16 г/л.

Внутри выделенных гидрохимических зон минерализация воды не везде одинакова. Особенно это относится к мелководной при-

брежной зоне, где концентрация растворенных солей отдельных проб отличается от средней в несколько раз.

В центральном плесе оз. Тузкане в августе 1975 г. наблюдалось постепенное увеличение минерализации с СЗ на ЮВ. Отклонения от средних значений составляли не более 5—6%.

Как и во всех предыдущих съемках, в оз. Айдар минерализация воды постепенно повышалась с запада на восток. Правда, в крайней западной оконечности озера образовалась отмель площадью 10—15 км², в пределах которой минерализация воды была выше средней на 200—300 мг/л. До тех пор пока минерализация воды в оз. Айдар не станет выше минерализации коллекторно-сбросных вод, в озерах будут сохраняться сложившиеся условия и водные массы западного плеса Айдара будут менее минерализованы по сравнению с восточным.

Деление водных масс озера Айдар на западную и восточную несколько условно, поскольку минерализация воды в озере меняется постепенно и резкого скачка минерализации (как, например, между оз. Тузкане и восточным Айдаром) не наблюдается. Плавному измерению минерализации по длине озера способствует хорошее ветровое перемешивание и водообмен между озерами.

Почти постоянные ветры и относительная мелководность водоемов Арнасайской озерной системы (максимальная глубина оз. Айдар 22 м, оз. Тузкане 12 м) приводят к тому, что в большинстве случаев концентрация солей в поверхностных и придонных слоях одинаковая или отличается на величины, не превышающие случайной ошибки измерения. На распределение минерализации воды по глубине, кроме метеорологических условий, оказывает влияние микрорельеф дна. В небольших замкнутых впадинах часто формируются условия, резко отличающиеся от фоновых.

Во время летних съемок встречались случаи неравномерного распределения минерализации по глубине.

Интенсивное испарение, достигающее в летний период до 10 мм/сутки, способствует постоянному увеличению концентрации солей в поверхностных слоях воды. Если это сопровождается значительным прогревом поверхностных слоев, то их плотность может оказаться ниже менее минерализованных, но холодных придонных слоев и минерализация воды будет уменьшаться ко дну, как это отмечалось в оз. Айдар в августе 1974 г.

Аналогичное распределение, но вызванное иными причинами, отмечалось в неглубокой узкой горловине, соединяющей сильно минерализованное оз. Тузкане с оз. Айдар. Повышенное содержание солей в поверхностных слоях было связано с формированием сложной картины ветровых, компенсационных и плотностных течений, возникающих при водообмене между озерами. Все же чаще на Арнасайских озерах встречались условия, при которых минерализация воды по дну возрастает.

Неравномерное распределение минерализации воды по глубине отмечались также в периоды замерзания и вскрытия озер. Максимальная разница в минерализации поверхностных и придонных сло-

ев составляет по отдельным пробам 8—10% средней величины.

С 1970 по 1975 г. минерализация воды в оз. Айдар и оз. Тузкане возросла почти вдвое (рис. 1). Многолетний и внутригодовой ход минерализации тесно связан с водным режимом озера. Основным расходный компонент водного баланса, определяющий режим озер в последние годы, — испарение с водной поверхности. В период максимального испарения происходит также интенсивное изменение минерализации озер.

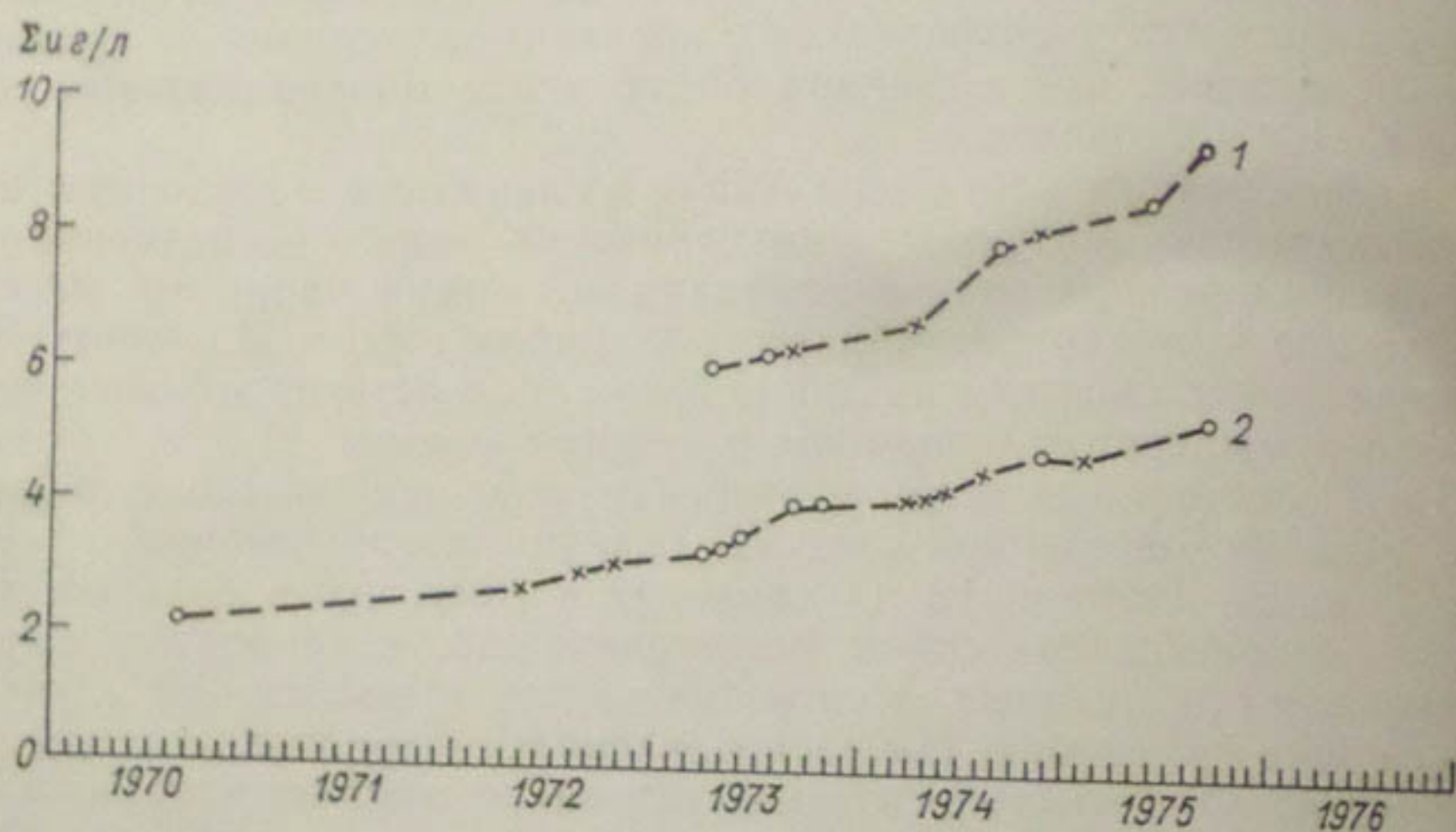


Рис. 1. Изменение минерализации в оз. Тузкане (1) и оз. Айдар (2) за период 1970—1975 гг.

С мая по сентябрь минерализация в оз. Тузкане возрастает примерно на 1 г/л, а в западном плесе оз. Айдар на 0,5 г/л. В осенне-зимний период рост минерализации уменьшается, а к весне, когда в приходных компонентах водного баланса существенную роль начинают играть атмосферные осадки, возможно даже некоторое уменьшение минерализации воды в озерах.

В различных гидрохимических зонах внутригодовое изменение минерализации не одинаково. Как уже говорилось, гидрохимический режим собственно Арнася ниже впадения ЦГК мало отличается от режима минерализации коллекторно-дренажных вод, определяемого режимом орошения полей (рис. 2 а).

Изменение минерализации в зоне смешения водных масс оз. Тузкане и оз. Айдар определяется господствующими в моменты съемки направлениями ветров и сложившейся картиной ветровых течений (рис. 2 б).

В мелководной прибрежной зоне и небольших отшнуровывающихся озерках водообмен с основными плесами озер определяет интенсивность изменения минерализации воды (рис. 2 в).

Для построения рис. 2 использовались данные ежедневных наблюдений за электропроводностью воды и результаты ежедекадного отбора проб на общий химический анализ в летний период 1974 г.

За лето 1974 г. минерализация воды в небольших озерах, прилегающих к плотине Чардаринского водохранилища, увеличилась с 2 до 20 г/л, тогда как в период попусков 1969 г. ее величина не превышала 0,6 г/л [8].

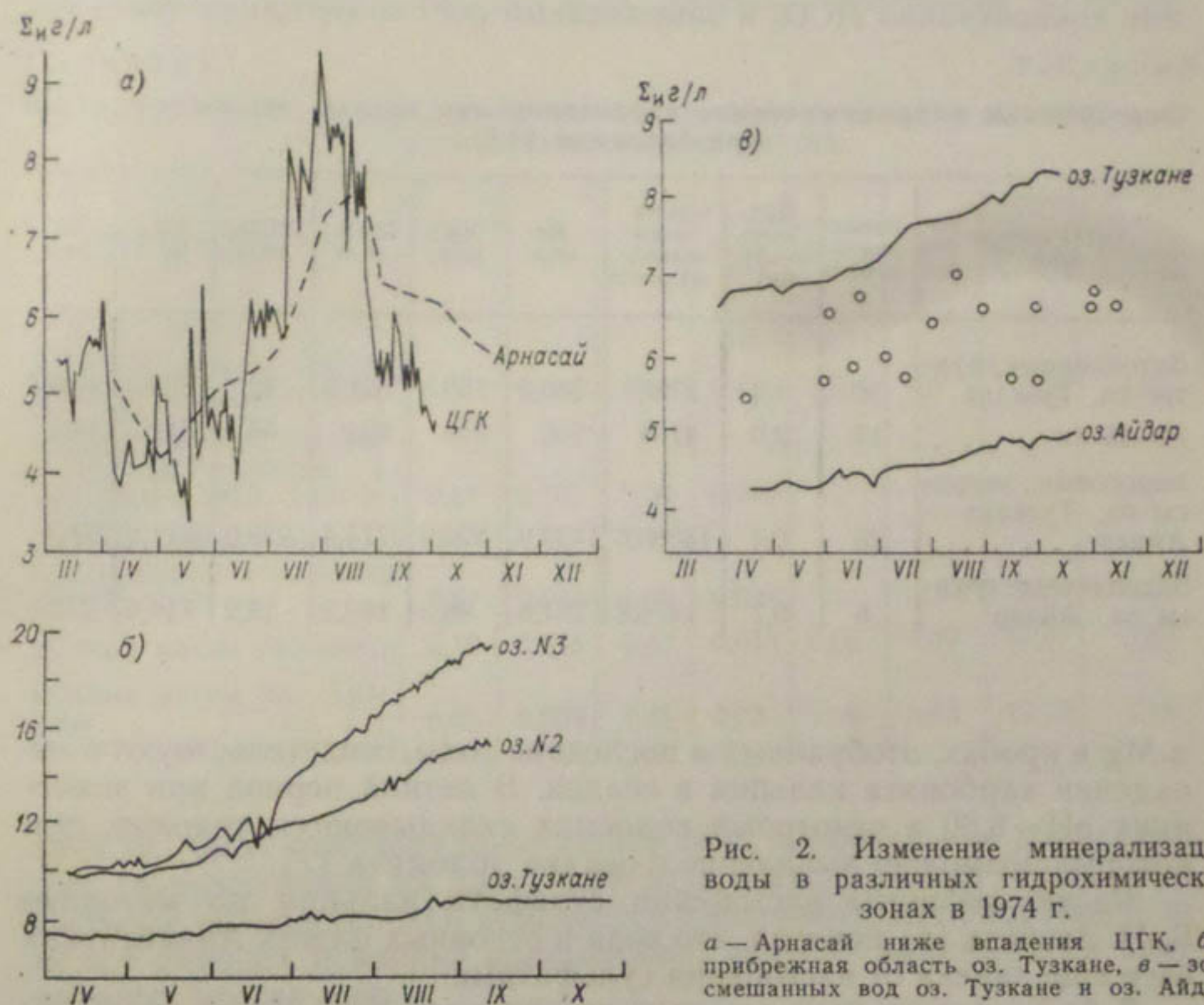


Рис. 2. Изменение минерализации воды в различных гидрохимических зонах в 1974 г.

а — Арнасай ниже впадения ЦГК, б — прибрежная область оз. Тузкане, в — зона смешанных вод оз. Тузкане и оз. Айдар.

Во всех гидрохимических зонах, кроме малых отшнуровывающихся водоемов, вода, по классификации О. А. Алекина, относится к сульфатно-натриевому типу второго класса.

Большой разброс в соотношениях между минерализацией воды и концентрацией отдельных ионов в пробах, отобранных во время гидрохимических съемок 1972—1974 гг., отчасти объясняется различной степенью метоморфизации в различных водоемах Арнасайской озерной системы коллекторно-дренажных вод и водных масс, поступивших в озера в 1969 г.

В первые годы образования озер почти половина общего запаса солей поступила в водные массы озер от растворения корки солей

с затопленных солончаков и шоров [4]. В последующие годы взаимодействие с грунтами стало менее интенсивным. В водных вытяжках из грунта берегов и дна водоемов встречаются пробы как с почти полным отсутствием легкорастворимых солей, так и сильно засоленные пробы. Осредненные величины концентрации солей в водных вытяжках приведены в табл. 2.

Кроме взаимодействия с грунтами, на интенсивность метаморфизации озерных вод большое влияние оказывает выпадение в осадок труднорастворимых солей. Почти полное прекращение увеличения концентрации HCO_3 и замедленный рост содержания ионов Ca

Таблица 2

Осредненные гидрохимические характеристики водных вытяжек грунтов (разбавление 1:5)

Район отбора проб	Количество проб	Процент засоления	Сумма ионов водной вытяжки	Ca мг/л	Mg мг/л	Na-K мг/л	HCO_3 мг/л	SO_4 мг/л	Cl мг/л
Затопленные грунты оз. Тузкане	18	1,4	2788	256,2	150,3	527,5	42	1332	630,4
$H=35$ см	15	2,0	4106	235	249	822	40	1812	948
Береговые террасы оз. Тузкане — Айдар	25	9,4	18880,6	1732,9	620,9	3714,4	238,0	9811,9	2762
Затопленные грунты оз. Айдар	6	0,7	1476,8	251,6	48,2	163,2	27,2	714,6	272

и Mg в пробах, отобранных в последние годы, свидетельствуют о выпадении карбоната кальция в осадок. В летний период при значениях $\text{pH}=8,60$ в некоторых водоемах складываются условия, при которых возможно выпадение в осадки доломита [7].

Расчет дефицита насыщения сульфата кальция по методике В. П. Зверева [5] показал, что вода в основных плесах Арнасайских озер еще далека от насыщения сульфатами.

В большинстве гидрохимических анализов Na и K рассчитывался по разности сумм катионов и анионов. Для нескольких десятков проб в некоторых Na определялся на фотометре, среднее соотношение Na и K равно 9,4. Концентрация K в коллекторно-дренажных водах и в озерах, где преобладают водные массы, поступившие в озера по коллекторам, несколько выше, чем в водных массах западного плеса оз. Айдар. Это, по-видимому, связано с повышенным выносом ионов с полей орошения.

Основным источником аллахтонного органического вещества в озерах являются коллекторы Голодной степи [2]. Но не все биогенные и органические вещества, поступающие с водами коллекторов, доходят до центральных плесов озер. Роль биологического фильтра выполняет Арнасайская протока. Если минерализация во-

ды, поступающей в Арнасай и сбрасываемой из него в оз. Айдар, отличается незначительно (рис. 2), то концентрация биогенных веществ Арнасай резко убывает [табл. 3]. Воды коллекторов, проходя в озерах через заросли внутриводной и влаголюбивой растительности, обогащаясь кислородом на быстротоках, значительно трансформируются и поступают в оз. Айдар очищенными. Аналогичное влияние дельты Амударьи на изменение биогенных веществ, поступающих в Арал, описано А. К. Блиновым [3].

В водах оз. Тузкане и Айдара из всех форм минерального азота преобладает нитрат-ион. Во всех пробах, отобранных в 1973—

Таблица 3

Осредненные характеристики содержания биогенных веществ
в различных водных массах

Характеристика водной массы	NH ₄ мг/л	NO ₂ мг/л	NO ₃ мг/л	Фос- фаты мг/л	Железо общее мг/л	Крем- ний мг/л	Окисляемость	
							бихро- матная	перман- ганатная
Водные массы, поступившие в озеро в 1969 г.	—	0,017	0,91	0,014	0,018	6,8	2,74	1,33
Водные массы, коллекторов, поступившие в Арнасай в 1973—1974 гг.	0,47	0,101	3,30	0,010	—	—	—	—
Водные массы Арнасай, поступившие в оз. Айдар в 1973—1974 гг.	0,17	0,034	1,08	0,015	—	—	—	—
Водные массы оз. Айдар	0,10	0,018	0,43	0,018	0,08	4,09	11,87	3,87
Водные массы оз. Тузкане	0,06	0,008	0,43	0,03	0,09	5,63	12,13	4,16

1974 гг., было отмечено присутствие NO₃; минимальная концентрация (в пересечении на азот) 0,08 мг/л, максимальная — 1,40 мг/л. Большое количество NO₃ отмечается в мелководной прибрежной зоне и в районах впадения коллекторов, меньшее количество в центральных частях озер.

Нитритная форма азота отмечалась в весенних и осенних пробах. Концентрация их изменялась от аналитического нуля до 0,06 мг/л. В летних пробах нитриты не обнаруживались.

Во многих пробах, отобранных летом 1973 г., было отмечено присутствие аммиачного азота, причем в больших количествах (до 0,8 мг/л). Уже в мае в оз. Айдар стал появляться NH₄, к июлю концентрация достигала максимума, а в октябре аммиачного азота не обнаружено. Максимальной концентрации NH₄ достигал в центральных плесах оз. Айдар.

В распределении фосфора по акватории водоема и внутри года много общего с нитрат-ионом. Максимальные значения приходятся на мелководную северо-восточную часть оз. Тузкане, в районе впаде-

ния коллекторов Акбулак и Клы, в устье Арнасайской протоки. Чуть меньше концентрация фосфора в центральной части оз. Айдар.

Содержание растворенных производных кремневой кислоты в водных массах озер находится в пределах 10—11 мг/л.

Приблизительную оценку содержания органического вещества в воде озер можно произвести по величине бихроматной и перманганатной окисляемости. Отношение бихроматной и перманганатной окисляемости в озерах Айдар и Тузкане колеблется от 1,85 до 3,45, при среднем значении 2,9.

Наибольшая величина бихроматной окисляемости (10—18 мг/л) наблюдается в озерах в весенний период. Весной зоны с повышенным содержанием органических веществ тяготеют к устьям впадающих коллекторов и мелководным зонам озер. Резкое сокращение стока коллекторов в летний период приводит к уменьшению притока аллохтонного органического вещества, и концентрация органических веществ в озерах падает до 3—5 мг/л. К осени окисляемость воды в озерах возрастает. Повышенному содержанию органических веществ в весенний и осенний периоды способствуют частые штормы, при которых в водную массу озер переходят органические вещества из донных осадков.

Режим растворенного в воде кислорода и двуокиси углерода определяется интенсивностью газообмена с атмосферой и биохимическими процессами, протекающими в озере. На фоне общего изменения содержания растворенных газов, вызванного изменением температуры воды, проявляются особенности, вызванные биологическими процессами.

Особый режим растворенных газов формируется в озерах в зимний период. В суровую зиму 1973-74 г. ледостав на оз. Тузкане продолжался 69 дней. Водообмен с незамерзающим оз. Айдар и существование нескольких полыньей предотвратили появление заморных явлений. К концу ледостава наблюдалось даже небольшое пересыщение кислородом поверхностных слоев, вызванное фотосинтезирующей деятельностью фитопланктона подо льдом. Этим объяснялось и отсутствие в поверхностных слоях (аналитический нуль) растворенной двуокиси углерода. В придонных слоях содержание CO_2 достигало 5,5 мг/л, при этом величина рН опускалась до 7,7 при средней 8,23. Содержание кислорода в донных пробах находилось в пределах 89% величины насыщения.

После вскрытия по мере прогревания водоема происходит интенсивное развитие биологических процессов, что в совокупности с термическим пересыщением приводит к формированию устойчивого избытка кислорода по всей водной массе. Весной концентрация CO_2 в озерах Арнасайской системы уменьшается практически до 0, рН возрастает до 8,30—8,40. Распределение кислорода по глубине равномерное. В течение весеннего периода наблюдается постепенное падение концентрации растворенного кислорода. Суточные колебания величины O_2 не превышают 0,5 мг/л.

В летний период чистая продукция кислорода в поверхностном

двухметровом слое воды на оз. Тузкане составляет 1,2 О/л в сутки, достигая 3 мг О/л в поверхностном метровом слое. На дыхание и окисление органических веществ тратится около 1 мг О/л в сутки.

Величина первичной продукции в оз. Айдар намного ниже, чем в оз. Тузкане. По единичным замерам чистая продукция составляет 0,3—0,4 мг О/л в сутки. Мощность фотосинтезирующего слоя в оз. Айдар 4—5 м, в оз. Тузкане до 2 м.

Количество кислорода, затрачиваемое на окисление органического вещества в оз. Айдар, в два раза ниже, чем в оз. Тузкане. БПК₅ в пробах, отобранных на рейдовой вертикали оз. Айдар в летний период, равен в среднем 1,8 мг О/л, изменяясь от 1,5 мг О/л на поверхности до 2,3 мг О/л у дна.

На закономерности распределения кислорода по глубине основное влияние оказывает термическая стратификация и ее устойчивость. В июне, июле 1974 г. длительное термическое расслоение привело к формированию в придонных слоях оз. Айдар области с дефицитом кислорода (рис. 3). В западном плесе оз. Айдар заметный дефицит (2—3 мг/л) наблюдался на глубинах более 15 м в начале августа. В

придонных слоях появилась двуокись углерода, величина рН упала до 7,60; на поверхности оз. Айдар содержание кислорода в это время достигало 140% насыщения и рН=8,60.

В более мелководном оз. Тузкане разница в содержании кислорода в поверхностных и придонных слоях составила 1—3 мг/л. В поверхностных слоях СО₂ не отмечалось, рН изменялось от 8,60 до 8,90.

Наиболее четко суточный ход растворенного кислорода наблюдается летом. В период максимального развития фитопланктона суточная амплитуда О₂ на поверхности может достигать 2—3 мг/л. В штилевую малооблачную погоду рост кислорода в поверхностных слоях воды начинается в первые часы после восхода солнца, достигая своего максимума во второй половине дня, продолжаясь иногда до заката. В ночные часы происходит плавное падение концентрации кислорода (рис. 4). В придонных слоях озер на суточный ход растворенного кислорода основное влияние оказывает интенсивность перемешивания слоев воды.

В прибрежной зоне озер основную роль в формировании режима растворенного кислорода играет деятельность макрофитов. Необходимо отметить, что почти вся прибрежная зона озер до глубин

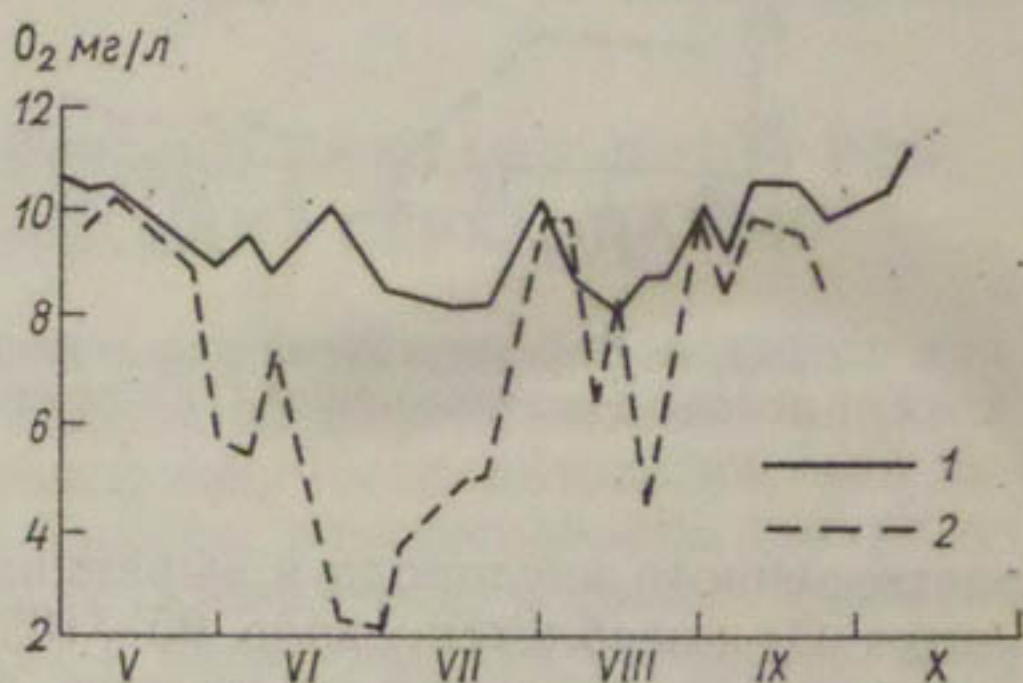


Рис. 3. Внутригодовой ход концентрации растворенного кислорода в поверхностном (1) и придонном (2) слоях оз. Айдар.

2—3 м интенсивно зарастает внутриводной растительностью. Суточная амплитуда содержания растворенного кислорода в этой зоне составляет 8—9 мг/л. Пересыщение O_2 днем достигает 200% и уменьшается ночью практически до 0.

В центральной глубоководной зоне озер в осенний период по мере выхолаживания водоема происходит увеличение концентрации

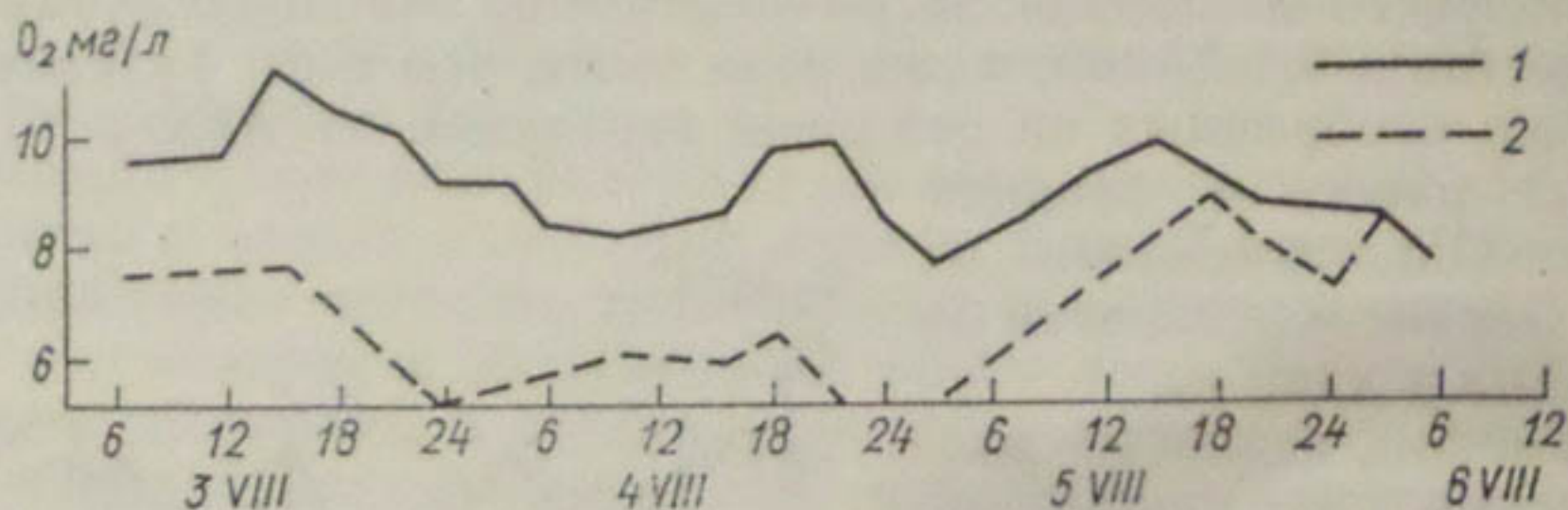


Рис. 4. Внутрисуточный ход концентрации растворенного кислорода в поверхностном (1) и придонном (2) слоях оз. Тузкане.

растворенного кислорода и выравнивание его на глубине. Концентрация O_2 колеблется около 95—105% насыщения. К концу осеннего периода в водной массе озер появляется растворенная двуокись углерода, величина рН понижается до 8,23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1970. 442 с.
2. Берсонова К. А., Постоялкина Л. С., Торьяникова Р. В. Некоторые особенности загрязнения коллекторных вод орошаемых земель биогенными компонентами и ядохимикатами. Тезисы докладов VII Республиканской гидрометеорологической конференции. 1976, с. 87—88.
3. Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Л., Гидрометеиздат, 1956. 251 с.
4. Видинеева Е. М. Солевой баланс Арнасайского водоема.— «Тр. ТашГУ», 1972, вып. 421, с. 161—169.
5. Зверев В. П. Методы оценки насыщенности природных вод сульфатом кальция. Гидрохимические материалы, 1967, с. 14—23.
6. Молчанов Л. А. Озера Средней Азии.— «Тр. САГУ», 1929, сер. 12а, геогр., вып. 3. 82 с.
7. Тарасов М. Н. Гидрохимия озера Балхаш, М., 1961. 226 с.
8. Филонец П. П., Омаров Т. Р. Озера центрального и южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973. 197 с.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОДЫ РЕК И ВОДОХРАНИЛИЩ БАСЕЙНА СУРХАНДАРЬИ

Химический состав воды рек и водохранилищ формируется под воздействием ряда природных факторов. Определяющее влияние при этом оказывают климат, рельеф местности, литологический состав почв и пород, слагающих бассейн, растительность, поступление солей из атмосферы, состав грунтовых вод, а также совокупность динамических, термических и биологических процессов, происходящих в водоемах.

Бассейн р. Сурхандарьи расположен на юге Узбекистана и с трех сторон окружен горами: на северо-западе он отделяется от бассейна р. Кашкадарьи хребтами Байсунтау и Куштангтау, на севере оконтуривается Гиссарским хребтом, на востоке невысоким горным хребтом Бабатаг; на юге естественной границей бассейна является р. Амударья. Длина реки 196 км при площади водосбора 13 610 км². Впадает она в р. Амударью на 1312 км от устья последней [4].

В бассейне р. Сурхандарьи расположены два крупных водохранилища: одно русловое — Южносурханское, сооружено в среднем течении реки и второе — наливное — Учкызылское, расположено в 14 км на север от г. Термез.

Сурхандарья образуется слиянием рек Тупаланг и Каратаг и на всем протяжении от истока до устья в нее впадают лишь два наиболее значительных притока — Сангардак и Ходжаипак.

Оледенение в пределах рассматриваемого бассейна сосредоточено в верховьях рек Тупаланг и Каратаг. Общая площадь ледников и снежников равна 53,1 км² [4].

Следует отметить, что формирование химического состава вод рек высокогорной зоны во многом отличается от генезиса рек равнинной территории. Зона высокогорья характеризуется наличием труднорастворимых (кристаллических) горных пород, низкой температурой воздуха и воды, обилием атмосферных осадков, создающих большое увлажнение.

Прозрачность воздуха ведет к сильному нагреву поверхности горных пород под влиянием солнечных лучей, а в ночное время, на-

оборот, возрастает лучеиспускание с их поверхности. Эти особенности горного климата играют весьма важную роль в разрушении горных пород и оказывают влияние на формирование химического состава вод высокогорных рек. Повсеместное распространение в данной зоне гранитов, сланцев, известняков, служащих ложем и водосборной площадью рек, обуславливают низкую величину минерализации речных вод и преобладание гидрокарбонатов и кальция в ионном составе.

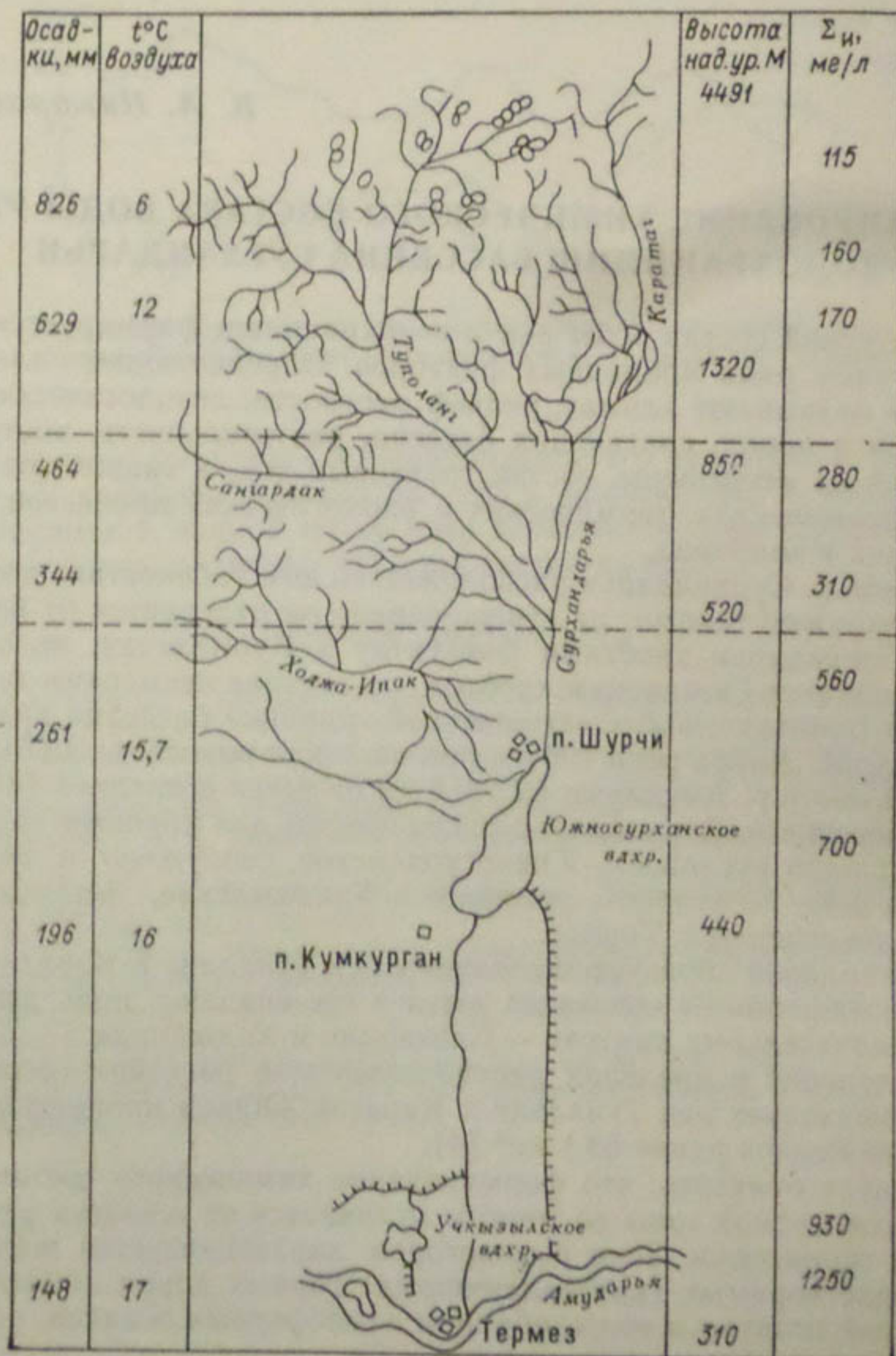


Рис. 1. Изменение минерализации воды р. Сурхандарьи по длине реки.

Равнинная зона характеризуется наличием легко выщелачиваемых пород (лёсы, глины), высокой температурой воздуха и воды, малым количеством атмосферных осадков, большим испарением, содержанием высокоминерализованных грунтовых вод. В этой зоне поверхностные воды обогащаются легкорастворимыми солями, при этом увеличивается концентрация главных ионов с преобладанием сульфатов и хлоридов.

Проведенные нами исследования (1967—1973 гг.) показывают, что химический состав и минерализация воды рек бассейна Сурхандарьи строго подчиняются вертикальной зональности. В истоках рек Тупаланг и Каратаг сообразно вышеописанным условиям формируются слабоминерализованные воды (115—170 мг/л). По мере движения они постепенно минерализуются за счет продуктов выветривания горных пород. При слиянии рек Туполанг и Каратаг средняя минерализация воды равна 310 мг/л, в Южносурханском водохранилище 700, в Учкызылском 930, а в устье р. Сурхандарьи достигает 1250 мг/л. Таким образом, от истоков до устья минерализация воды р. Сурхандарьи увеличивается в 10 раз (рис. 1).

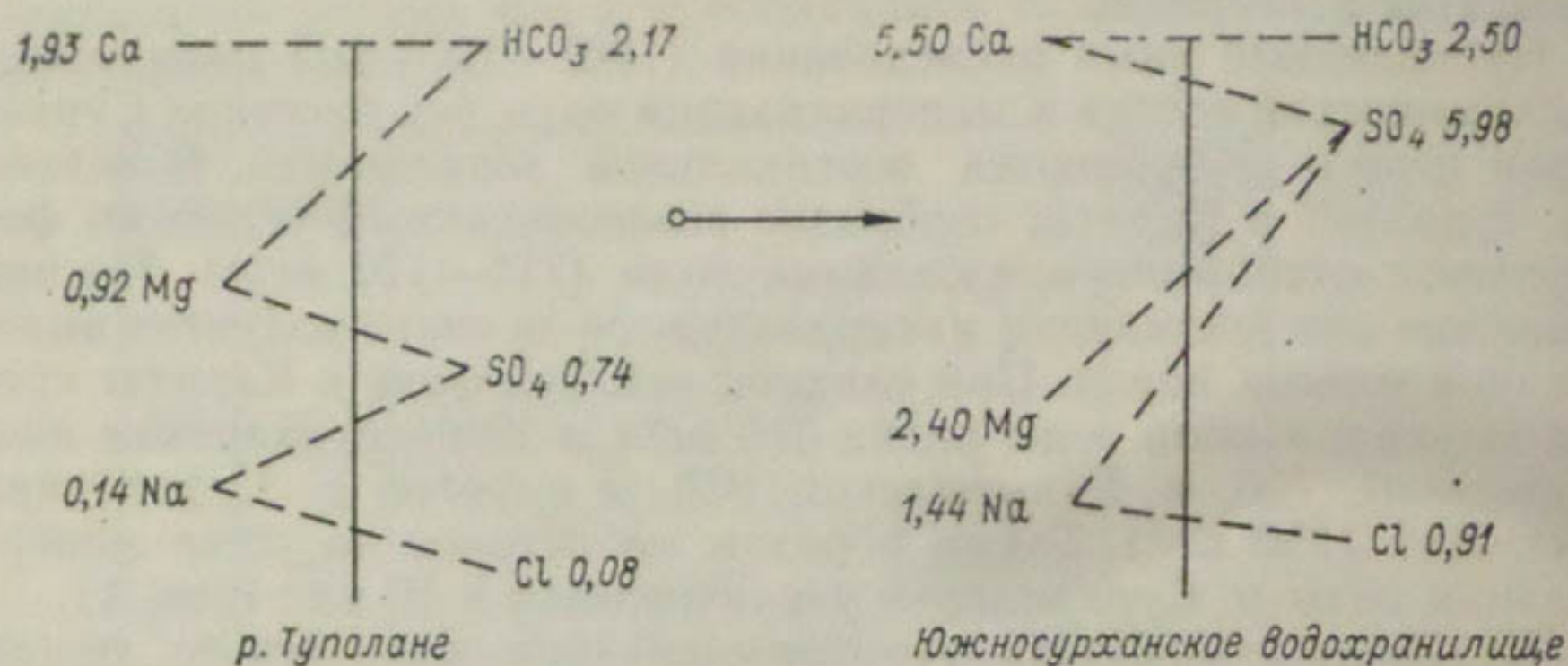
Необходимо отметить, что формирование химического состава воды рек исследуемого бассейна имеет стадийный характер. Первой стадией формирования являются атмосферные осадки, представляющие источник первоначального появления главных ионов в речной воде. Вторая стадия — это контакт атмосферных осадков с горными породами — продуктами их выветривания. Наряду с физическим выветриванием атмосферная двуокись углерода и кислород (химическое выветривание) способствуют выщелачиванию труднорастворимых кристаллических пород. В результате этих процессов вода несколько обогащается растворимыми солями. Третья стадия включает влияние различных притоков, химический состав которых формируется в других природных условиях. Четвертая стадия обусловлена движением воды от высокогорья к низовью, где проявляется доминирующее значение осадочных пород. Кроме описанного, необходимо отметить, что химический состав вод суши зависит от степени промытости контактирующих пород и почво-грунтов. Согласно закону растворимости солей сначала выщелачиваются легкорастворимые хлориды, затем сульфаты и карбонаты. Сказанное хорошо подтверждается при изучении генезиса исследуемых вод.

Для суждения о генезисе вод мы применили принципы геохимической классификации природных вод, разработанные В. М. Левченко [1, 2, 3], которая позволяет производить количественный учет соотношений между концентрациями главных ионов (в мг-экв/л), представляющих химический состав практически всех природных вод.

Результаты химического анализа вод рек Туполанг, Каратаг и верховьев р. Сурхандарьи показали, что их воды относятся к гидрокарбонатно-сульфатному классу.

По мере продвижения к Южносурханскому водохранилищу эти воды метаморфизуются и в самом водохранилище они становятся сульфатными.

При этом происходит глубокое изменение ионного состава воды. Коэффициент метаморфизации гидрокарбонатно-сульфатных речных вод $\left(K_{II} \frac{MgSO_4}{Mg^{2+}}\right)$ равен 74%, а для среднего химического состава



Южносурханского водохранилища $\left(K_{II} \frac{CaSO_4}{Ca^{2+}}\right)$ он соответствует 55%. Рассмотрим изменения ионного состава воды по убывающей степени.

Ca(HCO ₃) ₂	1,93	→	CaSO ₄	3,05
MgSO ₄	0,68		Ca(HCO ₃) ₂	2,50
Mg(HCO ₃) ₂	0,24		MgSO ₄	2,40
NaCl	0,08		NaCl	0,91
Na ₂ SO ₄	0,06		Na ₂ SO ₄	0,98
р. Туополанг			Южносурханское водохранилище	

Из приведенных данных необходимо заключить, что в результате метаморфизации в воде Южносурханского водохранилища важную роль приобретают появившиеся сульфаты кальция. Роль гидрокарбонатов кальция отодвигается на второе место. При этом имеющийся в составе речных вод Mg(HCO₃)₂ в воде водохранилища вовсе исчезает.

Происходящая метаморфизация в составе воды данного водохранилища обусловлена влиянием сульфатного засоления его ложа, выклинивающихся грунтовых и составом сбросных коллекторно-дренажных вод. На более низких абсолютных высотах вода р. Сурхандарьи и Учкызылского водохранилища становится более минерализованной. При этом ионный состав воды претерпевает дальнейшую метаморфизацию, сохраняя сульфатный класс.

Так, в воде Учкызылского водохранилища наблюдается следующий порядок распределения солевого состава:

$MgCO_3$	3,40;
$CaSO_4$	3,00;
$Ca(HCO_3)_2$	2,90;
$NaCl$	1,60;
Na_2SO_4	1,11

Отметим, что в воде Учкызылского водохранилища и в устье р. Сурхандарьи главную роль приобретают сульфаты магния и кальция, а меньшую — гидрокарбонаты кальция.

Таким образом, формирование химического состава воды рек и водохранилищ рассматриваемого бассейна зависит от совокупности природных факторов и влияния хозяйственной деятельности человека.

Выводы

1. Химический состав воды горных рек Туполанг и Каратаг формируется под влиянием атмосферных осадков и контактирующих кристаллических пород. Эти воды относятся к гидрокарбонатно-сульфатному классу.

2. На формирование химического состава воды р. Сурхандарьи в долинной части оказывают влияние почво-грунты, грунтовые и сбросные коллекторно-дренажные воды. В результате вода реки, Южносурханского и Учкызылского водохранилищ переходит в сульфатный класс.

3. Под влиянием природных условий и хозяйственной деятельности человека химический состав рек и водохранилищ бассейна р. Сурхандарьи метаморфизуется. При этом от истока до устья минерализация воды увеличивается в 10 раз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левченко В. М. Гидрохимическая классификация минеральных вод. — «Тр. лаборатории гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского. 1948, т. 3, с. 99—103.
2. Левченко В. М. Классификация некоторых минеральных вод южной Киргизии по химическому составу. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, сер. естеств. и тех. наук, т. 2, вып. 3, 1960.
3. Левченко В. М., Ешимбаев Д. Классификация воды низовьев и дельты Амударьи по химическому составу. «Гидрохимические материалы», 1969, т. 51, с. 13—16.
4. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 446—455.

АКТИНОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АРНАСАЙСКИХ ОЗЕРАХ

При проведении исследований компонентов водно-солевого и теплового баланса Арнасайских озер в 1973—1974 гг. был организован комплекс актинометрических и теплобалансовых наблюдений над различными подстилающими поверхностями для определения основных количественных соотношений в закономерностях формирования теплового баланса водной поверхности и прилегающей суши. Наблюдения были организованы на береговой актинометрической станции и нескольких эпизодически действующих постах на акватории водоема. В прибрежной зоне оз. Тузкане, входящего в Арнасайскую озерную систему, на свайном посту, вынесенном на глубину 2,5 м, наряду с метеорологическими наблюдениями проводились измерения радиационного баланса, суммарной, рассеянной и отраженной коротковолновой радиации, измерения проникающей в водную массу солнечной радиации и радиационных характеристик, свойственных центральным глубоководным плесам.

Как отмечает целый ряд авторов [1, 2, 4], качество исходных материалов, полученных на небольших плавучих установках, не всегда отвечает требованиям, предъявляемым к актинометрическим наблюдениям на берегу. Поэтому в статье рассмотрены характеристики, режим которых по акватории водоема и прилегающей суше отличается намного больше, чем возможные ошибки измерений, и в силу особенностей режима водоема они не могут в полной мере быть охарактеризованы наблюдениями по береговым актинометрическим станциям. Отношение отраженной от водной поверхности коротковолновой радиации к поступающей значительно меняется в зависимости от состояния водной массы: ее прозрачности, цветности, волнения и характеристик солнечной радиации, таких как высота Солнца и соотношение прямой и рассеянной радиации.

В мелководных бессточных Арнасайских озерах, расположенных на границе с пустыней Кызылкум, отмечается большое разнообразие гидрометеорологических условий, влияющих на режим отраженной радиации. Осредненные по съемкам 1973—1974 гг. вели-

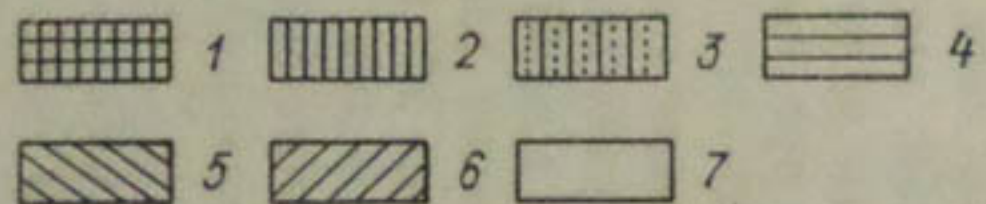
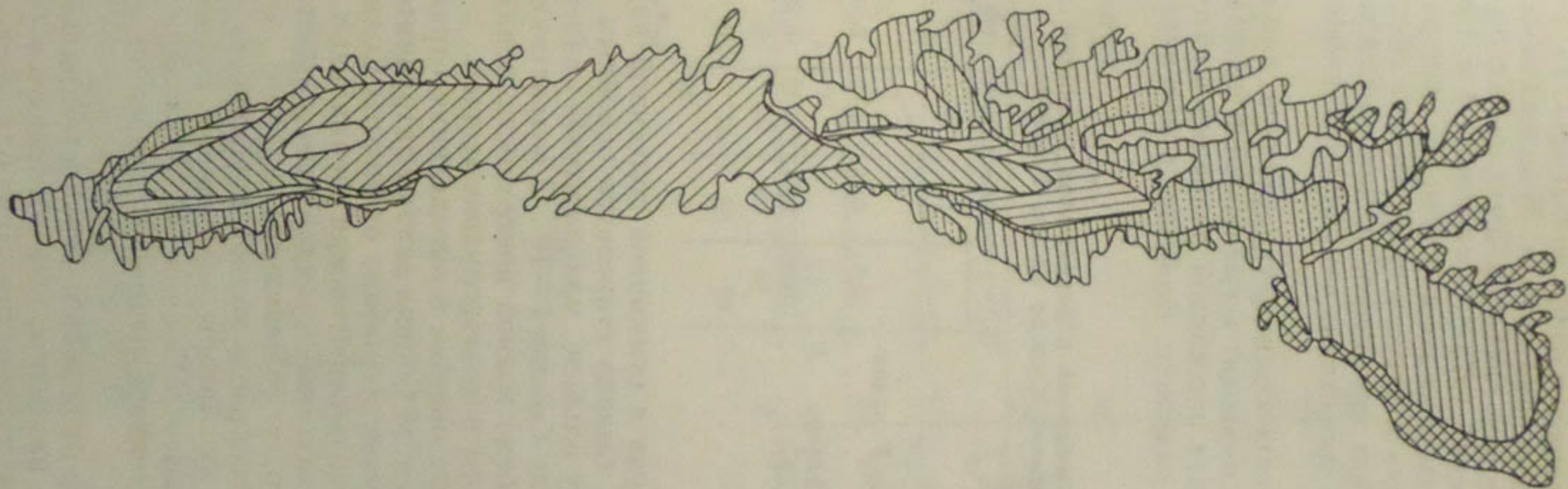


Рис. 1. Прозрачность озер Айдар и Тузкане (осредненные величины за 1973—1974 гг.).
 1 — до 1 м; 2 — до 2 м; 3 — до 3 м; 4 — до 4 м; 5 — до 5 м; 6 — до 6 м; 7 — до 7 м.

чины прозрачности воды изменяются от 0,5 до 5 м (рис. 1) в основном в соответствии с распределением глубин. Максимальная величина прозрачности, измеренная в глубоководном западном плесе оз. Айдар в штилевые дни весной 1973 г., составляла 8 м. Наибольшая прозрачность воды отмечается в конце зимы. По мере развития массовых форм фитопланктона к августу прозрачность постепенно понижается. Плавное изменение прозрачности нарушается частыми штормами, во время которых происходит взмучивание донных осадков.

Несмотря на большую высоту Солнца, характерную для южных широт, частые пыльные бури приводят к уменьшению прозрачности атмосферы и возрастанию доли рассеянной радиации в суммарной коротковолновой солнечной радиации, особенно в вечерние сроки (табл. 1).

Таблица 1

Средние значения суммарной и рассеянной радиации при различных высотах Солнца на оз. Тузкане

Элемент	Высота Солнца, град.				
	5	15	40	50	65
Интенсивность суммарной солнечной радиации Q , кал·см ² /мин	0,03	0,28	0,73	0,98	1,19
Интенсивность рассеянной радиации P кал·см ² /мин	0,06	0,11	0,20	0,20	0,23
$\frac{P}{Q} \cdot 100$ %	67	39	27	20	19

При безоблачном небе, когда в суммарной солнечной радиации преобладает прямая, высота Солнца становится основным фактором, определяющим величину альбедо, максимальное значение которого отмечается при высотах Солнца 7—10°. С возрастанием высоты Солнца до 30—40° альбедо водной поверхности понижается, принимая наименьшие значения в околополуденные часы.

Большие инструментальные ошибки в определении отраженной радиации в сроки с малой высотой Солнца делают затруднительным надежное определение зависимости альбедо от высоты Солнца при углах солнца меньше 20° и требуют постановки специальных наблюдений [2]. Наблюдения, проводимые стандартным пирометром системы Ю. Д. Янишевского, в большинстве случаев отмечали уменьшение отражающей способности водной поверхности при углах Солнца меньше 7° (рис. 2). Авторы, отмечавшие аналогичный ход зависимости альбедо от высоты Солнца [4], объясняли это явление возрастанием доли рассеянной радиации в утренние и вечерние часы.

Закономерности отражения от водной поверхности прямой и рассеянной солнечной радиации различны, чем объясняются большие различия альбедо в ясные и пасмурные дни. При облачности 10 баллов альбедо водной поверхности в дневные часы приближается

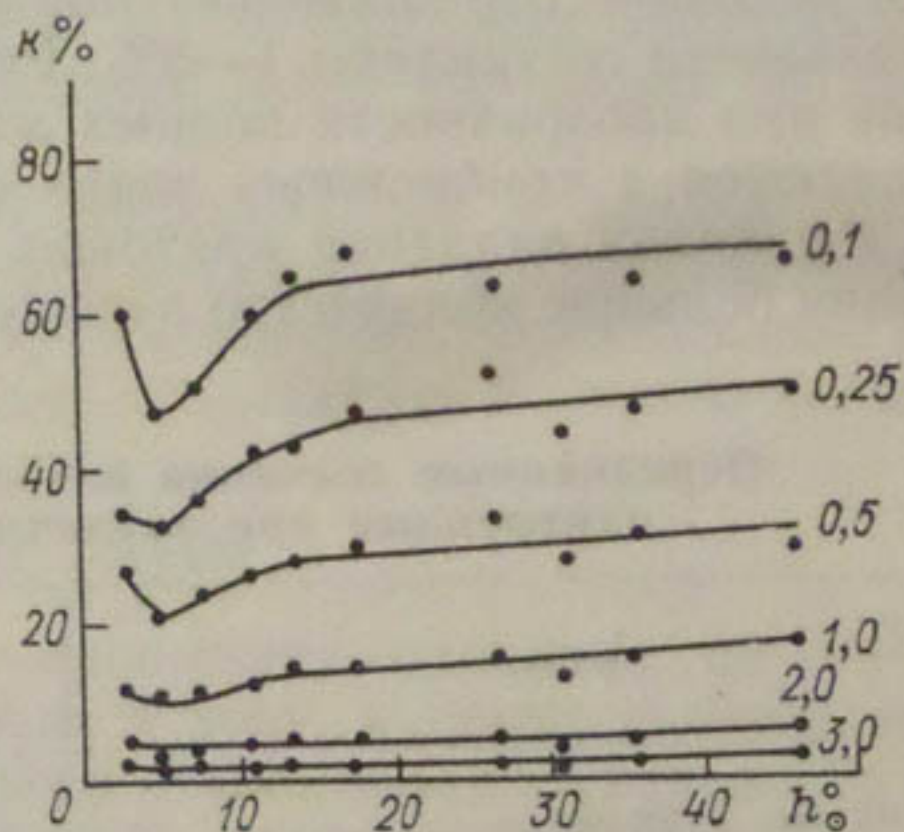
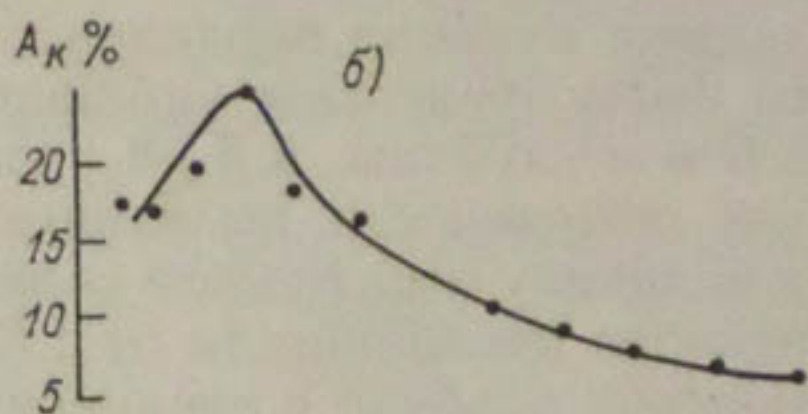
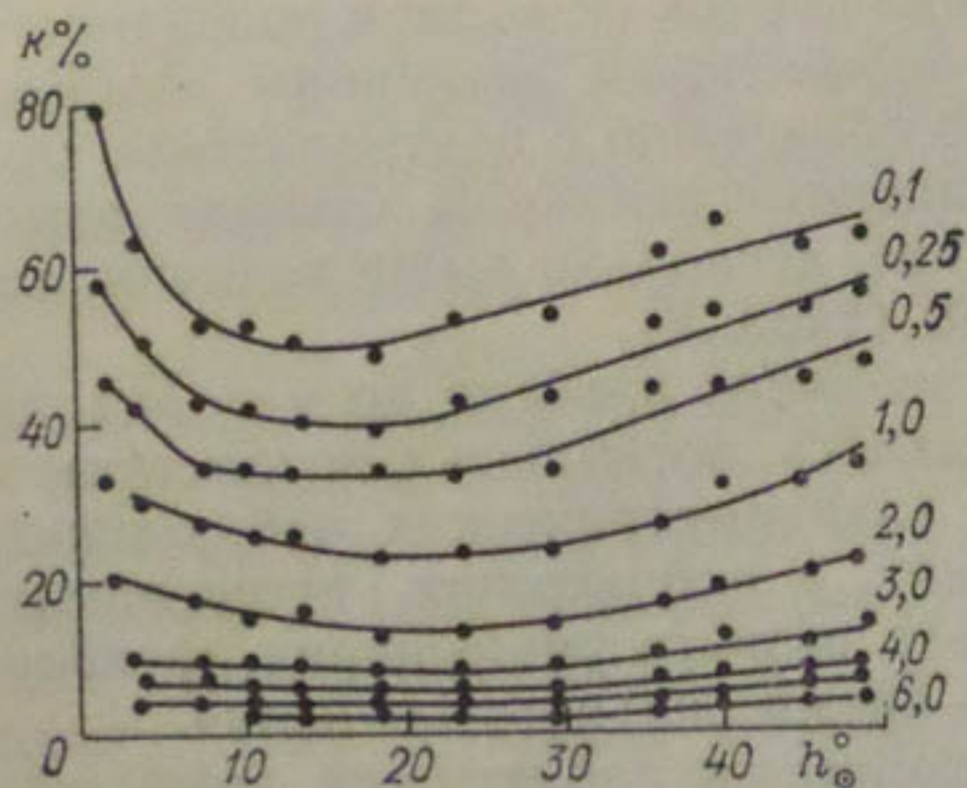
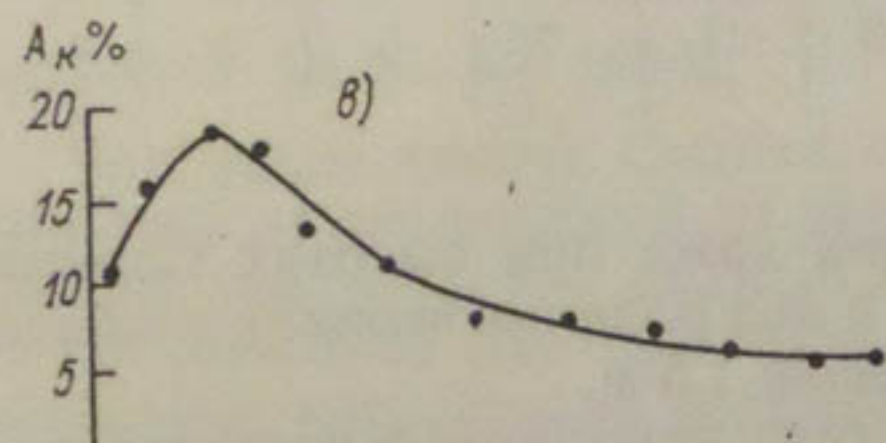
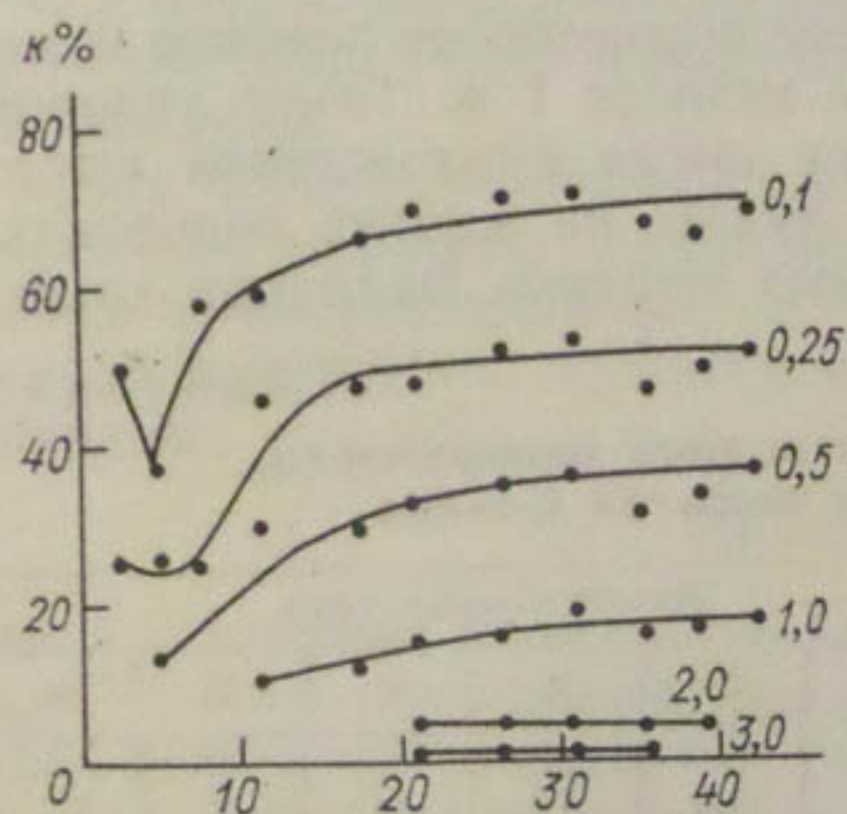
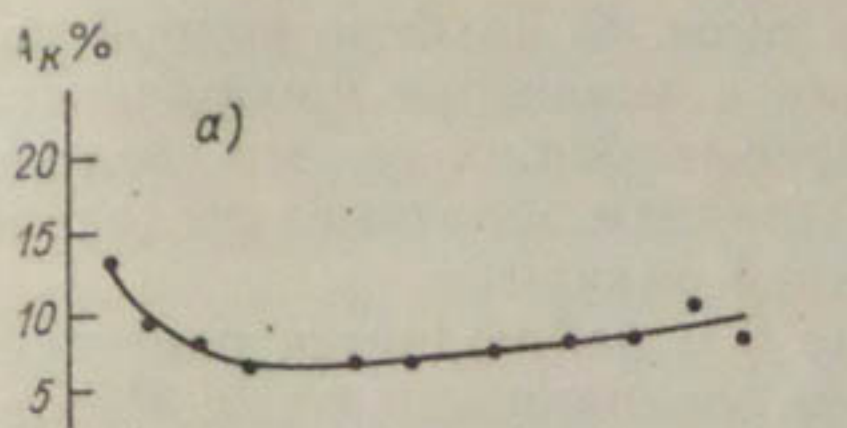


Рис. 2. Зависимость альбедо и коэффициента пропускания от высоты Солнца.

a — облачность 10 баллов, прозрачность 1 м; *б* — облачность 0, прозрачность 1 м; *в* — облачность 0, прозрачность 5 м.

к 10%, тогда как в безоблачные дни при тех же значениях прозрачности, цветности, волнения альбеде составляет всего 4—6%. В утренние и вечерние сроки величина альбеде в пасмурные дни несколько ниже, чем в ясные.

Для оценки влияния прозрачности воды на альбеде водной поверхности были проведены наблюдения в диапазоне прозрачности от 0,4 до 6 м и глубины, в 5—8 раз превышающих ее, что сводило к минимуму погрешности, вызванные влиянием обратного рассеяния от дна на величину отраженной солнечной радиации.

В диапазоне прозрачности от 1,5 до 6 м наблюдается постепенное уменьшение альбеде с увеличением прозрачности воды. Различия в величине отражающей способности для крайних значений прозрачности составляют 1—2%. Резкое возрастание альбеде отмечается при прозрачности водных масс меньше 1 м. Такие условия встречаются в прибрежных зонах озер после прохождения штормов, в районах впадения притоков, а также на многих водотоках, несущих большое количество взвешенных веществ. Величина альбе-

Таблица 2

Осредненные значения альбеде водной поверхности,
измеренные при различных высотах Солнца

Район	Высота Солнца, град.					
	10	20	30	40	50	60
Пост на оз. Тузкане	30	15	12	9	8	8
Центральный плес на оз. Айдар	20	11	7	5	5	4

де водной поверхности в этих районах даже при высотах Солнца 40—65° не опускается ниже 10%, т. е. в два раза превышает альбеде водных масс, прозрачность которых выше 1,5 м.

Увеличение мутности воды и влияние дополнительного рассеяния от дна водоема на величину отраженной от водной поверхности солнечной радиации приводит к повышенным значениям альбеде, измеренным в прибрежной зоне по сравнению с центральными глубоководными плесами озер. Осредненные величины альбеде, измеренные на озерном посту оз. Тузкане, несколько выше величин, характерных для глубоководной зоны (табл. 2).

Оценить влияние волнения на величину альбеде по материалам экспедиционных наблюдений не удалось, поскольку с возрастанием волнения увеличиваются ошибки актинометрических наблюдений, выполненных на плавучих станциях, а наблюдения, проведенные с мостков, не репрезентативны из-за резкого уменьшения прозрачности воды в прибрежной зоне во время сильного волнения.

Метеорологические и актинометрические наблюдения, выполненные в 1973—1974 гг., показывают, что в летний период на Арнасайских озерах формируются условия, благоприятные поглощению основной части суммарной солнечной радиации водной массы. Пре-

обладание ясных штилевых дней привело к тому, что средняя месячная величина альбедо водной поверхности в июле 1973 г., когда проводились регулярные наблюдения, составила чуть больше 6%. Остальные 94% суммарной солнечной радиации поглотились в поверхностном слое воды, толщиной 3—7 м. На величину проникающей солнечной радиации, так же как и на альбедо, основное влияние оказывают высота Солнца, соотношение прямой и рассеянной радиации, прозрачность, цветность и волнение.

Измерения суммарной солнечной радиации на различных глубинах в Арнасайских озерах проводились стандартным пиранометром Янишевского в герметичном кожухе с плоским стеклом. Наблюдениями были охвачены глубины от 0,1 до 6 м (через каждые 0,5 м) в диапазонах прозрачности воды от 0,1 до 5 м и при различных сочетаниях облачности и высоты Солнца. Всего выполнено 160 серий наблюдений.

Для получения характеристик проникающей в водную толщу солнечной радиации использовалась величина коэффициента ослабления α , рассчитывавшегося в предположении, что убывание солнечной радиации с глубиной можно представить экспоненциальным законом

$$Q_z = Q(1 - A) e^{\alpha z},$$

где z — глубина измерения, Q_z — солнечная радиация по глубине z , $Q(1 - A)$ — радиация, входящая в воду, а также величиной коэффициента пропускания k , равного отношению интенсивности солнечной радиации на данной глубине Q_z к приходящей на водную поверхность Q : $k = \frac{Q_z}{Q} 100\%$.

Чем выше высота Солнца, тем меньший путь проходят солнечные лучи от поверхности до данной глубины. С увеличением высоты Солнца уменьшается альбедо водной поверхности и возрастает доля поглощенной коротковолновой радиации. Этим объясняется значительное возрастание коэффициента пропускания с ростом высоты Солнца.

Изменение коэффициента пропускания в зависимости от высоты Солнца для поверхностных слоев воды обратного хода альбедо (рис. 2). Отмечавшиеся аномалии хода альбедо при малых углах Солнца повторяются в изменениях коэффициента пропускания. Для сроков наблюдений с высотами Солнца больше 10—12° с увеличением высоты Солнца наблюдается постепенное возрастание отношения проникающей солнечной радиации к приходящей.

В Арнасайских озерах в зависимости от условий прозрачности водных масс хорошая согласованность коэффициента пропускания с высотой Солнца прослеживается только до глубины 3—6 м. Чем выше прозрачность воды, тем до больших глубин прослеживается влияние высоты Солнца на изменение коэффициента пропускания.

В глубокие слои воды, где уже не прослеживается изменение коэффициента пропускания с высотой Солнца, поступает всего 1—5% приходящей на водную поверхность суммарной солнечной

радиации. Основная часть энергии поглощается верхним метровым слоем воды. С увеличением глубины ослабевает интенсивность и уменьшается амплитуда суточного хода проникающей солнечной радиации (рис. 3). Плавный ход интенсивности солнечной радиации может нарушаться облачностью и волнением.

В пасмурные дни, когда в суммарной солнечной радиации возрастает доля рассеянной, отношение интенсивности радиации на данной глубине к приходящей на водную поверхность выше, чем в ясные дни. С глубиной эти различия увеличиваются. Так, при высоте Солнца 20° и прозрачности воды 5 м коэффициент пропускания, характерный для ясных и облачных дней, отличается на 15% на глубине 1 м, а на глубине 6 м уже в два раза.

Прозрачность водной массы — один из основных факторов, влияющих на проникновение солнечной радиации в глубокие слои во-

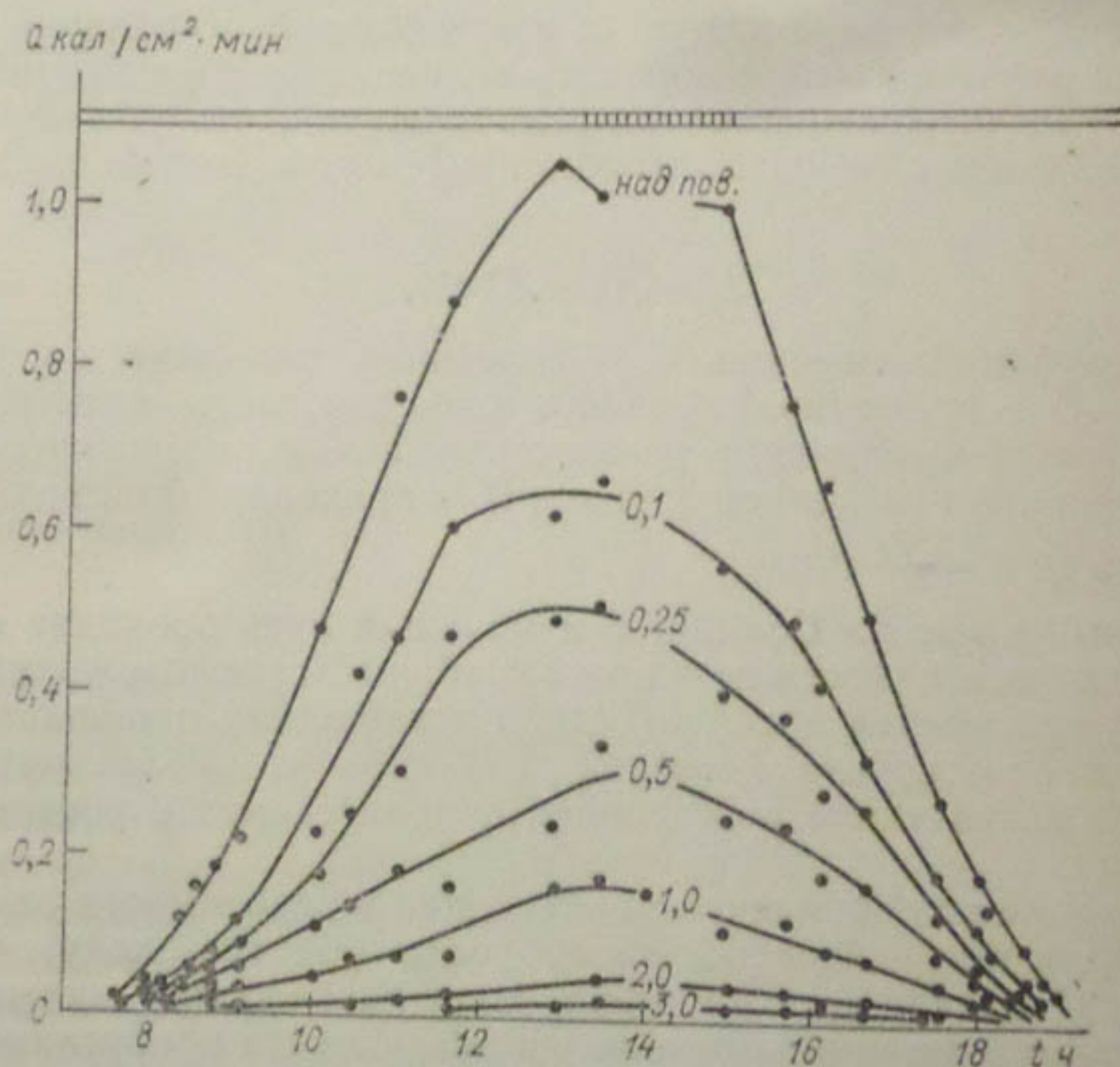


Рис. 3. Суточный ход приходящей и проникающей радиаций. Озеро Тузкане, 1/IX — 1974 г., прозрачность 1 м, облачность 0.

ды. С увеличением прозрачности растет величина поглощенной радиации, возрастает мощность теплоактивного слоя и глубина, на которой происходит полное рассеяние солнечных лучей.

Если за теплоактивный слой принять столб воды, на нижней границе которого интенсивность солнечной радиации составляет 1% приходящей [4], то на Арнасайских озерах, где практически от-

сутствуют гуминные вещества, во всем диапазоне наблюдаемой прозрачности воды, мощность теплоактивного слоя равнялась примерно удвоенной глубине исчезновения белого диска.

Интенсивность проникновения с глубиной проникающей солнечной радиации во многом определяется прозрачностью воды. Чем меньше прозрачность, тем больший процент поступающей радиации поглощается верхним слоем воды. Интенсивность проходящей на

Таблица 3

Изменение коэффициента ослабления α , коэффициента пропускания k в водных массах различной прозрачности. Высота Солнца 24—25°

	Прозрачность, м					
	0,6	1	2	3	4	5
Коэффициент пропускания на различных глубинах						
0,1	54,1	42,4	43,9	65,0	68,3	79,0
0,25	33,5	28,0	37,8	54,9	57,0	66,0
0,5	18,6	16,2	29,5	41,9	45,6	53,0
1	7,9	6,8	15,5	27,8	33,0	11,0
2	1,7	2,5	6,8	14,6	19,6	26,0
3	0,8	1,8	2,7	8,1	11,7	18,0
4	0,3	0,3	1,1	4,9	7,8	12,4
5	0,2	0,2	0,3	2,6	5,1	9
Коэффициент ослабления по слоям						
0—0,1	2,64	3,73	3,57	1,87	1,65	1,04
0,1—0,25	1,44	1,21	0,43	0,49	0,52	0,51
0,25—0,5	0,99	0,95	0,43	0,47	0,38	0,39
0,5—1,0	0,73	0,75	0,56	0,36	0,28	0,22
1,0—2,0	0,65	0,44	0,35	0,28	0,23	0,19
2,0—3,0	0,30	0,14	0,40	0,26	0,22	0,17
3,0—4,0	0,40	0,18	0,38	0,22	0,17	0,16
4,0—5,0	0,30	0,12	0,54	0,27	0,18	0,12
5,0—6,0					0,30	0,10

данную глубину солнечной радиации при различной прозрачности водных масс может отличаться на десятки процентов (табл. 3).

Различия в глубине прозрачности и термическом режиме отдельных водоемов Арнасайской озерной системы сказываются не только на особенностях режима проникающей в водную массу солнечной радиации и величине альбедо водной поверхности, но и на радиационном балансе.

Для всего деятельного слоя водной массы озер, в котором по-

глощается длинноволновое и коротковолновое излучение, радиационный баланс определяется уравнением

$$B = Q(1 - A) + E,$$

где B — радиационный баланс, Q — суммарная радиация, A — альбедо водной поверхности, E — эффективное излучение.

Различия в величинах радиационного баланса отдельных водоемов намного меньше изменчивости баланса над различными подстилающими поверхностями суши [2], а все еще недостаточное количество натурных наблюдений за составляющими радиационного баланса над водной поверхностью предопределяет использование во

Таблица 4

Месячные суммы радиационного баланса (ккал/см²·мес)
оз. Тузкане за 1973 г.

Характеристика	V	VI	VII	VIII	IX
$B'_{\text{суша}}$	8,6	8,4	7,9	5,9	4,1
$B_{\text{водоем}}$	8,4	14,1	14,2	11,4	7,4
$B_{\text{расч}}$	8,7	14,2	14,3	11,6	7,6
B/B'	0,98	1,68	1,80	1,93	1,80

многих случаях расчетных значений радиационного баланса, полученных по материалам наблюдений на береговой актинометрической площадке.

Непосредственные измерения радиационного баланса, выполненные над водной поверхностью оз. Тузкане и на береговой метеорологической станции, позволили сравнить величины радиационного баланса над водоемом и сушей.

Расчет радиационного баланса оз. Тузкане по суммарному радиационному балансу на суше и наблюдаемым величинам альбедо подстилающих поверхностей и температурам воды и почвы [2] показал неплохую сходимость с натурными данными (табл. 4).

Амплитуда годового хода радиационного баланса над водоемом больше, чем над сушей. Наибольшие различия в средних месячных величинах радиационного баланса над водоемом и сушей отмечаются в теплое время года. Отношение наблюдаемых величин радиационного баланса над водной поверхностью оз. Тузкане и прилегающей сушей достигает в июле — августе 1,9 (табл. 4). Такие большие различия, по-видимому, характерны для южных водоемов относительно большого размера [3], где температура поверхности воды и почвы может отличаться на 10—15°, а альбедо подстилающих поверхностей в 5—6 раз.

В суточном ходе радиационного баланса наибольшие различия отмечаются в околополуденные часы, когда радиационный баланс над водоемом на 0,4 ккал/см²·мин выше, чем на берегу.

Количество приходящей солнечной радиации определяет величину радиационного баланса подстилающей поверхности. Из полученных зависимостей средних декадных величин суммарной радиации

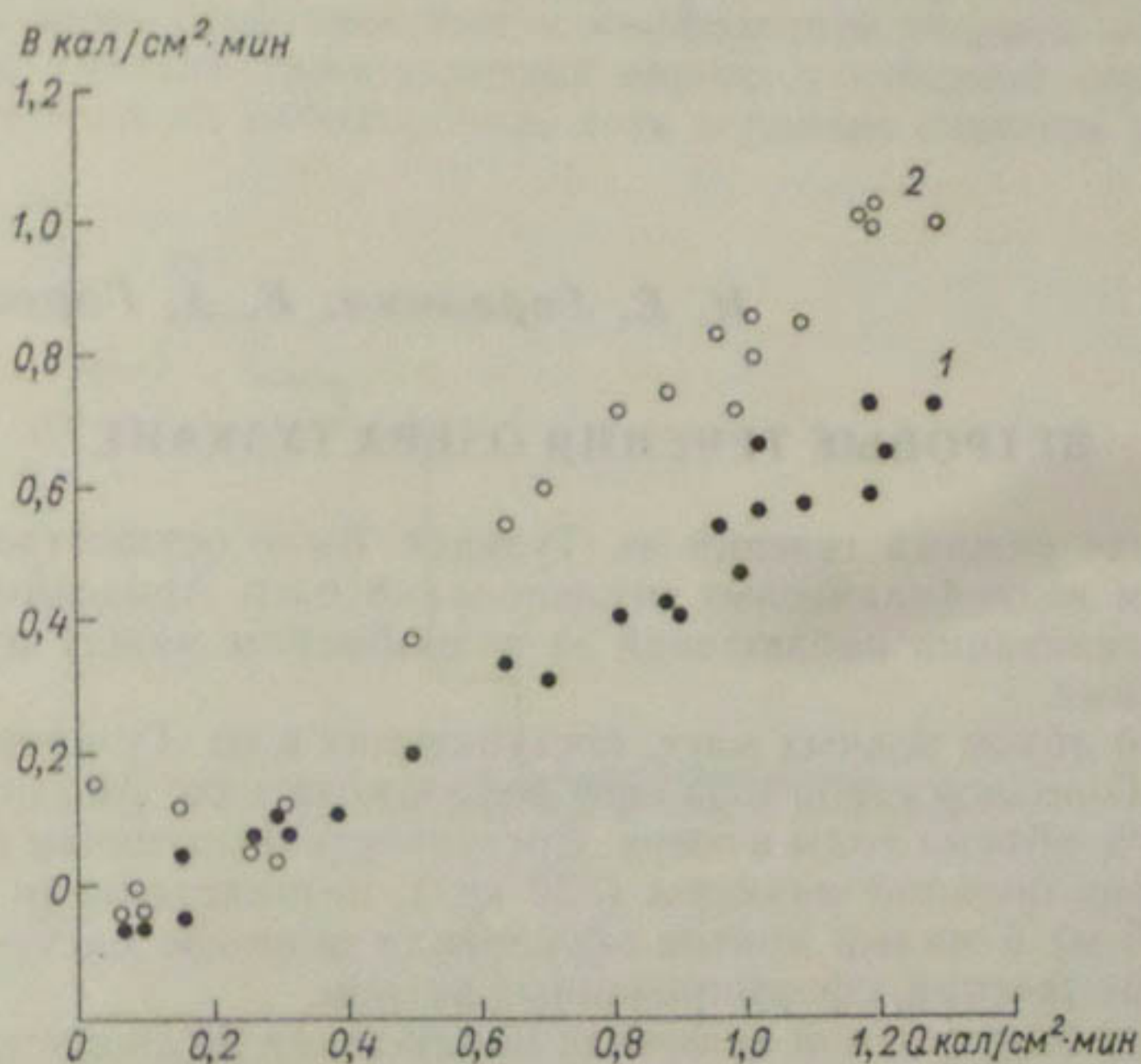


Рис. 4. Зависимость радиационного баланса от суммарной радиации.

1 — на суше, 2 — на воде.

и радиационного баланса в различные сроки (рис. 4) следует, что при средних погодных условиях альбедо водоема равно 6%, а эффективное излучение 0,14 кал/см²·мин, для суши соответственно 34% и 0,1 кал/см²·мин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довчий Т. Н. Проникновение солнечной энергии в воду на Байкале.— В сб.: Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 353—357.
2. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л., Гидрометеиздат, 1970. 252 с.
3. Милькис Б. Е., Саатов М. С. Радиационный баланс Каттакурганского водохранилища.— «Вопросы гидротехники», 1962, вып. 6, АН УзССР, Ташкент, 1962.
4. Мокиевский К. А. Проникновение лучистой энергии солнца.— В сб.: Тепловой режим Ладожского озера. Изд. ЛГУ, 1968, с. 73—100.

ВЕТРОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ ОЗЕРА ТУЗКАНЕ

Изучение режима течений оз. Тузкане было осуществлено при проведении воднобалансовых исследований озер Арнасайской системы и организации наблюдений за водообменом между отдельными водоемами.

Годовой объем водных масс, поступающих в оз. Тузкане по коллекторам Голодной степи и за счет водообмена с оз. Айдар, не превышает 18% объема воды в озере. Доступность воздушным потокам, относительно большие размеры (330 км²), незначительная средняя глубина (5 м) и малый приток обусловили широкое распространение на озере течений, сформированных ветром.

Исследования течений включали наблюдения за скоростью и направлением поверхностных и глубинных течений, распределением скоростей течений по акватории водоема, как в периоды становления и затухания, так и при стационарном состоянии поля ветрового течения.

Измерения течений выполнялись поверхностными и глубинными поплавками, измерителями течений ГР-42 и самописцами течений системы Ю. К. Алексеева. При работах на озере учитывались требования, предъявляемые к конструкции поплавков и методом регистрации скорости и направления течений, а также параметров ветровой деятельности [1].

Результаты одновременного измерения течений поплавками и измерителем течений ГР-42 показывают, что отклонения в измеренных скоростях течений в редких случаях превышают ± 3 см/с, а в 84% случаев меньше ± 2 см/с.

Самописцы течений БПВ и БПР-2р в режиме работы автономных станций не нашли широкого применения. Эпизодические постановки буйковых станций в центральном плесе озера показали, что измерение течений в мелководных озерах при невозможности значительного затопления буя осложняется сильным волнением, приводящим к выходу из строя вертушки.

Все результаты и обобщения, содержащиеся в данной статье, основаны на наблюдениях за скоростным полем водоема при скоростях ветра, не превышающих 10 м/с.

Общий анализ наблюдений показывает, что водные массы оз. Тузкане никогда не находятся в состоянии покоя. Течения в водоеме определяются многообразным комплексом условий и в первую очередь особенностями ветрового режима, термическими и гидрохимическими особенностями и морфологией озерной котловины.

На оз. Тузкане даже в летний период устойчивой термической стратификации не наблюдается, хотя в редкие периоды штилевых

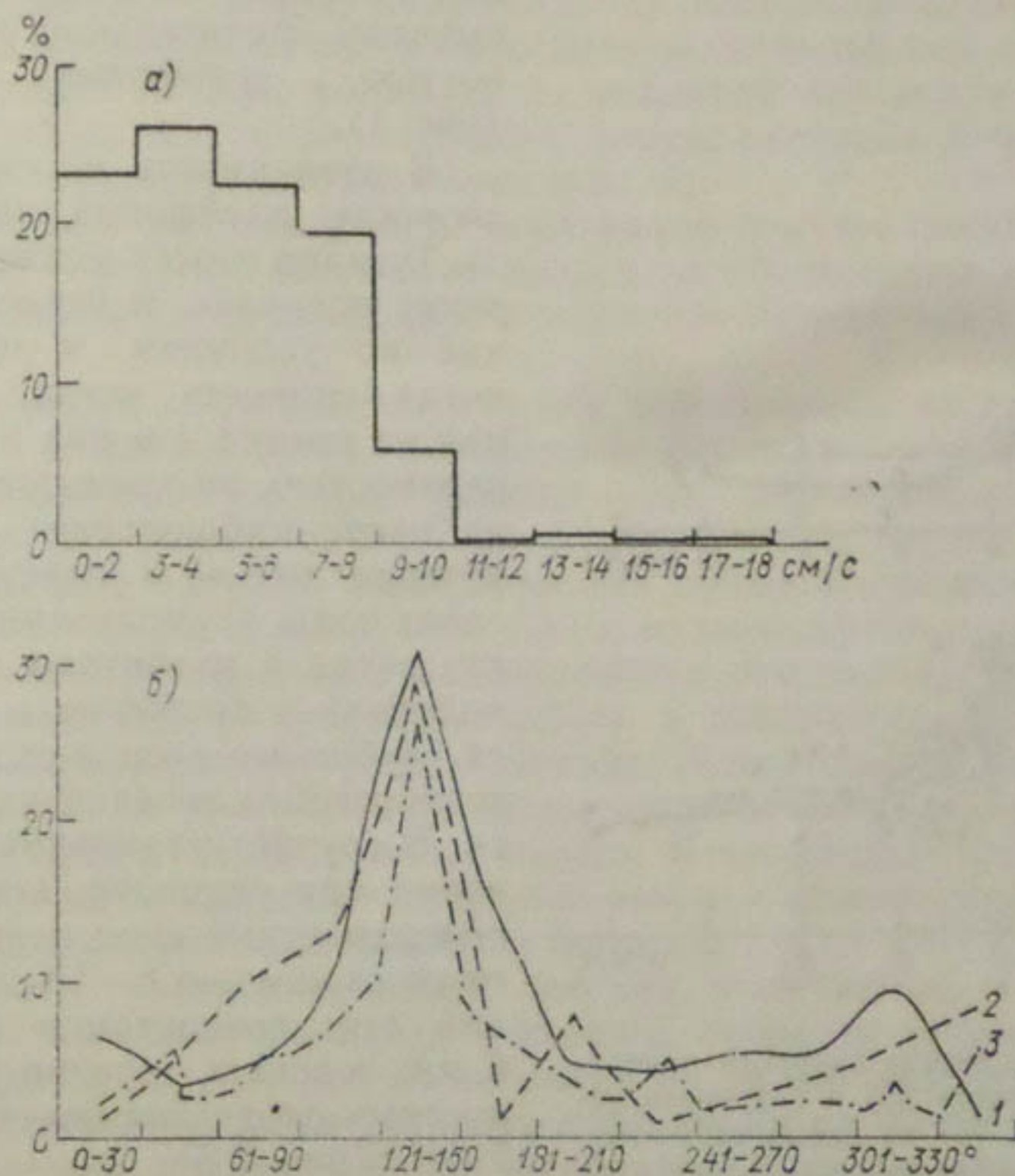


Рис. 1. Повторяемость скорости (а) и направления измеренных течений (б) в процентах от общего числа измерений (1200).

1 — повторяемость направления поверхностных течений, 2 — повторяемость измеренных направлений ветра, 3 — осредненная повторяемость ветров на м. е. Тузкане.

дней перепад температур поверхностных и придонных слоев воды достигает 4—5°. Минерализация воды в различных плесах озера не одинакова и отличается на 1—3 г/л при среднем значении в 1974 г. 8 г/л. Различия в минерализации наряду с неоднородностью по акватории озера температуры воды могут приводить к формированию плотностных течений, но основной вид течений, приводящий к значительным перемещениям водных масс оз. Тузкане, — это ветровые течения.

Однотипный ход повторяемости всех измеренных направлений скоростей ветра и течений со средней повторяемостью ветра, регулярно измеряемого на береговой метеорологической станции, показывает, что несмотря на дискретность измерений скорости и направления течений в озере, полученные результаты характеризуют условия, наиболее часто встречающиеся на водоеме. Небольшие отклонения в обеспеченности мгновенных направлений ветра и течений вызваны значительной инерционностью дрейфовых течений (рис. 1).

В зависимости от силы ветра скорость дрейфовых течений на оз. Тузкане может меняться в широких пределах. В периоды, близкие по условиям к штилевым, когда скорость ветра, измеренная на высоте 2 м над водной поверхностью, не превышает 2 м/с, на озере наблюдается заметное течение только в поверхностных слоях воды. С увеличением скорости ветра и развитием ветрового волнения в движение вовлекаются глубинные слои и скорость поверхностного течения уменьшается. В случае установившегося течения при скорости ветра 2 м/с поверхностные слои перемещаются со скоростью 8—10 см/с, тогда как при возрастании ветра до 6 м/с скорость течения в поверхностных слоях понижается до 5—7 см/с (рис. 2 б).

Одним из наиболее часто употребляемых показателей, характеризующих ветровые течения, является ветровой коэффициент [3], определяемый из соотношения

$$k = \frac{c}{u} \cdot 100,$$

где c — скорость течения, м/с; u — скорость ветра, м/с; k — ветровой коэффициент.

Расчет ветровых коэффициентов, выполненный по результатам натурных измерений для случаев стационарного состояния потока, выявил довольно тесную зависимость величины k от скорости ветра. Так, при значении скорости ветра 4 м/с ветровой коэффициент равен 1,6. С увеличением скорости ветра до 8 м/с наблюдается уменьшение k до 1,0. Единичные измерения, выполненные при ско-

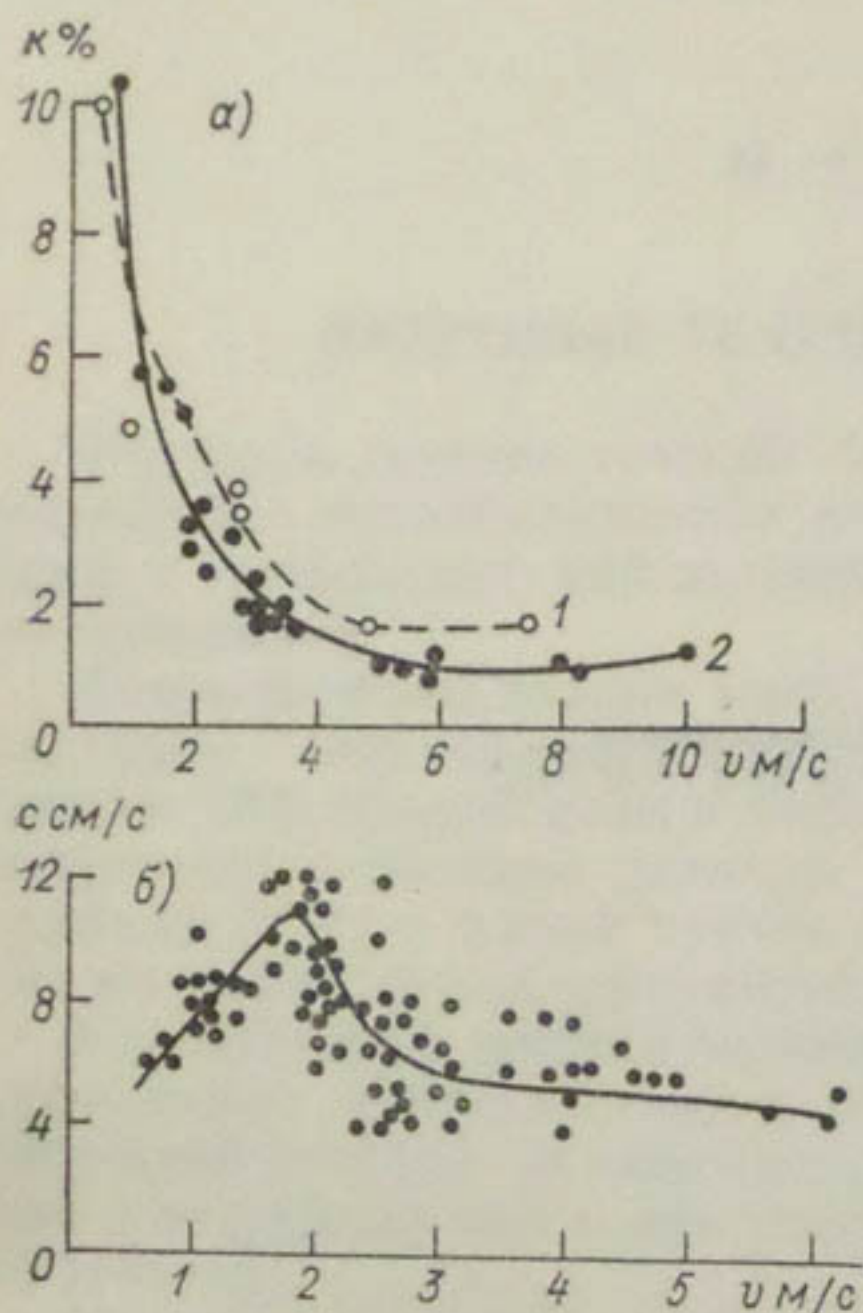


Рис. 2. Зависимость скорости поверхностного течения (б) и ветрового коэффициента (а) от скорости ветра. 1 — северо-западное направление ветра, 2 — юго-восточное направление ветра.

Рис. 2. Зависимость скорости поверхностного течения (б) и ветрового коэффициента (а) от скорости ветра.

ростях ветра 10 м/с, указывают на некоторое увеличение ветрового коэффициента до значений 1,2. На рис. 2 а представлена зависимость ветрового коэффициента от скорости ветра, полученная по материалам наблюдений по рейдовой вертикали, расположенной в 10 км от берега. Как следует из графика, при скоростях воздушного потока около 0,6 м/с величина ветрового коэффициента возрастает до 10.

На величину ветрового коэффициента оказывают влияние длина разгона и направление ветра относительно главной оси озера. Для юго-восточных ветров, имеющих до рейдовой вертикали большую длину разгона, чем северо-западные ветры, величина ветрового коэффициента была несколько выше (рис. 2).

Устойчивой закономерности отклонения вектора течений от направления обуславливающих их ветров не обнаружено, и для случаев устойчивых ветров среднее отклонение находилось в пределах $\pm 15^\circ$.

Наблюдения за скоростью течения, выполненные по длине озера вдоль оси действия ветра, показывают некоторое увеличение ветрового коэффициента при удалении от подветренного берега. В среднем для точек, находящихся в 5—6 км от берега, ветровой коэффициент в 1,5 раза выше, чем для пунктов наблюдений, расположенных на расстоянии 200—300 м от подветренного берега.

Для расчетов ветрового коэффициента использовались результаты наблюдений за скоростью ветра и поверхностного течения в условиях развитого ветрового течения. Значительные по скорости и устойчивые по направлению ветры создают нагон воды у наветренного и сгон у подветренного берега. В придонных слоях возникают течения, направленные против ветра и компенсирующие дефицит вод в районе подветренного берега.

Скорости компенсационных течений колеблются в пределах 1—5 см/с. Смена направлений и переход скорости течений через 0 происходит на глубине 0,4 м; несмотря на то что скорости компенсационных течений ниже скорости поверхностных слоев воды, придонные течения являются более устойчивыми, консервативными.

Любое изменение направления и скорости ветра вызывает соответствующее изменение характеристик водного потока. За время формирования нового поля течений принимается промежуток времени, разделяющий с начала изменений в режиме ветра до установления равновесия в системе ветер — течение [2].

Время формирования ветрового течения зависит от скорости и направления формирующего ветра и устойчивости предшествующего течения. Несовпадение направления ветра и течения приводит к развороту вектора течений.

Одной из косвенных характеристик, позволяющих определить степень влияния ветра на изменение поля течений, является интенсивность разворота вектора течений. Значения $\lambda = \frac{\Delta\alpha}{\Delta t}$, где $\Delta\alpha$ угол поворота, Δt — время между наблюдениями, подсчитанное по материалам непрерывных наблюдений суточных станций, для случаев

резкого изменения направления ветра, колеблется в широких пределах. Осредненные величины λ в диапазоне ветра 0—2; 3—4; 5—6 м/с показывают, что время формирования ветрового течения во многом определяется скоростью ветра, и при средних условиях, характерных для мелководного оз. Тузкане, время, необходимое для разворота вектора течений в поверхностных слоях на 180°, меняется от 2—3 ч при скорости ветра 5—6 м/с до 5 ч при ветре 1—2 м/с.

Компенсационные течения изменяются медленнее, и часто проследить их изменение невозможно из-за низкого порога чувствительности приборов. Устойчивые противотечения вновь сформировавшегося ветровому течению (по единичным замерам) формируются через 40—50 минут после установления в поверхностных слоях развитого ветрового течения, согласующегося с ветром.

При резком увеличении ветра дрейфовые течения еще некоторое время сохраняют свои характеристики.

В тех случаях, когда нам удавалось наблюдать подобные явления, отмечалось постепенное затухание и разворот поверхностного течения вправо. В течение 3 ч (наиболее длительный штиль, зафиксированный во время измерения течений) направление и скорость придонных слоев воды почти не менялись.

Ветровой режим над оз. Тузкане весьма изменчив, отсюда и непостоянство течений в озере. В период проведения наблюдений были зафиксированы установившиеся и неуставившиеся стоковые, дрейфовые и инерционные течения. Наблюдались даже течения, вызванные сейшевым колебанием уровня с периодом 2,5—3 ч и величиной скорости течений 2—5 см/с.

В районе оз. Тузкане преобладающими направлениями ветра все же являются западное и северо-западное. Этим объясняется, что в поверхностных слоях воды основной переток происходит в ВЮВ направлении, а в придонных слоях наиболее устойчивым следует считать компенсационные течения, направленные на ЗСЗ. Съёмки течений, проведенные при устойчивых ветрах западного и восточного направлений, отмечали относительную однородность поля течений в основной глубоководной зоне озера. В мелководной островной зоне в зависимости от конфигурации берега отмечалось или усиление или ослабление ветрового течения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Исследование течений в озерах и водохранилищах (практическое пособие). Л., Гидрометеониздат, 1972, 319 с.
2. Лаппо С. С. К оценке переходов становления течений.— «Тр. ГОИН», 1964, вып. 75, с. 58—65.
3. Судольский А. С. Ветровые течения на некоторых водоемах ограниченных размеров.— «Тр. ГГИ», 1969, вып. 169, с. 123—160.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ТЕМПЕРАТУРНОГО ОБМЕНА ВОД ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

Одной из основных черт уникальности озера Иссык-Куль является температурный режим водоема. И действительно, может показаться странным, что температура воды в озере, расположенном на высоте 1607,6 м над уровнем моря, почти всегда выше температуры воздуха над ним.

Проводимые в последние годы специальные исследования за горизонтальным и вертикальным распределением температуры воды помогли выяснить некоторые закономерности температурной циркуляции его вод. В результате этих исследований была установлена граница деятельного слоя для Иссык-Куля (толща воды, где наблюдаются динамические процессы, вызванные действием ветра), которая пролегает на глубине 100 м.

Ниже этой глубины водная масса находится в стационарном состоянии. Температура воды здесь меняется незначительно, только на $0,2^\circ$ (от 4 до $3,8^\circ$). Поэтому и изменения запасов тепла в толще от 100 до 650 м относительно верхнего слоя воды незначительны.

Теплозапасы озера рассчитывались по формуле

$$Q = Wtc\rho, \quad (1)$$

где W — объем водоема, t — температура воды, c — теплоемкость (кал/град·г), ρ — плотность воды (г/см³).

Теплозапасы оз. Иссык-Куль исчислялись с использованием графика распределения температуры по глубине [5], где на вертикальной шкале откладывались объемы и соответствующие им глубины, а на горизонтальной — численно равное температуре воды количество тепла в единичном объеме [1]. График строился на основании кривой объемов, относящейся к одной из трех выделенных зон глубин (участку озера). Теплозапас на данную дату определяется планиметрированием графика.

Подсчет теплозапасов показал, что общее количество тепла, накапливаемого озером к концу теплого периода, составляет 10×10^{13} т·кал тепла, а в зимний период расходуется порядка $2,5 \times$

$\times 10^{12}$ т·кал тепла, причем основные колебания теплозапасов отмечены в толще 0—100 м.

Расчетом плотности озерной воды установлено, что в Иссык-Куле можно условно выделить две отличные друг от друга водные массы от 0 до 100 м и от 100 м до дна. На рис. 1 представлен продольный профиль озера с двумя водными массами. Рассмотрим процесс обмена теплом между ними, так как здесь скрыт секрет температурного воздействия озера на климат Иссык-Кульской котловины. Для решения этого вопроса ограничимся физической моделью

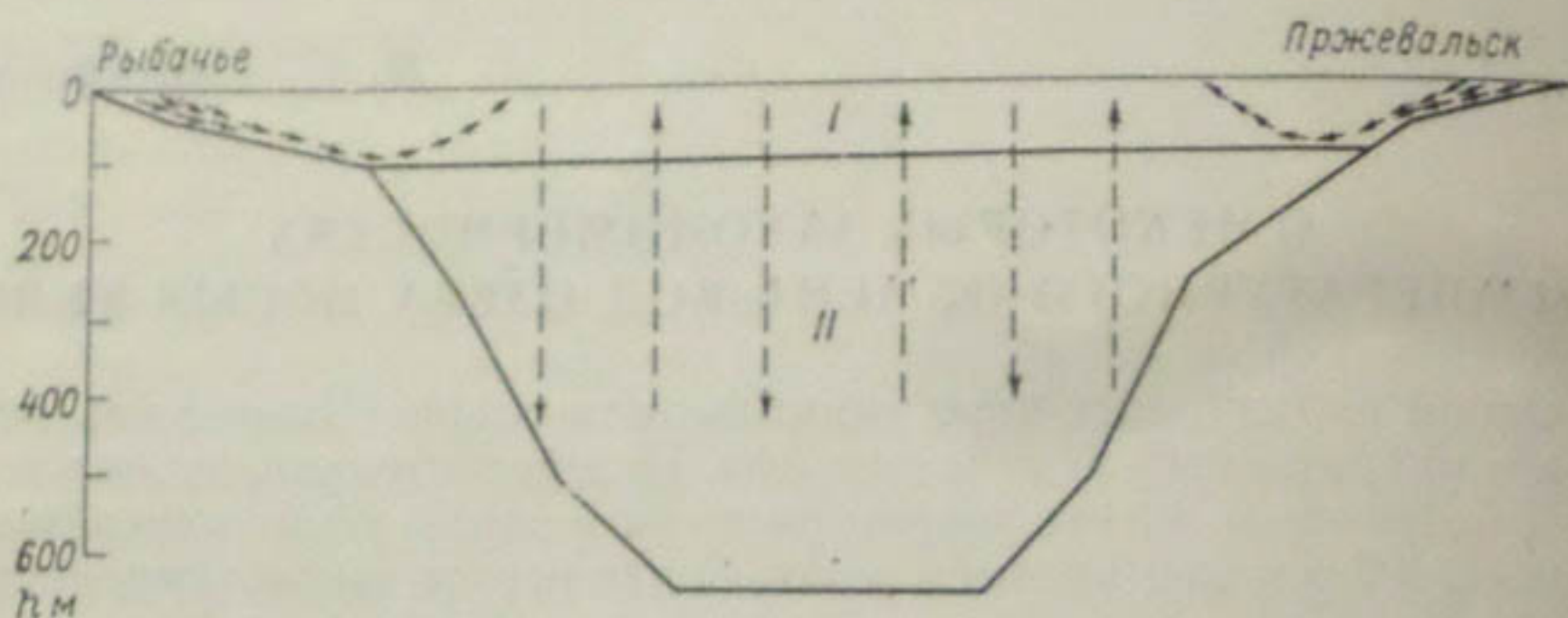


Рис. 1. Распределение водных масс оз. Иссык-Куль.

взаимодействия водной массы деятельного слоя, объем которой $474,9 \text{ км}^3$, с водной массой нижележащей толщи воды объемом $1270,6 \text{ км}^3$. В теплый период, благодаря интенсивному прогреву воды и перемешиванию, водная масса деятельного слоя накапливает значительное количество тепла, которое к августу достигает значения $2,0 \times 10^{12}$ т·кал тепла. Проникновение тепла во вторую водную массу из первой происходит медленно, путем вертикальных конвективных токов; максимальной величины теплозапасы здесь достигают лишь к декабрю. Из-за незначительных колебаний температуры во второй водной массе ($0,2^\circ$), несмотря на ее значительный объем ($1270,6 \text{ км}^3$), теплонакопление здесь незначительно, порядка $0,3 \times 10^{12}$ т·кал.

Температура наибольшей плотности воды оз. Иссык-Куль $2,7^\circ$. Поэтому в летний период повышение температуры первой водной массы приводит к уменьшению плотности и способствует замедлению конвективного перемешивания со второй водной массой, что подтверждается натурными исследованиями.

Зимой поверхностные слои воды, охлаждаясь, приобретают большую плотность, опускаются в нижележащие слои, вытесняя теплую менее плотную воду вверх. Этот процесс происходит по всему озеру, но резко усиливается у западного и восточного побережий, что связано с большими интенсивно выхолаживающимися зонами мелководья. Этому способствуют повышенные величины испарения, вызванные ветрами «улан» и «санташ». Процессам переме-

шивания способствует также охлажденная более плотная речная вода, которая стекает по каньонам, являющимся продолжением современных русел рек, достигая стометровой изобаты. Дальнейшее опускание этой водной массы приводит к вытеснению на поверхность более теплой озерной воды. В результате в зимнее время наблюдаются два куполообразных поднятия теплой воды, причем максимальный контраст температур между теплой и холодной водой наблюдается на глубине порядка 50 м, а к стометровой изобате контрастность температур сглаживается. Это явление характерно для периода охлаждения водоема.

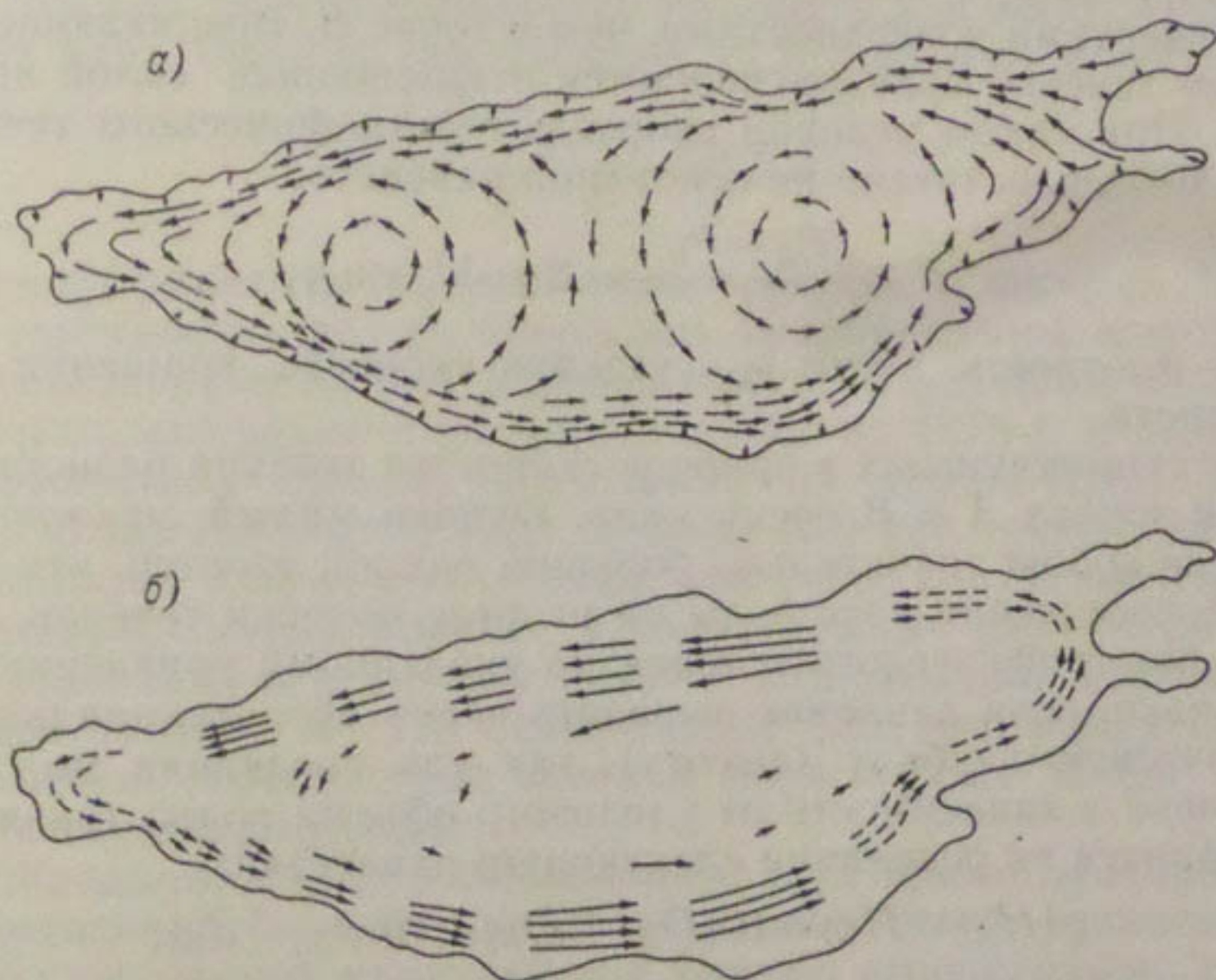


Рис. 2. Схема течений оз. Иссык-Куль.
а — зима, б — лето.

На рис. 2 показаны схемы поверхностных течений, рассчитанных динамическим методом, соответственно для зимы и лета, без учета солености, так как последняя характеризуется однообразным распределением (5—6‰) по всей акватории, за исключением заливов. Гидродинамические основы динамического метода были заложены В. Бьеркнесом в конце XIX века. Практическое применение метод получил в трудах В. Сандрстрема и Б. Хелланд-Хансена и нашел развитие в трудах Н. Н. Зубова, О. И. Мамаева, Л. М. Фомина и др. Основные положения динамического метода изложены в работах [2—4].

При расчете течений динамическим методом очень важен правильный выбор отсчетной нулевой поверхности, ниже которой течения должны практически отсутствовать. За нулевую поверхность

может быть принят горизонт, где горизонтальные градиенты температуры равны нулю или исключительно малы. Такая отсчетная поверхность в Иссык-Куле лежит на глубине, близкой к 100 м.

Впервые расчет течений Иссык-Куля динамическим методом был произведен для августа по двум годам наблюдений (1964—1965 гг.). Суть его заключается в следующем. Наклон изобарических поверхностей и действие силы тяжести приводят к возникновению горизонтальной составляющей скорости течения. Сила F выражается разностью давлений P_A и P_B , имеющей место между точками A и B , отнесенной к единице расстояния между этими точками L . При этом в точке A отмечается большее расстояние между изобарическими поверхностями, чем в точке B . Возникающее таким образом течение уравнивается отклоняющей силой вращения Земли. При таком условии скорость геострофического течения V_g может быть рассчитана на основании равенства

$$F = \frac{P_A - P_B}{L} = 2\rho\omega V_g \sin \varphi, \quad (2)$$

где ρ — плотность воды; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта.

При существующих в природе скоростях течения разность в давлении в точках A и B очень мала. Однако малый наклон изобар влечет за собою значительно больший наклон изостер, что и вызывает расположение масс воды на разрезе поперек течения. Отсюда расчет геострофического течения по указанному уравнению возможен только, если давление выразить через геопотенциальную или динамическую глубину (высоту), так как последняя может быть определена в зависимости от удельного объема воды; такая замена производится на основании следующего равенства:

$$g(H_A - H_B) = 10(D_A - D_B) = 10(d_A - d_B), \quad (3)$$

где g — ускорение силы тяжести; H_A, H_B — глубины изобарических поверхностей; D_A, D_B — динамические глубины; d_A, d_B — динамические высоты. В отличие от динамических глубин отсчет динамических высот идет от нулевой поверхности снизу вверх.

Под динамической глубиной понимается расстояние по вертикали в единицах работы силы тяжести в динамических метрах или динамических миллиметрах (динамический метр = 10 кДж; динамический миллиметр = 0,01 динамического дециметра). Элементарная работа, совершаемая над единицей массы по вертикали на расстоянии dh , равна

$$dD = gdh, \quad (4)$$

D и h связаны следующим соотношением:

$$D = 0,1gh. \quad (5)$$

Динамические глубины выражаются через удельные объемы

$$dD = \alpha dp, \quad (6)$$

где α — удельный объем, dp — элементарное давление. Давление,

равное одному децибару, испытывает частица воды, погруженная на глубину около 1 м. В зависимости от геометрической глубины давление может быть найдено на основании следующего гидростатического уравнения:

$$dp = g \rho dh = \frac{g dh}{\alpha}. \quad (7)$$

Из уравнений (7) и (4) получается соотношение (6), по которому можно рассчитать динамическую глубину в зависимости от удельного объема. Полученные из формулы (6) динамические высоты используются для расчетов скоростей течений и для построения динамических карт. Обычно для расчетов V_g используют формулу

$$V_g = \frac{3,7 \Delta d}{\alpha \sin \varphi} = M \Delta d. \quad (8)$$

Для коэффициента M составлены таблицы, в которых M находится в зависимости от расстояния между станциями и широтами.

Представленные на рис. 2 схемы получены расчетом по данным стандартных наблюдений за период с 1965 по 1975 г. и периодических термических съемок поверхности оз. Иссык-Куль (1973—1975 гг.). В зимний период (рис. 2) действует циклоническая циркуляция, которая усложняется замкнутыми или полужамкнутыми дополнительными циркуляциями. Дополнительные циркуляции в основном развиваются в юго-восточной и юго-западной частях озера, преимущественно в местах относительно плавного изменения глубин. В летний период схема течений представляет собой единую циклоническую циркуляцию.

Преобладание над водоемом ветров двух прямо противоположных направлений («улан» и «санташ») способствует развитию в водоеме циклонической циркуляции с хорошо выраженными ветвями у противоположных берегов.

Наибольших значений скорости течений достигают в восточной части озера у северного и южного берегов (до 40 см/с). Значительные скорости (до 20 см/с) встречаются и на глубине 50 м.

Выводы

1. Расчетом плотности воды в оз. Иссык-Куль установлены две разнородные водные массы.

2. На основе взаимодействия двух водных масс вскрыт механизм теплообмена вод озера. В летний период деятельный слой озера накапливает, а в зимний расходует $2,0 \times 10^{12}$ т·кал тепла.

3. В озере в зимнее время наблюдаются два куполообразных поднятия теплой воды — одно в восточной части, второе в западной, что оказывает воздействие на термический режим поверхностных слоев озера и смягчения климата котловины.

4. Расчет течений динамическим методом помог построить динамические карты течений для лета и зимы, которые также подтверждают правильность предыдущих выводов. Максимальные скорости течения 40 см/с наблюдаются в восточной части озера, как у северного, так и у южного берегов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богословский Б. Б. Озероведение. М., Изд. МГУ, 1960, с. 24—47.
2. Зубов Н. Н., Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений, Л., Гидрометеиздат, 1956, с. 23—39.
3. Мамаев О. И. Вычисление элементов морских течений по данным океанологических разрезов в отечественной и зарубежной практике.— В кн.: Вопросы географии. Гидрология. М., Географгиз, 1951, с. 282—298.
4. Ротатова Т. Н., Филатова Т. Н. Динамический метод и его применение для исследований течений во внутренних водоемах.— «Тр. ГГИ», 1973, вып. 203, с. 161—185.
5. Методические указания управления гидрометслужбы, № 74, М., Гидрометеиздат, 1967, с. 46—51.

О ВОДНОМ БАЛАНСЕ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ

Существующие представления о водном балансе оз. Иссык-Куль базируются на исследованиях проведенных З. А. Викулиной [6], И. Д. Цигельной [13], М. И. Каплинским [4]. По ряду объективных причин они ограничиваются приближенным определением структуры водного баланса за многолетний период. В последние годы воднобалансовый подход при решении задач рационального использования и охраны водных ресурсов озера приобрел особую актуальность и практическую направленность.

Озеро Иссык-Куль — высокогорный, бессточный, солоноватый, незамерзающий водоем с площадью водной поверхности 6239 км² и объемом водной массы 1755 км³.

Питание озера осуществляется за счет поверхностного и подземного притока вод, формирующихся в Иссык-Кульской котловине, а также выпадающих на его зеркало атмосферных осадков. Расходные статьи баланса представлены одной компонентой — испарением с водной поверхности.

В соответствии с изложенным уравнение водного баланса Иссык-Куля может быть представлено в виде

$$P_p + P_n + O - I = A + H,$$

где P_p — поверхностный приток в озеро; P_n — подземный приток в озеро; O — атмосферные осадки, выпадающие на площадь зеркала; I — потери на испарение с площади зеркала; A — аккумуляция, изменение запасов воды; H — невязка баланса [9].

В качестве расчетного принят период с 1 октября 1972 г. по 30 сентября 1973 г., который включал полный цикл внутригодового колебания уровня озера.

Неоднородность природных условий в разных частях Иссык-Кульской котловины и значительные размеры водоема наложили определенные ограничения на расчет метеорологических характеристик по площади озера. В этой связи данные каждой из пяти береговых метеорологических станций распространялись только в пределах «тяготеющей» к ней акватории. Акватории площадью от 770 до 2470 км² выделены по способу взвешивания. Примечательно

и немаловажно, что назначенные таким образом условные границы практически соответствуют естественно-природным рубежам выделенным при природно-климатическом районировании Иссык-Кульской котловины [8].

Поверхностный приток в озеро определен, как часть поверхностного стока рек остающаяся в руслах после забора воды на народнохозяйственные нужды за вычетом потерь на фильтрацию на приозерной равнине. В настоящее время приход воды в Иссык-Куль происходит (в зависимости от водности года) по пяти-шести десяткам рек. В данной работе использованы материалы наблюдений за формированием стока на 53 гидрологических постах УГМС Киргизской ССР и ММиВХ Киргизской ССР. Для 4 рек, где посты отсутствуют, сток определен расчетными методами [10].

Средний многолетний годовой расход всех рек горного обрамления Иссык-Куля составляет $118 \text{ м}^3/\text{с}$ [1]. По нашим расчетам, за рассматриваемый период сток по 57 «транзитным» рекам (т. е. доносящим в один из месяцев воду до уреза озера) составил $111 \text{ м}^3/\text{с}$ (или 558 мм).

Водозабор из рек, впадающих в озеро, получен по данным ММиВХ Киргизской ССР. Размеры водопотребления за меженный период (октябрь — март) определены с пониженной точностью из-за отсутствия или ненадежности сведений по большинству рек района. При отсутствии фактических данных за отдельные месяцы величина водозабора из рек определялась аналогично и пропорционально масштабам водозабора и текущей водности в соседних реках, не превышая, во всяком случае, среднегодового уровня водозабора по району (25% от стока рек).

Всего на орошение и другие нужды из рек впадающих в Иссык-Куль изъято 875 млн м^3 .

Потери стока на фильтрацию в руслах рек Иссык-Кульской котловины наблюдаются в основном в зоне трансформации, на приозерной равнине. Принято считать, что потери весьма значительны: КПД речных русел в этой зоне составляет 44% [3]. Расчет показывает, что за рассматриваемый период в озеро поверхностным путем попадает лишь одна треть стока, формирующегося в горном обрамлении, или 184 мм из 558 мм.

Подземный приток в озеро на современном уровне изученности Иссык-Куля определен лишь приближенно. Он формируется главным образом за счет огромных потерь поверхностного стока на фильтрацию в руслах рек и ирригационной сети. Впервые в воднобалансовых расчетах подземный приток как составляющая выделен М. И. Каплинским [4]. Он показал, что в структуре среднегогодового баланса озера подземный приток составляет около 30% от суммы приходных статей баланса (241 мм; около $60 \text{ м}^3/\text{с}$), что и было принято в настоящей работе.

Внутригодовое распределение объема подземного притока произведено аналогично распределению подземного стока рек внутри года по данным наблюдений в Алаарчинском опытном бассейне [14].

Осадки на поверхность озера в работах по водному балансу

Иссык-Куль оценивались в пределах от 244 мм [4] до 268 мм [6]. При этом поправки на погрешности измерения осадков не вводились.

В данном случае для определения слоя осадков, выпавших на водное зеркало, были использованы 13 пунктов наблюдений: 5 метеостанций и 8 постов. Пункты удалены в среднем от уреза озера на 2 км при среднем превышении осадкомеров над водной поверхностью озера на 38 м. В данные наблюдений внесены поправки на ветровой недоучет и испарение [2].

Т а б л и ц а 1

Водный баланс озера Иссык-Куль, мм (октябрь 1972 — сентябрь 1973 гг.)

Статья баланса	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Период
Приход													
поверхностный приток	12	11	10	10	8	9	11	11	21	34	29	18	184
подземный приток	21	19	17	16	15	15	17	20	24	17	26	24	241
осадки	16	12	13	8	12	14	19	26	27	21	18	44	230
итого	49	42	40	34	35	38	47	57	72	82	73	86	655
Расход													
испарение	66	65	53	48	33	32	30	50	57	89	108	100	731
Изменение запасов воды	-61	-34	-37	-30	+3	+9	+34	+28	+40	+17	-8	-46	-85
Невязка													
абсолютная	+44	+11	+24	+16	-1	-3	-17	-21	-25	-24	-27	+32	+9
относительная, %	67	17	45	33	3	8	36	37	35	27	25	32	1
возможная суммарная ошибка расчета	24	22	23	23	21	21	21	23	24	28	30	29	160

Средний слой осадков на зеркало озера определен тремя способами: по способу взвешивания — 229 мм, изогнет — 234 мм, среднеарифметического — 313 мм. Основным в расчетах принят первый способ, как достаточно точный и умеренно трудоемкий.

Расчет испарения с водной поверхности озера является одной из наиболее сложных задач. Достаточно сказать, что до настоящего времени годовая величина испарения с озера определена в пределах от 620 мм (по формуле Крицкого—Менкеля) [13] до 865 мм (по формуле Мейера — Тихомирова) [6]. На верхнем пределе этого интервала находятся осредненные данные по трем береговым испарителям ГГИ-3000—943 мм.

В рассматриваемой работе расчет выполнен по формуле ГГИ [11] для чего использованы данные наблюдений на 5 береговых метеостанциях: Рыбачье, Чолпон-Ата, Красный Октябрь, Покровка, Тамга за ветром и влажностью воздуха; на 6 озерных постах и 19

рейдовых вертикалях в открытой части водоема — за температурой поверхностного слоя воды. Величина испарения составила 731 мм, или 4586 млн м³ (табл. 1).

Точность учета изменения запасов воды зависит в основном от правильного определения средних уровней в начале и конце расчетного периода (год, месяц). В свою очередь, расчет среднего уровня озера зависит от способа его осреднения в пространстве и во времени. В работе в качестве расчетных уровней (исправленных с учетом ветровой денивеляции) принимались: а) на границе года — среднеарифметическое значение средневзвешенных уровней озера за 10 дней (из них 5 дней до и 5 после границы интервала); б) на границе месяца — средневзвешенный уровень озера в первый день месяца. Всего за расчетный год уровень оз. Иссык-Куль понизился на 8,5 см, что соответствует потерям 533 млн м³ воды.

Таблица 2

Структура водного баланса озера Иссык-Куль

Автор	Период расчета	Элементы баланса (в % к испарению)				
		пов. приток	подз. приток	осадки	испарение, мм	аккумуляция
З. А. Викулина . . .	1931—1943	66	—	32	865	2
И. Д. Цигельная . .	1936—1952	54	—	36	702	10
М. И. Каплинский	1946—1965	27	33	35	722	5
Л. Г. Черкасов . . .	1972—1973	25	33	31	740	11

Водный баланс за 1972—1973 гг. представлен в табл. 1. Годовая невязка баланса за этот период составила 9 мм (или 1%).

Анализ годового хода составляющих баланса показывает, что положение уровня или тенденция его изменения определяются, главным образом, соотношением притока воды в озеро и испарением с его зеркала. Структура водного баланса приведена в табл. 2.

Подчиненная роль осадков в питании озера подтверждается в целом в течение всего рассматриваемого периода.

Интегральным показателем всего влагооборота в Иссык-Кульской котловине является ход уровня озера. Известно, что Иссык-Куль переживает многовековую фазу регрессии [5, 12]. Среднее годовое превышение (на 5—10%) расходной части водного баланса над приходной в последнее десятилетие наблюдается весьма зримо. За это время интенсивность сработки озера составила 56 мм/год.

В ходе уровня за расчетный интервал хорошо прослеживается январский минимум, переходный период в феврале — марте и июльский максимум. При этом сработка озера происходит резче и глубже, чем наполнение, что свидетельствует о сохранении влияния факторов определяющих общую тенденцию хода к понижению.

Для 8 месяцев расчет балансов оказался возможным с допустимой погрешностью, невязки остальных не превышают предельной погрешности. Обращает внимание, что последнее в основном относится к периоду спада уровня озера. Характер существующих невязок (пять из них имеют положительный знак, семь — отрицательный), по нашему мнению, позволяет говорить о следующем. Приходная часть баланса в период наполнения озера существенно занижена; Иссык-Куль, видимо, получает воды больше чем мы учитываем или рассчитываем. С ноября по март учет приходных элементов удовлетворителен, а расходная статья представляется нам в целом заниженной из-за допущений, касающихся режима ветра над водоемом, и недоучета влияния на испарение волнения водной поверхности [7]. Невязки, вызванные погрешностями в определении приходной части баланса, могут быть вызваны недоучетом стока с неизученных территорий, а также сбросных и возвратных вод.

Водный баланс Иссык-Куля за рассматриваемый период характеризуется бóльшим, чем обычно, дефицитом, что связано, главным образом, с повышенным (на 10—20%) испарением с зеркала озера жарким летом 1973 г. В «уравненном» водном балансе годовая невязка отнесена полностью к рассчитанной величине испарения (табл. 2).

В последнее время приобретает актуальность проблема сохранения чистоты вод Иссык-Куля. Для решения некоторых задач, в частности, изучения процессов водообмена представляется возможным использование воднобалансовых расчетов. Нами предпринята попытка составления балансов для различных частей водоема.

Для оз. Иссык-Куль совершенно отчетливо выделяются три зоны с различной структурой водного баланса. В западной зоне расходование влаги в четыре раза превышает ее суммарный приход; в средней это соотношение почти вдвое меньше; в восточной приход, наоборот, вдвое превышает расход. На воображаемой модели озера с глухими вертикальными перегородками, разделяющими зоны, по истечении определенного времени существовали бы три водоема с различной высотой стояния уровней воды в них. Для сохранения наблюдающейся в действительности одинаковой высоты уровня должны соблюдаться условия «подпитывания» зон с постоянным дефицитом влаги. В этом случае такой поток воды будет направлен с востока на запад. Внушительны размеры перераспределения водных объемов между зонами. Они составляют 1,0—1,3 км³, или четвертую часть всей воды, участвующей в годовом влагообороте озера.

Выводы

1. Современное состояние гидрометеорологической изученности оз. Иссык-Куль позволяет с удовлетворительной точностью составлять водные балансы для годового периода. Дальнейшее совершенствование на этом пути зависит главным образом от степени надежности определения подземного притока в озеро и испарения с его зеркала.

2. Расчеты месячных балансов с допустимой погрешностью оказываются возможными в большинстве случаев. Наибольшие ошибки при этом приходится на период сработки водных запасов озера.

3. Ход уровня воды оз. Иссык-Куль отражает естественную водность питающих его рек и водохозяйственную деятельность человека в котловине. Интенсивность понижения уровня озера на рассматриваемый засушливый период почти вдвое больше среднегодовой величины.

4. На акватории Иссык-Куля выделяются три воднобалансовые зоны. Различие в характере влагооборота в них определяет внутренний водообмен в озере направлений с востока на запад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большаков М. Н. Средний многолетний сток области формирования стока рек советского Тянь-Шаня и его высотное распределение. — «Изв. АН КиргССР», 1971, № 5.

2. Временные указания по введению поправок в месячные суммы осадков при расчетах водных балансов речных бассейнов. Валдай, 1967. 23 с.

3. Кабаков М. М. Потери воды в каналах и реках. Фрунзе, «Кыргызстан», 1967. 222 с.

4. Каплинский М. И. Водный баланс орошаемых районов Киргизии. «Тр. IV Всесоюзного гидрологического съезда» Гидрологические проблемы водного хозяйства, т. 4, Л., Гидрометеониздат, 1975.

5. Ключарев Ю. П. О режиме уровня озера Иссык-Куль. — «Метеорология и гидрология», 1973, № 2, с. 85—93.

6. Озеро Иссык-Куль. Под ред. И. В. Молчанова, Л., Гидрометеониздат, 1946.

7. Пиотрович В. В. К расчетам испарения воды с водоемов. — «Тр. ГМЦ», 1972, вып. 49, с. 30—43.

8. Пономаренко П. М., Селюстьяев Л. В. Климат горного края. Фрунзе, «Кыргызстан», 1972.

9. Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах. Л., Гидрометеониздат, 1972, с. 62—81.

10. Указания по производству расчетов годового стока рек Тянь-Шаня и его внутригодового распределения. Под ред. М. Н. Большакова. Фрунзе, 1970. 91 с.

11. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеониздат, 1969. 82 с.

12. Хейфец М. Н. Анализ колебания уровня озера Иссык-Куль в XX веке. «Работы Тянь-Шаньской физ. географ. станции», 1964, вып. 7.

13. Цигельная И. Д. Водный баланс озера Иссык-Куль. — В сб.: Материалы гляциологических исследований, вып. 2, Изд-во АН КиргССР, Фрунзе, 1960. с. 91—96.

14. Цыценко К. В., Бажанова Л. В. Подземное питание горных рек Северного Тянь-Шаня. — «Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда». Взаимодействия поверхностных и подземных вод, т. 8. Л., Гидрометеониздат, 1976.

ВОДНЫЙ БАЛАНС ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ ЗА МНОГОЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Начавшееся использование озера Иссык-Куль как общесоюзной здравницы в сочетании с развитием орошаемого земледелия в его бассейне нарушает сложившуюся структуру водного бассейна озера и при нерациональном использовании вод как озера, так и его бассейна может привести к нежелательным последствиям. В связи с этим возникает задача составления водного баланса озера и анализа его структуры.

В настоящей работе предпринята попытка оценить водный баланс озера за многолетний период.

С этой целью Иссык-Кульская котловина разделена на три балансовых района: — озеро Иссык-Куль, площадь 6239 км²; — прибрежная часть долины (ниже гидропостов) — зона рассеивания поверхностного стока, формирования и частичного выклинивания подземного потока, площадь 4347,2 км²; — зона формирования поверхностного стока (выше гидропостов), площадь 10 986,6 км².

На основе изучения геоморфологических и гидрогеологических материалов принято, что границы бассейнов поверхностных и подземных вод совпадают.

В гидрологическом отношении бассейн оз. Иссык-Куль З. А. Викулина разделяет на три района: I район — наиболее бедный поверхностными водами, расположен в западной части бассейна и простирается по северному берегу до р. Чоктал, а по южному — до р. Тоссор. Хребет Кунгей-Алатау на этом участке почти не имеет ледников, поэтому реки, стекающие с хребта, малочисленны и маловодны; большинство их в летнее время целиком разбирается на орошение или теряется в толщах рыхлого обломочного материала. Реки южного побережья более полноводны, так как главнейшие из них (Улахол, Аксай, Актерек, Тон) питаются ледниками, расположенными в хр. Терскей-Алатау. В этих долинах часть воды разбирается на орошение, часть разливается по речным рукавам, фильтруется и образует многочисленные болотистые пространства «сазы». Модули годового стока рек района изменяются от 4 до 6 л/с · км².

II район расположен по северному берегу оз. Иссык-Куль от р. Чоктал до р. Шаты. Этот район более богат осадками и гидрографическая сеть здесь развита сильнее. Большая часть рек разбирается на орошение. Только р. Бол. Аксу и Мал. Аксу круглый год доносят свои воды до озера. Эта часть района сравнительно богата грунтовыми водами, выклинивающимися на поверхность в прибрежной полосе оз. Иссык-Куль. Средние модули стока изменяются здесь в широких пределах от 4 до 20 л/с · км².

III район расположен по восточному и южному берегам оз. Иссык-Куль, от р. Шаты до р. Тоссор. Этот гидрологический район обладает наиболее крупными по длине и водоносности реками (Тюп, Аксу, Арасан, Каракол, Джетыогуз, Джууку, Бол. Кызылсу). Источниками питания этих рек в большинстве служат ледники и вечные снега. Максимум расходов по этим рекам проходит в весенне-летний период (апрель — август), а минимум в декабре — феврале.

Уравнение водного баланса с учетом особенностей оз. Иссык-Куль, заключающихся в том, что оно незамерзающее и бессточное, вода его не используется на орошение и промышленные нужды, имеет вид

$$(P_o + P_b + P_n + O_c) - (I + \Phi_v) = A_v + A_p + A_n \pm H,$$

где P_o — приток в озеро по основным рекам; P_b — приток не учтенный гидропостами (по мелким водотокам и с территории, непосредственно примыкающей к озеру, расположенной ниже гидропостов); P_n — приток подземных вод, непосредственно поступающих в озеро через его борта (подземный приток через ложе озера по геологическим данным отсутствует); O_c — осадки, выпадающие в жидком или твердом виде на зеркало озера; I — испарение с водной поверхности озера; Φ_v — фильтрация через ложе и борта озера; A_v — аккумуляция воды в озере; A_p — аккумуляция в русле и пойме устьевой части основных рек, впадающих в озеро ниже гидропостов; A_n — подземная аккумуляция в грунтах, слагающих борта и ложе озера; H — невязка баланса.

Учитывая гидрогеологические условия чаши и бортов озера и его роль водоприемника для всей котловины, величинами Φ_v , A_p , A_n можно пренебречь. Тогда уравнение примет вид

$$O_c + P + P_n = I \pm A_v \pm H,$$

где

$$P = P_o + P_b.$$

Таким образом, основными элементами баланса озера являются приток речных вод, осадки, а также приток подземных вод, образующийся за счет фильтрации в руслах рек и оросительной сети. Основным расходным элементом является испарение.

В соответствии с состоянием изученности и динамикой горизонтов воды в оз. Иссык-Куль выполнены расчеты водного баланса

озера в годовом разрезе за 1946—1959, 1946—1948, 1949—1955 и 1956—1959 гг., а за 1960—1965 гг. включительно по месяцам.

Для определения осадков за 1946—1959 гг. использованы данные по шести метеостанциям, находящимся вблизи озера. По средним многолетним данным за этот период построена карта изогьет, по которой средняя многолетняя величина осадков, выпадающих на поверхность озера, определена в 244 мм. Количество осадков на поверхность озера для каждого из этих лет определено по зависимости

$$O'_{\text{оз}} = \frac{O_{\text{ср. оз}}}{O_{\text{ср. бер}}} \cdot O'_{\text{бер}} = \alpha_{\text{ср}} \cdot O'_{\text{бер}},$$

где $O_{\text{ср. бер}}$ — средняя годовая величина осадков по береговым метеостанциям за 1946—1959 гг. равная 312 мм; $O_{\text{ср. оз}}$ — то же, по карте изогьет, построенной для акватории озера по данным береговых станций, равная 244 мм; $O'_{\text{бер}}$ — осадки данного года по береговым станциям; $O'_{\text{оз}}$ — то же, для акватории озера.

Таблица 1

Сток с водосборной площади озера Иссык-Куль (м³/с)
по данным различных авторов

Сток	М. Н. Большаков, 1960 г.	Киргизгипроводхоз, 1965 г.	М. И. Каплинский, 1938 г.
Со всей площади	111,0	113,0	120,5
С изученной части водосбора	97,4	97,4	97,4
С части водосбора, не охваченной наблюдениями	13,6	15,6	23,1

Среднее многолетнее значение α получилось равным 0,78; оно было принято постоянным при расчете сумм осадков для каждого года.

Расчетная величина осадков на акваторию озера за 1960—1965 гг. принята как среднеарифметическая по озерным постам Торайгыр, Рыбачье, Кольцовка, Кутурга, Григорьевка, Чолпоната. Значение $\alpha_{\text{ср}}$ за 1960—1965 гг. получается равным 0,773, т. е. практически такое же, что и для периода 1946—1959 гг.

Таким образом, для среднемноголетних расчетов использование данных береговых метеостанций для построения карты изогьет с целью определения средневзвешенной величины осадков на экватории озера вполне допустимо.

К бассейну оз. Иссык-Куль относятся 102 реки, из которых 29 со среднегодовым расходом более 1 м³/с [5].

Водосборная площадь 43 рек, впадающих в озеро, на которых ведутся гидрометрические наблюдения, равна 7453 км², а средний многолетний сток с нее составляет 97,37 м³/с. Общая водосборная

площадь зоны формирования поверхностного стока равна 10 987 км²; следовательно, водосборная площадь с неучтенным притоком равна 3534 км².

Сток со всей площади бассейна озера определялся М. Н. Большаковым и В. Г. Шпаком, Киргизгипроводхозом при составлении генеральной схемы комплексного использования водных ресурсов Киргизии, М. И. Каплинским и Л. С. Тимченко (табл. 1).

В расчет был принят суммарный сток 113,0 м³/с. При составлении годовых балансов сток по изученным рекам брался по данным Гидрометслужбы, а сток с неизученной площади принимался равным среднему из данных по изученной территории. Учитывая, что коэффициент вариации годового стока для бассейна озера равен 0,09—0,25 [1], а доля неучтенного стока составляет не более 20—30%, это не должно вносить существенных ошибок.

При составлении месячных балансов распределение стока внутри года с неизученной площади принималось таким же, что и для изученной. Учитывая, что гидропосты расположены от устьев рек на расстоянии от 3 до 20 км, приток по рекам в озеро определен по формуле

$$П = Q_p - (Q_{\text{водоз}} + \Phi_p) = Q - \Phi_p,$$

где Q_p — суммарный расход по всем рекам в створе гидропостов; $Q_{\text{водоз}}$ — расход, забираемый на орошение; Φ_p — фильтрационные потери в руслах рек.

За неимением данных по фактическим потерям фильтрационные потери в руслах определены по формуле А. Н. Костакова

$$\Phi_p = 0,01 A \cdot Q^{1-n} \cdot e.$$

Параметры A и n приняты по М. М. Кабакову [3] как средние из полученных им значений для 18 горных рек Киргизии: $A=7,79$, $n=0,562^*$, l — расстояние от гидропостов до устья в километрах. При определении Q условно принято, что водозабор осуществляется непосредственно за гидропостом.

Большие трудности в определении величины притока речных вод в озеро возникли из-за того, что данные о водозаборе имеются не по отдельным источникам орошения, а в целом по Иссык-Кульской котловине и по административным районам. Только за отдельные годы (1948, 1949, 1951, 1954) удалось собрать данные о водозаборе по отдельным рекам. Эти данные и были распределены на весь расчетный период. Орошаемая площадь Иссык-Кульской котловины составляет 1375 км², основная часть ее расположена в южной (568 км²) и восточной (498 км²) зонах.

Почти все оросительные системы Иссык-Кульской котловины веерного типа, с большим количеством точек водозаборов из одного источника и сравнительно малым расходом магистральных кана-

* В число этих 18 рек входят только 2 реки Иссык-Кульского бассейна, для р. Ирдык $A=50$, $n=0,76$, для р. Джеты-Огуз $A=18,6$, $n=0,708$.

лов, редко превышающих 5 м³/с. Суммарная длина межхозяйственных каналов по котловине равна 1317,3 км, в том числе магистральных 977,6 км; длина внутрихозяйственных каналов 2817 км. Удельная длина оросительной сети составляет 33 м/га орошаемой и около 10 м/га валовой площадей. Так как коэффициенты полезного действия как межхозяйственной, так и внутрихозяйственной сети по

Таблица 2

Среднемноголетние величины водозабора, водоподачи, КПД межхозяйственной и внутрихозяйственной сетей за периоды 1946—1959 гг., 1960—1965 гг. по Иссык-Кульской котловине

	1946—1959 гг.			1960—1965 гг.		
	IV—IX	X—III	Год	IV—IX	X—III	Год
Водозабор м³/с	49,1	3,51	25,0	51,71	5,46	28,6
Водоподача, м³/с	32,15	1,5	16,8	40,6	4,45	22,5
η межхозяйственной сети						
а) $\frac{Q \text{ водоподачи}}{Q \text{ водозабора}}$	0,65			0,78		
б) по данным УОС	0,7			0,73		
η внутрихозяйственной сети						
а) по плановой поливной норме и фактическому числу поливов	0,36			0,39		
б) по фактическим поливным нормам и фактическому числу поливов	0,52			—		
η сети системы	0,34			0,28		

данным Управления оросительных систем, как правило, сильно завышены, то последние определены по формулам:

$$\eta_{\text{мх}} = \frac{Q_{\text{водоп}}}{Q_{\text{водоз}}},$$

$$\eta_{\text{вх}} = \frac{m_{\text{пл}} \cdot n_{\text{ф}} \cdot \omega}{Q_{\text{водоп}} \cdot t},$$

где $Q_{\text{водоз}}$ — водозабор из источника орошения, м³/с, $Q_{\text{водоп}}$ — водоподача хозяйства, м³/с; $m_{\text{пл}}$ — плановая поливная норма (определена по плановому режиму орошения), м³/с; $n_{\text{ф}}$ — фактическое число поливов; ω — фактически политая площадь (га); t — вегетационный период (апрель — сентябрь), с.

Среднемноголетние величины водозабора, водоподачи и КПД приведены в табл. 2. Для 1946—1959 гг. среднегодовое отношение фильтрационных потерь к расходу рек по этим данным

$$\beta = \frac{\Phi_{\text{р}}}{Q_{\text{р}}} = \frac{49,35}{111,0} = 0,44.$$

По этому коэффициенту определены годовые и месячные значения Φ_p и Π .

Для облегчения этих расчетов был построен график $\Sigma\Phi_p = f(\Sigma Q)$ (рис. 1)*, на основании которого по данным о суммарном (для всей котловины) среднемесечном расходе рек и водозаборе подсчитаны значения Φ_p и Π для 1960—1965 гг. за каждый месяц. Годовые значения Φ_p и Π получены как среднее из 12 месячных значений.

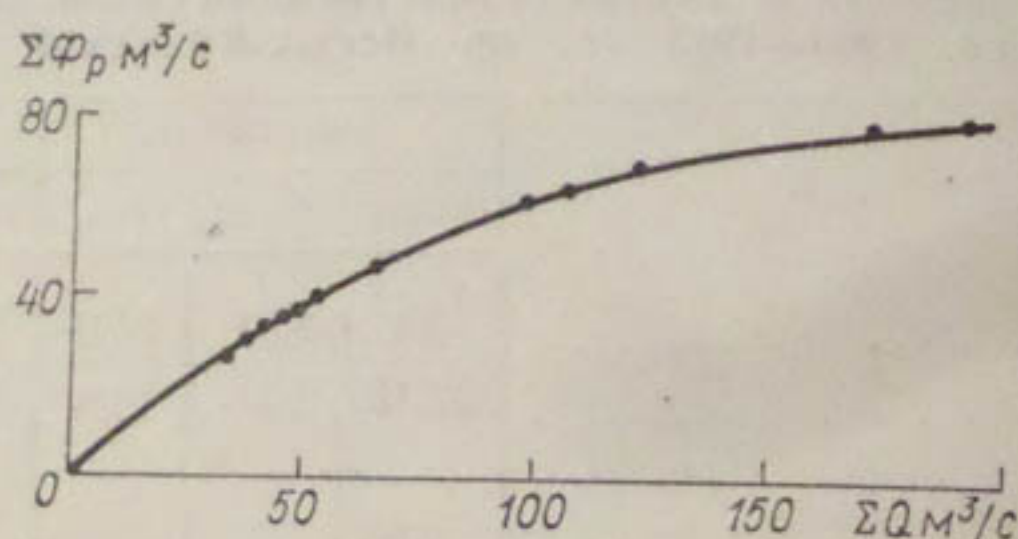


Рис. 1. График зависимости $\Sigma\Phi_p = f(\Sigma Q)$ по среднемноголетним данным.

Среднегодовое значение β получилось для 1960—1965 гг. $= 0,42$, т. е. близко к предыдущему. Поэтому для годовых значений можно принимать:

$$\Phi_p = Q_p \cdot \beta,$$

$$\Pi = Q_p(1 - \beta) - Q_{\text{водоз.}}$$

Наиболее широко распространение в Иссык-Кульской впадине получили аллювиальные, делювиальные и озерные современные, средне- и верхнечетвертичные отложения.

Аллювиальные отложения распространены по долинам крупных рек (Тюп, Джыргалан), где они слагают пойменные и первые надпойменные террасы. Характеризуются они различной фильтрационной способностью и водообильностью. Так, по рр. Тюп и Джыргалан коэффициент фильтрации сравнительно низкий, от 0,2 до 10 м/сут. (удельный дебит 0,2 до 1,0 л/с). Здесь аллювиальные отложения сложены песками с глинистыми прослоями и галечниками мощностью до 20 м. Пополнение запасов подземных вод происходит в основном за счет фильтрации части поверхностного стока и частично из предгорного шлейфа.

Делювиальные отложения распространены, в основном, на склонах речных долин. Представлены они щебнисто-глыбовым материалом; практически являются безводными, так как вода по ним дренируется в русла рек. Пополнение запасов подземных вод происходит за счет атмосферных осадков и в меньшей степени за счет поверхностных водотоков.

* График построен только для месячных значений, определять по нему непосредственно среднегодовое значение Φ_p по среднегодовому Q нельзя.

Озерные отложения вытянуты узкой полосой (1—2 км) вдоль берега. На восточном побережье ширина отложений увеличивается до 3 км. Литологические разности пород — галечники, гравелистые пески, суглинки с прослоями и линзами песков. Водоносные горизонты в этих отложениях распространены в южной и восточной частях побережья озера до глубины 60—100 м, мощностью 5—6 м каждый. Удельный дебит их от 0,26 до 0,5 л/с и коэффициент фильтрации 1—2 до 5 м/сут.

Верхне- и среднечетвертичные отложения в Иссык-Кульской котловине являются преобладающими по площади распространения. В западной и восточной частях впадины они образуют мощные конусы выноса, которые, сливаясь, образуют предгорный шлейф полосой 6 км и более. Они преимущественно представлены хорошо промытыми гравийно или валунно-галечниковыми отложениями с песчаным или песчано-суглинистым заполнителем. Запасы подземных вод в этих отложениях пополняются фильтрационными водами из русел рек и оросительной сети, а также атмосферными осадками. Мощность средне- и верхнечетвертичных отложений по западному побережью (г. Рыбачье) колеблется от 70 до 160 м, а по восточному она равна 150—200 м.

По средней части северного и южного побережий озера вскрытая мощность четвертичных отложений 60—100 м. Мощность водоносных пород также колеблется в широких пределах. Так, в западной части котловины мощность их принята 50—60 м, в восточной до 70 м; по северному берегу 50—60 м, южному 10—30 м.

Качество подземных вод во всех генетических комплексах хорошее. Вода пресная, плотный остаток не превышает 0,5 г/л. Тип минерализации воды гидрокарбонатно-кальциевый.

В Иссык-Кульской котловине имеются 10 створов опорной сети за наблюдением уровней грунтовых вод. Из общего количества скважин выбрано около 20 с наиболее продолжительным периодом наблюдений 1946—1959 и 1960—1965 гг. Наблюдения за уровнем грунтовых вод по Рыбачинскому и Иссык-Кульскому створам показали, что годовая амплитуда колебания уровня грунтовой воды составляет 0,7 м. Высокое положение уровня наблюдается в первой половине года, а также в ноябре — декабре. Максимальный уровень приурочен к марту. С апреля начинается спад, минимум приурочен к августу. Площадь с близким залеганием грунтовых вод составляет всего 826,46 км². Многолетняя амплитуда колебания уровней грунтовых вод не превышает 1,2 м. Это говорит о незначительных изменениях статистических запасов подземных вод в многолетнем разрезе.

Приток подземных вод определен в следующих вариантах (табл. 3). Методом баланса подземных вод для II балансового района (зона рассеивания и частичного выклинивания поверхностного стока между гидропостами и береговой линией озера) приток подземных вод в озеро Π_{Π} определялся из уравнения

$$\Pi_{\Pi} = \alpha_p \cdot \Phi_p + \alpha_{mx} \cdot \Phi_{mx} + \alpha_{vx} \cdot \Phi_{vx} + \alpha_{\Pi} \cdot \Phi_{\Pi} + \alpha_o \cdot \Phi_o - I_{гр} \pm \Delta_{гр},$$

где Φ — поступление вод за счет потерь (соответственно) в руслах рек (р), межхозяйственной (мх) и внутрихозяйственной (вх) оросительной сети, поливной воды на полях (п), за счет осадков (о); α — коэффициент, учитывающий, какая доля этих потерь поступает в грунтовые воды; $\alpha_p = 0,95$; $\alpha_{мх} = 0,90$; $\alpha_{вх} = 0,7$; $\alpha_p = 0,2$; $\alpha_o = 0,10$ (причем Φ_o принято равным 80% годовой суммы осадков $I_{гр}$ — испарение с грунтовых вод; $\Delta_{гр}$ — изменение запасов грунтовых вод.

Величинами притока подземных вод с горного обрамления и подруслового притока пренебрегаем, а изменения запасов грунтовых вод для многолетнего периода принимаем равным нулю.

Таблица 3

Среднемноголетние значения величины подземного притока в озеро Иссык-Куль, м³/с

Методы определения	Период		
	1946—1959 гг.	1960—1965 гг.	1946—1965 гг.
По балансу подземных вод зоны рассеивания	59,3	63,2	60,6
По балансу почвенно-грунтовых вод . .	58,2	68,3	61,4
По методу Дарси	50,0	50,0	50,0

Для 1946—1959 гг. среднегодовая величина подземного притока воды озера получилась 59,3 м³/с, для периода 1960—1965 гг. 63,2 м³/с и за 1946—1965 гг. 60,6 м³/с.

Подземный приток воды в оз. Иссык-Куль был рассчитан по формуле Дарси

$$P_n = k \cdot h \cdot iB,$$

где P_n — расход подземного потока, м³/с; k — средневзвешенный коэффициент фильтрации водоносной толщи, м/с; i — средневзвешенный во времени гидравлический уклон потока; B — ширина живого сечения, м; h — средняя мощность обводненной толщи, м.

Ввиду недостаточности данных при определении отдельных членов был принят ряд допущений. Поэтому величина подземного притока воды по этой формуле не является достаточно точной.

Кроме этого сделан расчет подземного притока в озеро по балансу почвенно-грунтовых вод II района. Не приводя для краткости уравнение, отметим, что по расчетам подземный приток в озеро принят равным 58,2 м³/с, что отличается от такового по балансу подземных вод на 1,1 м³/с, или 1,8%.

Расчетные уровни воды на 1 января каждого года взяты как среднеарифметические по данным 9 постов, размещенных в различных частях озера. За период с 1933 по 1966 г. произошло снижение уровня на 1,24 м, что привело к уменьшению площади озера против первоначальной на 59,4 км², или на 0,96%. Поэтому изменением площадей озера пренебрегаем.

Испарение с водной поверхности озера Иссык-Куль определено по формуле [2]

$$E = 0,14 \cdot n(e_0 - e_{200}) (1 + 0,72w_{200}).$$

Среднемесечная температура воды $t_{\text{ср}}$ определялась как среднеарифметическая величина из двухсрочных измерений береговых постов, среднемесечная абсолютная влажность по данным шести метеостанций — как среднеарифметическая величина.

Приведение метеорологических данных к условиям над водоемом выполнено в соответствии с методическими рекомендациями А. П. Браславского и З. А. Викулиной [2].

Годовая величина испарения за 1960—1965 гг. по формуле ГГИ получена равной 776 мм.

Ввиду того что наблюдения (в частности, за температурой поверхности воды) на озерных постах были организованы с 1960 г., при расчете баланса за 1946—1959 гг. методом ГГИ нельзя было воспользоваться и испарение было определено как средняя по формулам Алпатьева, Зайкова, Иванова.

Для обеспечения сравнимости данных по испарению за расчетные периоды 1946—1959 и 1960—1965 гг. за последний период был произведен подсчет испарения также и по перечисленным формулам и получено среднее значение испарения, равное 792 мм, против 776 мм по формуле ГГИ.

Чтобы все данные привести к формуле ГГИ, для величины испарения за 1946—1959 гг., определенной как среднее по ряду формул, введен поправочный коэффициент 0,983, равный отношению испарения, подсчитанного по формуле ГГИ, к средней величине испарения по формулам Алпатьева, Зайкова, Иванова.

Принятые в расчет годовые суммы испарения за отдельные периоды приведены в табл. 4.

Таблица 4

Среднее значение испарения с водной поверхности озера Иссык-Куль			
Период наблюдений	1946—1959 гг.	1960—1965 гг.	1946—1965 гг.
Испарение, мм	728	776	743

Для среднего года удалось с различной степенью точности определить самостоятельным путем все элементы баланса.

В табл. 5 даны варианты водного баланса для среднего года каждого из периодов: 1946—1959, 1960—1965, и 1946—1965 гг. при различных способах определения притока подземных вод в озеро:

1-й — по балансу подземных вод прибрежной зоны; 2-й — по балансу почвенно-грунтовых вод этой же зоны; 3-й — по формуле Дарси; 4-й — методом водного баланса озера, при котором невязка баланса включена в приток подземных вод.

Все остальные элементы баланса приняты в этих вариантах одинаковыми, прием испарение принято по формуле ГГИ.

Водный баланс озера Иссык-Куль для среднего года

Статья баланса		Вариант											
		1-й			2-й			3-й			4-й		
		мм	м³/с	%	мм	м³/с	%	мм	м³/с	%	мм	м³/с	%
1946—1959 гг.													
Приход													
поверхностный приток	П	197,5	38,9	26,5	197,5	38,9	26,8	197,5	38,9	28,4	197,5	38,9	28,0
поступление атмосферных осадков	О _с	244	47,9	32,7	244	47,9	33,1	244	47,9	35,0	244	47,9	34,8
приток подземных вод	П _п	303	59,3	40,8	297,0	58,2	40,1	255,0	50,0	36,6	261,5	51,3	37,2
итого прихода		744,5	146,1	100	738,5	145,0	100	696,5	136,8	100	703,0	138,1	100
Расход													
испарение с поверхности озера . .	И	728	143,0	100	728	143,0	100	728	143,0	100	728	143,0	100
итого расхода		728	143,0	100	728	143,0	100	728	143,0	100	728	143,0	100
Аккумуляция воды в озере	А _в	—25	—4,9		—25	—4,9		—25	—4,9		—25	—4,9	
Невязка													
абсолютная	Н	41,5	8,0		35,5	6,9		—6,5	—1,3		0	0	
относительная	%	5,6			4,8			0,89			0		

1946—1935 гг.

Приход													
поверхностный приток	П	194,2	38,1	25,9	194,2	38,1	25,8	194,2	38,1	27,8	194,2	38,1	27,5
поступление атмосферных осадков .	О _с	247,5	48,7	33,0	247,5	48,7	32,8	247,5	48,7	35,5	247,5	48,7	35
приток подземных вод	П _п	308,2	60,6	41,1	311,5	61,4	41,4	255,0	50,0	36,7	264,3	51,0	37,5

итого прихода		749,9	147,4	100	753,2	148,2	100	696,4	136,8	100	706,0	138,7	100
Расход													
испарение с поверхности озера . . .	И	743	146	100	743	145	100	743	146	100	743	146	100
итого расхода		743	146	100	743	146	100	743	146	100	743	146	100
Аккумуляция воды в озере	А _в	—37	—7,2		—37	—7,2		—37	—7,2		—37	—7,2	
Невязка													
абсолютная	Н	43,9	8,7		47,2	9,5		—9,6	—1,9		0		
относительная	%	5,85			6,22			1,3			0		

1960—1965 гг.

Приход													
поверхностный приток	П	186,5	36,7	24,4	186,5	36,7	23,5	186,5	36,7	26,8	186,5	36,7	26,2
поступление атмосферных осадков . .	О _с	256,0	50,4	33,5	256,0	50,4	32,5	256,0	50,4	36,8	256	50,4	36,0
приток подземных вод	П _п	321,5	63,2	42,1	347	68,26	44,0	255	50,0	36,4	268,5	52,9	28,0
итого прихода		764	150,3	10,0	789,5	155,36	100	697,5	137,1	100	711,0	140,1	100
Расход													
испарение с поверхности озера . . .	И	776	152,7	100	776	152,7	100	776	152,7	100	776	162,7	100
итого расхода		776	152,7	100	776	152,7	100	776	152,7	100	776	152,7	100
Аккумуляция воды в озере	А _в	—65	—12,7		—65	—12,7		—65	—12,7		—65	—12,7	
Невязка													
абсолютная	Н	53,0	10,3		78	15,36		—14,5	—2,9				
относительная	%	6,7			9,76			—1,87					

Как видно из таблицы, существенно отличаются между собой варианты 1-й и 3-й; наименьшую (и весьма незначительную) невязку дает 3-й вариант; от 0,9 до 1,3% против 5,6—6,7% в 1-м. Казалось, можно было бы остановиться на величине подземного притока, определенной по формуле Дарси. Однако это было бы неверно.

Во-первых, как уже указывалось, определение подземного притока по формуле Дарси ввиду отсутствия достаточно точных исходных данных для расчетов не может быть точнее, чем при балансовом методе, который дает величину почти на 20% выше. Подземный приток 50—60 м³/с при длине береговой линии озера порядка 500 км дает поступление подземных вод 100—120 л/с на 1 км. Это большая, но вполне возможная величина. Так, например, удельный приток подземных вод с предгорной зоны Киргизского хребта на пролювиальную равнину Чуйской впадины по различным подсчетам составляет в среднем от 160 до 220 л/с на 1 км.

Во-вторых, должно соблюдаться примерное равенство

$$Q_p - Q_{\text{водоз}} \cdot k \approx \Pi + \Pi_{\text{п}}.$$

При $Q_p = 113$ м³/с; $Q = 26,0$ м³/с; $k = 0,5$ (т. е. в целом примерно 50% водозабора уходит на испарение, а 50% поступает в грунтовые воды)* имеем $Q - Q_{\text{водоз}} \cdot k = 100$ м³/с.

В то же время, если принять подземный приток по Дарси, получим общее поступление поверхностных и подземных вод около 89,0 м³/с; если же принять подземную составляющую по балансовым расчетам, получим 98—99,0 м³/с. Это говорит о том, что величина подземного притока ближе к 60 м³/с. Если при его определении, вследствие неточности исходных данных и допущено определенное завышение, то на соответствующую величину занижен поверхностный приток.

В-третьих, прежде чем остановиться на определенном варианте баланса, надо проанализировать точность всех его элементов.

Осадки, выпадающие на акваторию озера в среднем за 1946—1959 гг. получены по карте изогийет в сумме 244 мм, а как средневзвешенные между данными по береговым станциям — 289 мм, т. е. на 18,5% выше.

Не касаясь точности измерения расходов на горных реках, надо иметь в виду, что сток с 20—30% водосборной площади озера не учитывается постами. Полученный расход рек 120,5 м³/с превышает принятый в расчет (113,0 м³/с) на 7%. Ясно, что соответственно может увеличиться и суммарное поступление поверхностных и подземных вод в озеро. Что касается точности определения каждого из этих членов в отдельности, то возможная ошибка вряд ли может быть оценена ниже 15—20%.

Величина испарения, определенная по различным формулам, дает расхождение до 34%. Отклонения от принятой в расчет форму-

* При этом с 1 га орошаемых полей уходит на испарение (испарение минус осадки) 75 мм, что даже превышает величину, полученную балансовыми расчетами.

лы ГГИ в среднем составляют $\pm 10\%$. Это показывает, что точность и методика определения исходных данных влияет на точность расчета не меньше (а часто даже больше), чем выбор формулы. Все это убедительно говорит о том, что полученная небольшая невязка не позволяет прийти к выводу о высокой точности результатов.

Исходя из этих соображений, предлагается принять за основу 1-й вариант, где величина подземного притока определена по балансу подземных вод и рассматривать его как минимальный. В то же время для получения представления о максимальных (или близ-

Таблица 6

Водный баланс оз. Иссык-Куль по данным различных авторов,
мм слоя

Статья баланса	1946—1965 гг.		1931—1943 гг.	1936—1952 гг.
	1-й вариант	5-й вариант	по Молчанову [4]	по Цигельной [6]
Приход				
осадки	248	289	268	251
поверхностный приток в озеро . .	194	208	567	381
подземный приток	308	330	—	—
итого	750	827	835	632
Расход				
испарение	787	864	865	702
изменение уровня	—37	—37	—30	—70

ких к ним) пределах колебания элементов баланса можно представить вариант баланса за 1946—1965 гг., где суммарный расход рек принят $120,5 \text{ м}^3/\text{с}$ и соответственно на 7% повышено значение суммарного притока подземных и поверхностных вод; поступление атмосферных осадков принято средневзвешенное по береговым метеостанциям; испарение с водной поверхности рассчитано по формуле Иванова.

Применительно к среднему году за период 1946—1965 гг. водный баланс оз. Иссык-Куль представлен ниже:

- приход поверхностных вод 208 мм — $40,9 \text{ м}^3/\text{с}$
- поступление атмосферных осадков 289 мм — $56,7 \text{ м}^3/\text{с}$
- приток подземных вод 330 мм — $64,8 \text{ м}^3/\text{с}$
- итого прихода 827 мм — $162,4 \text{ м}^3/\text{с}$
- испарение с поверхности озера 820 мм — $161 \text{ м}^3/\text{с}$
- итого расхода 820 мм — $161 \text{ м}^3/\text{с}$
- аккумуляция воды в озере —37 мм — $7,2 \text{ м}^3/\text{с}$
- невязка водного баланса Н +44 мм — $8,6 \text{ м}^3/\text{с}$
- невязка водного баланса, % 5,3

Относя невязку баланса за счет погрешностей в подсчете испарения, уравниваем приходную и расходную части баланса.

Эти увязанные варианты сведены в табл. 6, где даем для сравнения и данные других авторов.

Наиболее существенным отличием структуры баланса по расчетам М. И. Каплинского и Л. С. Тимченко является то, что приток воды в озеро расчленен на поверхностный и подземный, причем величина последнего даже превышает примерно на 60% поверхностный.

Это объясняется тем, что в большинстве рек бассейна оставшаяся после забора на ирригацию вода теряется в русле и не доходит до озера. К тому же более половины забранной на орошение воды также поступает в грунтовые воды. Как уже говорилось, нельзя претендовать на высокую точность этого разделения. Однако сам факт наличия мощного подземного притока в озеро не подлежит сомнению, и нельзя согласиться с мнением авторов работ [4, 6] о его практически полном отсутствии.

Следует также остановиться на причине падения уровня воды в озере. Не касаясь геологических и климатических причин [5], следует остановиться на систематически действующем факторе — разборе воды на орошение.

Действительно, при среднегодовом водозаборе (1946—1965 гг.) 26 м³/с уходит на испарение 13 м³/с, что составляет 7—10% суммы приходных статей баланса. Вследствие особенностей топографических характеристик чаши озера уменьшение площади зеркала и соответствующее уменьшение испарения с водной поверхности при снижении уровня озера на несколько метров не компенсирует уменьшения притока.

При осуществлении намеченных водохозяйственных мероприятий площадь орошения будет доведена до 258 тыс. га, т. е. возрастет почти вдвое. Однако при этом предусмотрено увеличение КПД водохозяйственной сети почти вдвое, и водозабор возрастет всего на 11,5%.

Балансовые расчеты показали, что поверхностный приток в озеро будет равен 152 мм, а подземный приток 280 мм. Суммарное уменьшение притока составит около 50 мм, или 7% существующего уровня. Эти расчеты требуют уточнения. Несмотря на то, что полученная величина снижения притока лежит в пределах точности расчетов, совершенно очевидно, что по мере развития орошения как за счет использования поверхностных подземных вод и за счет использования вод самого озера будет наблюдаться тенденция к падению горизонтов воды в озере. При падении горизонтов на 10 м уменьшение площади озера (а следовательно, и испарения) достигнет 7—8%, и установится новое равновесие между притоком и оттоком. При современной интенсивности снижения уровня на достижение этого равновесия потребуется 200—300 лет. Однако надо учесть быстрые темпы развития не только орошения, но и промышленного, а также бытового водоснабжения. Поэтому вопрос о стабилизации уровня воды в озере должен уже сейчас стать предметом глубоких и всесторонних инженерно-технических и экономических расчетов. Имея в виду замкнутый характер поверхностного и под-

земного бассейнов озера, надо основное внимание уделить возможности переброски рек соседних бассейнов. В схематическом виде такие проработки имеются, их необходимо продолжить и углубить.

Хотя это и не вопрос ближайших нескольких лет, но учитывая развитие курортной зоны на озере, необходимость серьезного водохозяйственного обоснования перспектив развития Иссык-Кульского бассейна надо считать назревшей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большаков М. Н., Шпак В. Г. Водноэнергетические ресурсы Киргизской ССР. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960.
2. Браславский А. П., Видулова З. А. Расчет испарения с поверхности Цимлянского, Сталинградского и Куйбышевского водохранилища. Л., Гидрометеиздат, 1953.
3. Кабаков М. М. — «Изв. АН КиргССР», 1962, т. IV, вып. 5.
4. Озеро Иссык-Куль (под редакцией И. В. Молчанова). Л., Гидрометеиздат, 1946.
5. Рамазан М. С. Некоторые особенности гидрологического режима и гидрохимической классификации рек Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960.
6. Цигельная И. Д. Водный баланс оз. Иссык-Куль. — В сб.: Материалы гляциологических исследований, вып. 2. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1960, с. 91—96.

Морфометрия и морфология озер Средней Азии. Никитин А. М. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 4—21.

Рассмотрены распределение озер по территории Средней Азии, динамика озерных массивов равнинных территорий и типизация озер по генетическим пунктам котловины.

На основе морфометрического анализа дается характеристика озерных котловин различных генетических типов. Сделаны выводы о морфологической однотипности малых горных озер и закономерностях в распределении глубин, форме и конфигурации чаш генетически однородных озер.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 17.

УДК 556.54+556.55

О динамике озер среднего и нижнего течения Сырдарьи. Никитин А. М. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 22—30.

Рассмотрены вопросы динамики пойменных и дельтовых озер среднего и нижнего течения р. Сырдарьи. На основе анализа факторов, способствующих сокращению площадей зеркала озер, дается прогноз возможного сокращения их площади на перспективу.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 11.

УДК 551.481.1+556.552+556.556.5

К вопросу о морфометрии и динамике вод озера Сонкуль. Никитина А. М., Черкасов Л. Г. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 31—42.

По материалам специализированных экспедиционных исследований, 1968, 1975 гг. рассмотрены вопросы морфометрии и морфологии чаши озера.

На основе уточнения составляющих водного баланса, натуральных и расчетных данных по динамике водных масс озера даются рекомендации по возможному использованию его водных ресурсов в народном хозяйстве.

Табл. 5. Илл. 2. Библ. 11.

УДК 556.555.7

Гидрохимическая характеристика Арнасайских озер. Горелкин Н. Е. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 43—54.

Дана гидрохимическая характеристика бессточных солоноватых водоемов, входящих в Арнасайскую озерную систему. Рассматриваются минерализация воды, концентрация отдельных ионов, биогенных веществ и растворенных газов, наблюдавшихся в озерах в 1973—1975 гг. Прослеживается изменение минерализации воды с момента образования озер.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 8.

УДК 556.531.4+556.551.

Формирование химического состава воды рек и водохранилищ бассейна Сурхандарьи. Николаенко В. А. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 55—59.

Рассмотрены вопросы формирования химического состава вод рек Тупаланг, Каратаг, Сурхандарьи, Южносурханского и Учкызылского водохранилищ. Установлено, что минерализация вод Сурхандарьи увеличивается от истоков до устья в 10 раз, при этом воды из гидрокарбонатно-сульфатного класса трансформируются в сульфатный.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 556.555.4/5

Актинометрические исследования на Арнасайских озерах. Горелкин Н. Е., Казаков А. М. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 60—69.

Приводятся результаты наблюдений за альбедо водной поверхности, проникновением солнечной радиации в водные массы и радиационным балансом озер. Рассматриваются изменения радиационных характеристик в зависимости от высоты Солнца, метеорологических условий прозрачности воды.

Табл. 4. Илл. 4. Библ. 4.

Ветровые течения озера Тузкане. Горелкин Н. Е., Гороховский В. А. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 70—74.

Приводятся результаты наблюдений за течениями в мелководном нестратифицированном водоеме. Рассматривается изменение ветрового коэффициента в зависимости от скорости и направления ветра.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 551.481.1.(575.2)

О некоторых закономерностях температурного обмена вод озера Иссык-Куль. Стависский Я. С. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 75—80.

Термические съемки, проводимые на озере Иссык-Куль в последнее время, помогли установить границу деятельного слоя озера (толща воды, где происходят все динамические процессы вызванные действием ветра), которая пролегает на глубине 100 м. Ниже этой глубины все процессы сглажены.

Расчет теплозапасов показал, что общее количество тепла, накапливаемого озером к концу теплого периода, составляет примерно 10×10^{12} т·кал тепла.

В зимний период расходуется около $2,5 \times 10^{12}$ т·кал тепла, причем основные колебания теплозапасов отмечены в толще 0—100 м.

Расчетом плотности озерной воды установлено, что в Иссык-Куле можно условно выделить две отличные друг от друга водные массы: от 0 до 100 м и от 100 м до дна. Рассматривается процесс обмена теплом между двумя водными массами.

Динамическим методом рассчитаны течения на поверхности озера Иссык-Куль для лета и зимы.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.555.2(575.2)

О водном балансе озера Иссык-Куль. Черкасов Л. Г. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 81—86.

Предлагаются первые результаты составления месячных балансов озера. С допустимой погрешностью расчеты оказались возможными для 67% случаев.

Освещаются условия, определяющие годовой ход уровня. Делается попытка качественной экстраполяции хода на следующий генетический период.

Выделяются воднобалансовые зоны озера и высказываются общие соображения о водообмене между ними.

Табл. 2. Библ. 14.

УДК 556.552

Водный баланс озера Иссык-Куль за многолетний период. Каплинский М. И., Тимченко Л. С. Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 50(131), с. 87—101.

Рассматриваются компоненты водного баланса озера Иссык-Куль за многолетний период.

Табл. 6. Библ. 6.