

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск 113 (194)

ВОДНЫЙ БАЛАНС
САРЕЗСКОГО ОЗЕРА

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

113(194)

Г. Е. ГЛАЗЫРИН, А. М. НИКИТИН, А. С. ЩЕТИННИКОВ

ВОДНЫЙ БАЛАНС
САРЕЗСКОГО ОЗЕРА

Под редакцией
докт. геогр. наук Г. Е. ГЛАЗЫРИНА

Иск. Давлатов
В. В. Акулов
27.12.86.



В монографии рассматриваются вопросы влияния гидрометеорологических и инженерно-геологических факторов на водный баланс Сарезского озера. Дана оценка тенденции хода уровня озера на современном этапе и на перспективу.

Монография рассчитана на специалистов гидрологов, географов, гидротехников, гляциологов и работников водного хозяйства.

Труды САНИИ Госкомгидромета, вып. II3 (I94)

ВОДНЫЙ БАЛАНС САРЕЗСКОГО ОЗЕРА

Редактор Т.С. Тихонова

Технический редактор Н.А. Низяева

Корректоры Л.Б. Афанасьева, Р.А. Агафонова

Подписано к печати 8.05.1986 г. Т - I2355 Формат 60x90^I/I6

Бумага картограф. Усл. печ. л. 5,5 Усл. кр.-отт. 5,76

Уч.-изд. л. 5,36 Печать офсетная Индекс М-М-202 Зак. 84I

Тираж 300 экз. Цена 35 к.

Московское отделение Гидрометеоиздата

Москва, I23436, ул. Маршала Рыбалко, д. 8

Фабрика офсетной печати ВНИИГМИ-МЦД

г. Обнинск

ВВЕДЕНИЕ

Проблема Сареза родилась вместе с озером, и вот уже на протяжении семидесяти лет на повестке дня стоит вопрос: возможен ли прорыв озера и когда он произойдет? Еще в 1913 г. ,после обследования района озера и Усойского завала, Д.Д.Букинич высказал мысль о возможном катастрофическом прорыве завала и спуске вод озера. Этого же мнения придерживались Н.Г.Маллицкий, В.А.Афанасьев и В.В.Акулов [2,6,42,43]. Последний, например, в 1946 г. дал прогноз о катастрофическом спуске вод озера через 22 года. Противоположное мнение высказывали Г.А.Шпилько, И.А.Преображенский, О.К.Ланге, В.И.Шеко, В.И.Рацек и О.Ф.Васильев [9, 40, 49, 51, 65] .

Прорыв озера был бы возможен либо в результате разрушения Усойского завала, либо из-за возникновения перелива через его гребень и последующего размыва.

Наблюдавшийся во второй половине семидесятых годов значительный подъем уровня воды в озере вызвал тревогу советских и партийных органов Таджикской и Узбекской ССР за судьбу озера, населения и хозяйственных объектов, расположенных в долинах рек Бартанг, Пяндж, Амударья.

Другая актуальная проблема – рациональное комплексное использование водных ресурсов Сарезского озера в народном хозяйстве республик Средней Азии. Ее решение позволило бы существенно повысить гарантированную водоотдачу для ирригации в бассейне р. Амударьи, особенно в крайне маловодные годы, а также обеспечить электроэнергией Западный Памир [30] .

В связи с этим на повестку дня встал ряд задач по оценке элементов водного баланса и тенденции в ходе уровня воды в озере на перспективу.

В нашей работе рассмотрены вопросы динамики Усойского завала и гидрометеорологического режима озера и оценен вклад каждого фактора в рост уровня воды в озере. На основе проведенных воднобалансовых исследований, охватывающих период 1940 – 1980 гг., дан прогноз хода уровня воды в озере до 2000 г.

Авторы выражают благодарность директору САНИИ им. В.А.Бугаева Госкомгидромета Н.Н.Аксарину за постоянную помощь и полезные замечания в период подготовки и написания данной работы.

Глава I. ВОЗНИКНОВЕНИЕ САРЕЗСКОГО ОЗЕРА

1.1. История исследования озера

В 23 ч 15 мин в ночь с 18 на 19 февраля 1911 г. в центре Памира в результате 9-балльного землетрясения произошел грандиозный оползень-обвал, перегородивший русло р. Мургаб в ее нижнем течении. Под обвалом был погребен маленький кишлачок Усой с 57 жителями. Спаслись только трое жителей. С одним из них в 1951 г. встретился и беседовал топограф О.Г. Чистовский. Шестидесятилетний Миршоиб Гургалиев рассказывал следующее: "В феврале 1911 г. я был на празднике в кишлаке Сарез, в двадцати километрах от Усоя. В один из праздничных дней произошло землетрясение. Все жители Сареза выскочили из кибиток. В это время в районе Усоя стали рушиться скалы. Поднявшаяся пыль скрыла от нас кишлак на три дня. Когда завеса опала, то никакого следа от кишлака не осталось. Погибли все жители, которые находились в Усое во время обвала" [61].

Землетрясение захватило кишлаки Барчидев, Нисур, Сахноб и Рухч, которые были разрушены до основания. На оз. Каракуль, расположенном в 120 км от эпицентра, образовавшейся волной был разбит и выброшен на берег ледяной покров, достигающий в феврале толщины 80 см. Были разрушены дороги и овринги, в связи с чем связь с пострадавшими районами была нарушена и первые сведения о размерах катастрофы и гибели кишла. Усой были получены лишь в конце марта [65].

О причинах образования Усойского завала создалось два мнения: первое, что обвал, подготовленный геологическими процессами, был вызван землетрясением; второе, что обвал произошел в результате подмыва правого берега и обрушения около 6 млрд. т горных пород, которые и вызвали землетрясение. Это предположение высказал в 1915 г. геолог В.И. Вебер, а сейсмолог Б.Б. Голицин произвел вычисления, подтверждающие, что обрушившаяся масса могла при ударе вызвать землетрясение данной силы [10, 20].

В настоящее время геологи считают, что первопричиной все-таки было землетрясение.

За образовавшимся завалом, названным по имени засыпанного кишла. Усойским, стали аккумулироваться воды р. Мургаб. К сентябрю был затоплен кишла. Сарез — так образовалось Сарезское озеро.

За семидесятилетний период его существования в районе озера работало свыше тридцати экспедиций, изучавших динамику Сарезского озера и Усойского завала в самых разных аспектах.

В 1888 г., еще до образования озера, этот район обследовал геолог Д.М.Иванов, оставивший описание геологического строения района. В 1900 г. на участке от Катта-Марджаная до Уояя произвел магнитную съемку магнитолог Б.В.Станкевич [58], составивший описание рельефа этого участка, что весьма важно, так как позднее вплоть до катастрофы район не исследовался.

Первым из европейцев, посетившим образовавшееся озеро, был штабс-капитан Заимкин, прибывший в этот район Памира для оказания помощи местным жителям, пострадавшим от землетрясения [65].

В декабре 1911 г. через завал прошел А.Шульц, составивший первое краткое описание озера. По его данным, длина составила 2 км, а наполнение достигло верхушек деревьев [65].

Летом 1913 г. тахеометрическую съемку завала произвел Д.Д.Букинич, который высказал первое предположение о возможности прорыва вод озера [7].

В октябре того же года экспедиция под руководством начальника Памирского отряда подполковника Г.А.Шпилюк произвела съемку завала и озера, был получен первый продольный профиль водоема. Шпилюк высказал предположение, что вскоре вода начнет профильтровываться сквозь тело завала. Оно подтвердилось уже в апреле 1914 г. Им же было высказано мнение, что озеро не в состоянии ни прорваться, ни опрокинуть завал [65].

В 1915 г. профессор И.А.Преображенский по поручению Геологического комитета произвел детальную съемку завала и оценил объем слагающих его пород в $2,2 \text{ км}^3$ [49].

В августе 1925 г. съемку Усойского завала повторил военный топограф В.С.Колесников, обнаруживший на теле завала овраг, в голове которого на поверхность вырывался мощный поток с расходом воды, близким к расходу р.Мургаб до образования озера. Сравнивая свою съемку со съемкой Преображенского, Колесников нашел изменения в виде оседания отдельных зон завала. Он также считал, что прорыв озера маловероятен [38].

В августе 1926 г. экспедиция под руководством О.К.Ланге произвела фототеодолитную съемку завала и измерила расход воды р.Мургаб у киши. Барчидев (15 августа 1926 г. - $80 \text{ м}^3/\text{с}$; 2 сентября 1926 г. - $69,66 \text{ м}^3/\text{с}$) [39].

В 1930 г. гидролог Н.Е.Родионов измерил скорость фильтрации в теле завала и констатировал, что расход воды со стороны нижнего бьефа существенно не увеличился и остается в тех же пределах, что и в 1926 г., - около $60-70 \text{ м}^3/\text{с}$ [6].

В 1934 г. район озера обследовал отряд П.П.Чуенко, который произвел геологическую съемку и дал стратиграфию и тектонику района [68].

В том же году на озере работала экспедиция Сазгипровода. Были вы-

полнены триангуляция завала, топографическая съемка и промеры глубин озера, измерения скоростей фильтрации сквозь тело завала и расходов воды в нижнем бьефе, которые возросли до $80 \text{ м}^3/\text{с}$ [63]. Объем озера был определен в $17,7 \text{ км}^3$. Анализ материалов предыдущих исследований и новых изысканий позволил В.А.Афанасьеву сделать ряд выводов об оседании завала.

В 1939 г. с организацией гидрометеорологической станции озеро и завал изучал гидрогеолог А.А.Солдатов, который определил скорость фильтрации воды в завале и дал гидрогеологическую, гидрографическую и климатическую характеристику района.

В 1943 г. были выполнены промеры глубин западной части озера и термические разрезы сотрудником ГМС И.Е.Горшениным.

В 1946 г. В.В.Акуловым на основе изучения динамики каньона на теле Усойского завала дан прогноз о возможном его промыве через 22 года. Им же приводится наиболее полная морфометрическая характеристика озера [2].

В том же году обследовал завал В.И.Рацек и на основе наземной и аэрофотосъемки определил, что в теле завала имеется разрушенный отрог водораздельного хребта между Шадаударой и Вавзидсаем [51]. Рацек пришел к выводу о стабилизации уровня воды в озере, бесспорной прочности Усойского завала и невозможности катастрофического прорыва.

В 1956 г. наблюдения за состоянием Усойского завала проводил О.Ф.Васильев. Им были обследованы места входа в завал, определено превышение уровня воды в озере над выходом ее из-под завала и скорость развития каньона на его теле. Васильев пришел к выводу о безопасном повышении уровня воды в озере, но в то же время указал на необходимость проведения специализированных исследований по вымыванию пород из тела завала и его оседанию [9].

В 1959 г. Р.И.Селиванов и В.И.Андреев, анализируя материалы уровней наблюдений за период 1939–1956 гг. и рассматривая профиль через завал, полученный по данным теодолитного хода экспедицией АН Таджикской ССР в 1957 г., пришли к выводу, что "...основную роль в эволюции озера будут играть не явления поднятия уровня озера, а процессы интенсивного вреза верховьев Бартанга и подземного размыва северной части завала". При этом процесс развития озера в проточное "будет протекать эволюционным, спокойным путем" [54].

В 1962 г. В.Н.Рейзвих дал гидрометеорологическую характеристику озера и рассчитал его средний водный баланс за период 1940–1959 гг. [52]. Он же был одним из инициаторов организации межведомственной Правительственной комиссии по Сарезскому озеру [53].

Участники совещания, которое состоялось в августе 1967 г. в г. Душанбе, посетили Усойский завал, ознакомились с материалами предыдущих исследований и приняли решение о комплексном изучении Усойского зава-

да и озера и необходимости принятия мер по повышению устойчивости завала [48] .

Начиная с 1968 г. в районе Сарезского озера велись работы подразделениями Министерства геологии СССР, Министерства электрификации и электростанций СССР, Главного управления геодезии и картографии СССР, Главного управления Гидрометслужбы СССР. Полученные материалы позволили по-новому посмотреть на ряд проблем, выделить наиболее важные направления исследований, обеспечивающих комплексные и регулярные наблюдения за состоянием завала и озера.

1.2. Усойский завал

Как указывалось в начале главы, Усойский завал образовался в ночь с 18 на 19 февраля 1911 г. Во время 9-балльного сейсмического толчка с эпицентром в районе кишл.Усой от правого крутого склона долины р. Мургаб, подмытого рекой ослабленного тектоническими разрывными нарушениями и смачиваемого по тектоническому разлому талыми водами с ледника, отделился огромный массив пород Сарезской свиты площадью $5-6 \text{ км}^2$, максимальной высотой в средней части - 650-700 м и объемом $2,4 \text{ км}^3$. Возник грандиозный оползень-обвал.

В результате значительного смещения по вертикали в тыльной зоне завала образовалась депрессия, а центральная часть оказалась наиболее приподнятой, при этом на его поверхности образовались хаотически расположенные поднятия, сбросы, цирки и воронки. Длина завала от верхнего бьефа до нижнего - 3750 м; ширина от стенки отрыва до левого коренного склона Шадау - 5200 м; ширина по верхнему бьефу - 3150 м; минимальная ширина через середину каньона - 1750 м. Общая площадь завала равна $10,8 \text{ км}^2$, при этом незатопленная часть составляет $9,2 \text{ км}^2$, или 85%. Максимальная мощность оценивается в 740 м .

В большей своей части завал сложен слаборазрушенными блоками пород Сарезской свиты. Участки наиболее разрушенных блоков расположены в прибортовых частях сместившихся массивов. На основе анализа процесса образования завала есть основания утверждать, что разрушенные смещением блоки лежат непосредственно на довольно крутой поверхности коренных пород Сарезской свиты.

Усойский завал в генетическом отношении представляет собой сложное образование, где, во-первых, главную роль сыграло основное оползневое смещение; во-вторых, селевые, обвально-осыпные процессы и формирование каньона, которые начали развиваться после образования завала.

Тело завала сложено в основном кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами темно-серого и черного цвета. В теле завала выделяются четыре зоны: 1) - основной оползневой массив, мощность которого составляет 500-600 м. Эта зона завала наиболее устойчива; 2) - центральное понижение по линии бухта Соединения - голова каньона. Это наиболее пони-

женная и раздробленная зона завала с мощностью 100–150 м. Наиболее ослабленным является участок ложбины проседания, сформировавшейся в результате суффозионного выноса пород из тела завала. Ширина завала в этой части по верху составляет 400–500 м; 3) северная приобтовая зона, сложенная гипсокарбонатными породами мощностью 110–150 м и шириной около 500 м. Это-обломки доломитов, мрамора и гипса, сильно подверженные выветриванию; 4) район тыловой депрессии, сложенный селевыми и обвально-оползневыми отложениями, состоящими из глыбово-щебнисто-суглинистых легко размываемых пород. Их мощность в С-З части завала составляет 70–80 м. Карстово-суффозионные процессы, активно развивающиеся в пределах тыловой депрессии, отрицательного влияния на устойчивость завала не оказывают.

В настоящее время на поверхности завала продолжают развиваться экзогенные геологические процессы: оползни, карст, суффозия, обвалы, сели. Согласно анализу материалов съемки завала 1915 г. и аэрофотосъемок 1947 и 1966 гг. понижение рельефа в северной зоне завала составило 50–60 м [47]. В этой зоне наблюдаются оползневые смещения (оползни-потоки) в юго-западном направлении, которые обусловлены процессами вымывания и выщелачивания пород из тела завала. Наряду с ними продолжают развиваться более крупные боковые смещения, улавливаемые с поверхности по развитию систем трещин и уступов. Наиболее интенсивные смещения происходят на участке между головой каньона и подковообразной стенкой отрыва завала. Здесь наблюдается система трещин на участке длиной 170–200 м, шириной 20–30 м. Их длина 15–20 м, ширина 40–50 см и глубина 180–200 см. Годовое смещение реперов этой зоны составляет 36–39 см в юго-западном направлении.

Основными причинами неустойчивости этой зоны завала являются: особенности литологического и гранулометрического состава обвально-оползневых отложений, состоящих из глыбосуглинистых грунтов, которые образовались в результате разрушения гипсокарбонатных пород;

распространение стока в зоне залегания карбонатных пород и полное поглощение талых вод гипсокарбонатными и обвально-оползневыми отложениями, приводящие к выщелачиванию гипса и ухудшению прочности пород;

дополнительные обвалы, оползни и сели увеличивают нагрузку в голове завала, а блоки, подрезанные каньоном и лишенные упора, более подвижны.

Отток воды из озера осуществляется путем фильтрации сквозь тело завала. Первые родники на теле завала со стороны нижнего бьефа были зафиксированы в апреле 1914 г. Шпилюк [65]. В 1915 г. Преображенским был зафиксирован расход оттока в $2 \text{ м}^3/\text{с}$, а с 1923 г. расход воды был близким к расходам р. Мургаб до образования завала. По мере увеличения расходов наблюдался и рост числа родников (табл. 1.1) [35–37].

После образования завала на его тело ежегодно сходят селевые пото-

Таблица 1.1

Рост числа родников на теле Усойского завала

Год	Число родников	Автор
1915	2	И.А. Преображенский
1923	9	Н.Л. Корженевский
1926	13	О.К. Ланге
1934	20	В.А. Афанасьев
1939	57	А.А. Солдатов
1968	27	ВСЕГИНГЕО

ки из Усойдары. Выбивающие из тела завала родники промыли в селевых отложениях, наложенных на его низовой откос, каньон, который по мере повышения уровня в озере и расширения в связи с этим фронта фильтрации, естественно, увеличивался в длину. Подчеркнем еще раз, что каньон врезается в наложенные селевые отложения, а не в тело завала, в связи с этим не имеют основания рассуждения о разрушении завала.

При обследовании завала в августе 1968 г. специалистами института ВСЕГИНГЕО каньон при уровне воды в озере 3255,77 имел следующие параметры: голова каньона имела абсолютную отметку 3107,57 м, устье — 2838,47 м. Наибольшее относительное превышение водораздельного гребня завала над уровнем воды в озере составляло 228,8, а минимальное — 55 м (900 м северо-западнее бухты Соединения). Превышение уреза воды в озере над ее выходом на теле завала составляло 148,2 м. Превышение головы каньона над руслом р.Бартанг оценивалось в 369 м.

По данным нивелировки специалистов ТаджУГКС, наименьшее превышение гребня завала над уровнем воды в озере при максимальном его наполнении составляло 31,4 м, а наинизшая точка гребня завала имеет отметку 3294,54 м.

Анализируя материалы различных съемок за состоянием завала и продвижением каньона, следует указать, что за 45 лет голова каньона продвинулась на 2,4 км (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Рост длины и скорость продвижения каньона

Годы	Увеличение длины, м	Скорость, м/год
1914 - 1915	900	900
1916 - 1926	1100	100
1926 - 1930	170	42,5
1930 - 1939	80	9,0
1939 - 1956	120	7,0

Сведения о наименьшем расстоянии от озера до головы каньона, приводимые в сообщениях Афанасьева (1934 г.-1750 м), Акулова (1946 г.-1200 м), Горшенина (1947 г.-2422 м), Селиванова и Андреева (1957 г.-2449 м), весьма противоречивы. Следует усомниться в достоверности двух последних величин, так как, по данным ВСЕГИНГЕО, это расстояние определено в 1800 м. Здесь же следует отметить, что материалы съемок завала, а также определение продольных профилей от озера через наиболее низкие отметки гребня до головы каньона не всегда сравнимы, что объясняется различными системами использованных отметок при съемках и трудностями их проведения [2, 6, 47, 54].

Сравнение аэрофотосъемок 1947 и 1966 гг. указывает на то, что в этот период рост головы каньона практически прекратился, так как основной селевой поток, размывающий голову каньона, стал разгружаться в Сарезское озеро вследствие подпруживания русла Усойдары обвалом. На основе дендрологического анализа кустарниковой растительности в голове каньона, по западной части завала, сели не проходили 30-35 лет. По восточной части они проходят ежедневно во второй половине дня (июль-август) и сбрасываются в озеро.

Перейдем к вопросам режима фильтрации сквозь тело завала и ее динамики, а также карстового и суффозионного выноса пород из тела завала, его проседания и калыматажа. Первые натурные измерения скоростей фильтрации через завал и расходов воды со стороны нижнего бьефа относятся к 1925-1926 гг. Расход Бартанга в сентябре 1926 г. оценивался в $69,7 \text{ м}^3/\text{с}$ [39]. Как указывает Родионов, в 1980 г. фильтрационный расход воды из озера существенно не увеличился по сравнению с 1926 г. и оставался в размерах около $60-70 \text{ м}^3/\text{с}$. В августе 1932 г. измеренные расходы составили $50 \text{ м}^3/\text{с}$, в 1934 г. расходы повысились до $80 \text{ м}^3/\text{с}$ и превысили все наблюдавшиеся ранее замеры [6].

В 1926 г. в месте входа в завал была обнаружена воронка, как перед затопленным водосливом. В 1934 г. Афанасьев отмечал, что вода устремлялась в завал потоком шириной в 20-25 м. При этом измеренная путем введения в поток раствора марганцево-кислого калия скорость фильтрации была оценена в $2,68 \text{ м/с}$ (расстояние по прямой от входа воды в завал до головы каньона - 1850 м и время ее прохождения - 11,5 мин) [6].

В 1939 г. гидрогеолог Солдатов определил скорость фильтрации в $1,73 \text{ м/с}$, при этом участок сосредоточенного входа воды в завал был оценен в 120 м. Всего было зарегистрировано 14 мест входа, некоторые из них напоминали маленькие речки.

По данным Васильева, в 1956 г. вихревые воронки входа воды в завале, наблюдаемые в 1926 и 1934 гг., отсутствовали, и вода входила в завал на трех больших участках (рис. 1.1.). Первый - в бухте Соеди-

нения, второй - в 500 м южнее, а третий - 1100-1200 м южнее первого. Скорость втока в завал достигла 0,5 м/с 9.

В 1981 г. при обследовании участка видимого входа воды в завал нам обнаружить не удалось, видимо, он затоплен.

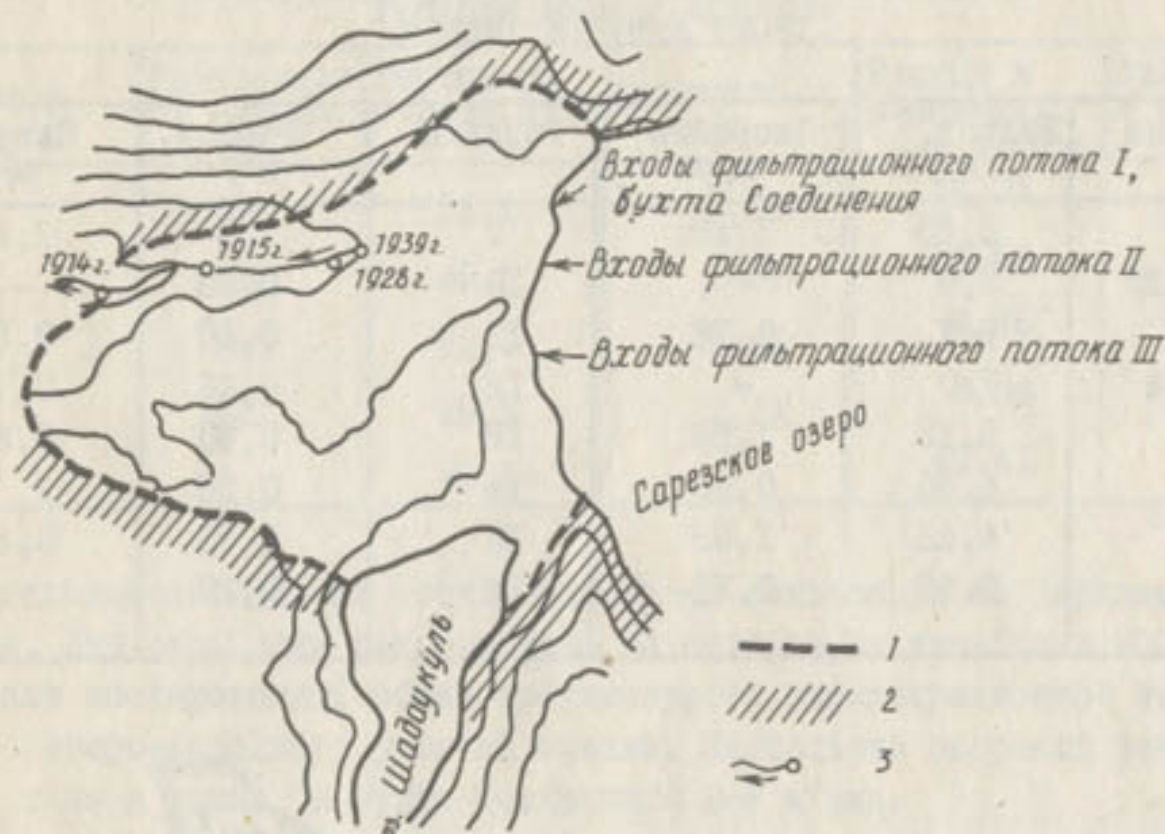


Рис. 1.1. План Усойского завала:

1 - границы завала, 2 - коренные породы, 3 - положение головы каньона в различные годы

Наиболее детальные водно-балансовые исследования на теле Усойского завала были проведены экспедицией ВСЕГИНГЕО в 1968-1969 гг. Было установлено, что основная разгрузка фильтрационного потока происходит в головной зоне каньона, на участке в 920 м, где выклиниваются 17 крупных родников (15 по левому и 2 по правому бортам каньона) и 10 мелких большей частью по левому берегу с дебитом 1-5 л/с. Ниже этого участка выходов не обнаружено, на всех крупных родниках были измерены расходы воды (табл. 1.3). Для определения скоростей фильтрации было разбито 4 створа, на которых определялись расходы воды и отбирались пробы индикатора. Створы были расположены в 100, 200, 700 и 920 м от головы каньона (рис. 1.2). В качестве индикатора были использованы диатривая соль, флуоресцин, родомин-С. Расход индикатора - 200-300 мг/мин., время запуска - 30-150 с. Отбор проб на створе одновременно с запуском через 10-15-20 с. В качестве измерительного прибора использовался флуориметр, изготовленный в лаборатории ядерно-физических методов ВСЕГИНГЕО. Применялся также изотопный метод, для чего исполь-

зовался изотоп R^{106} с периодом полураспада 365 сут. Для регистрации использовался высокочувствительный полевой радиометр СРП - 2.

Таблица 1.3.

Расходы воды родников в каньоне, измеренные
19-27 августа 1968 г.

Родники	Расход, м ³ /с	Скорость, м/с	Родники	Расход, м ³ /с	Скорость, м/с
I	3,68	1,43	9	7,4	1,4
2a - 2б	3,0	-	10	0,78	-
2	3,1	0,78	11	0,50	0,5
3 + 4	7,0	-	12	0,45	0,7
5	5,15	1,38	13	0,40	0,81
6	4,46	0,68	14	0,58	I
7	4,46	1,38	15	1,81	0,8
8	2,45	1,28	1п	0,27	-



Рис. 1.2. Схема каньона на теле завала:
1 - родники, 2 - створы

Запуск производился в бухте Соединения на глубине 0,7-1 м, время запуска 0-3 мин. Время отбора от 1 до 15 мин. Лучшие результаты дают флюоресцентные красители при разбавлении в потоке в 10 раз, при большем разбавлении - радиоактивное вещество.

Результаты исследований показали, что р. Мургаб в головном участке каньона дренирует две наиболее проницаемые толщи пород, расход фильтрационных вод непосредственно в русле каньона достигает 50% общего расхода (табл.1.4).

Таблица 1.4

Расходы воды в каньоне

Створ	Расстояние от головы, м	Расход на створе, м ³ /с	Скорость, м/с	Расход в родниках, м ³ /с	Фильтрация в русло, м ³ /с
I	100	23,1	1,66	16,70	6,4
II	200	45,3	1,32	16,52	5,68
III	700	62,5	2,26	8,95	8,25
IV	920	89,5	1,74	3,24	23,76
Всего		89,5		45,41	44,09

Исследовалась также зона наибольшей фильтрации по верхнему откосу завала. Для этой цели было выбрано 70 створов на участке в 3000 м. Как показали исследования, общая протяженность инфильтрационной зоны—800 м вдоль северо-западного участка завала. Наибольшие скорости течения при входе воды в завал в бухте Соединения 2–6 м/мин.

Также было установлено, что фильтруется не вся смоченная поверхность завала, а лишь верхний 150-метровый слой, на что указывает и распределение минерализации по глубине озера (рис.1.3).

Как показали исследования, существуют два независимых пути движения воды от бухты Соединения до каньона, но возможно наличие и третьего. При этом скорость фильтрации на первом створе 1,46 — 2,68 м/с, на втором — 4 м/с. Полученные величины в 1,5 раза превосходят данные 1934 г. и в 2,3 раза данные 1939 г., а так как пути фильтрации не прямолинейны, то скорость еще выше. На основании этого был сделан вывод о существовании в завале зон повышенной проницаемости, или канализованных русел. Кратчайшим является поток от бухты Соединения до родника 5, более длинный — от бухты до родников 1–2 и третий — от входа южнее бухты Соединения до выхода родников ниже второго створа.

Наряду с фильтрацией происходит оседание завала и вынос материала из его тела путем выщелачивания и вымывания. Минерализация воды во всех родниках превышает минерализацию воды в озере перед входом ее в завал (табл.1.5). Содержание ионов уменьшается вниз по каньону. На выходе вод из-под завала (родник 1) концентрация иона HCO_3^- в 6 раз выше, чем в озере, а иона Ca^{2+} в 3 раза. В роднике 7 иона HCO_3^- лишь на 18 мг/л больше, а иона Ca^{2+} на 12 мг/л. Это объясняется тем, что правый борт каньона фильтрует воду через гипсокарбонатные породы, в то время

как левые родники дренируют воды, проходящие по глыбово-блоковой толще из песчаников и сланцев.

Как показывают расчеты, основанные на гидрохимических наблюдениях 1969 г., из тела завала в год выносится 7166 т, или 3115 м³, гипса, что в пересчете на период истечения воды из озера оценивается более чем 200000 м³.

Таблица 1.5

Химический состав воды озера и родников
в каньон Усойского завала, мг/л

Род-ники	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Сумма ионов	Сухой остаток
Ип	28	40	102	14	301	183	668	588
1	54	13	37	14	134	122	379	320
2	21	14	39	14	79	98	277	232
3	19	11	39	14	60	98	258	208
4	19	13	37	14	67	122	272	220
5	22	13	39	14	72	128	288	232
Озеро	15	8	37	7	54	116	237	192

В 1934 г. Афанасьев обнаружил следы оседания завала. При осмотре его поверхности обнаружился ряд небольших холмиков с явными следами оседания поверхности вокруг них, а также столбы, воронки и трещины, достигающие десятки метров длиной, шириной 60-70 см и глубиной 1,5-2,0 м [6]. Сопоставляя данные Шпилько и Ланге о высоте нижней точки завала над уровнем воды в озере и глубине озера (1913 г., глубина-279,5 м, высота-509,9 м; 1926 г., глубина-477 м, высота-247 м), Афанасьев пришел к выводу об оседании завала за 13 лет на 65,4 м [6]. Однако к этим данным следует относиться с осторожностью.

Для оценки динамики завала использовались материалы съемки Преображенского и аэрофотосъемки 1947 и 1967 гг. По мнению одного из исследователей динамики рельефа завала Б.А.Парамонова, эти материалы сравнимы, а имеющиеся расхождения относятся к системе отметок или к изменениям в отдельных формах рельефа за счет селевых и оползневых явлений [47]. На основании сопоставления этих материалов Парамонов приходит к следующим выводам: наиболее активно геоморфологические процессы на Усойском завале развивались в первые годы после его образования. За период 1947 - 1967 гг. существенных изменений в рельефе плотины не произошло. Тем не менее это не значит, что плотина приняла вполне устойчивое состояние. На поверхности завала обнаружено значительное количество свежих небольших трещин и воронкообразных понижений, воз-

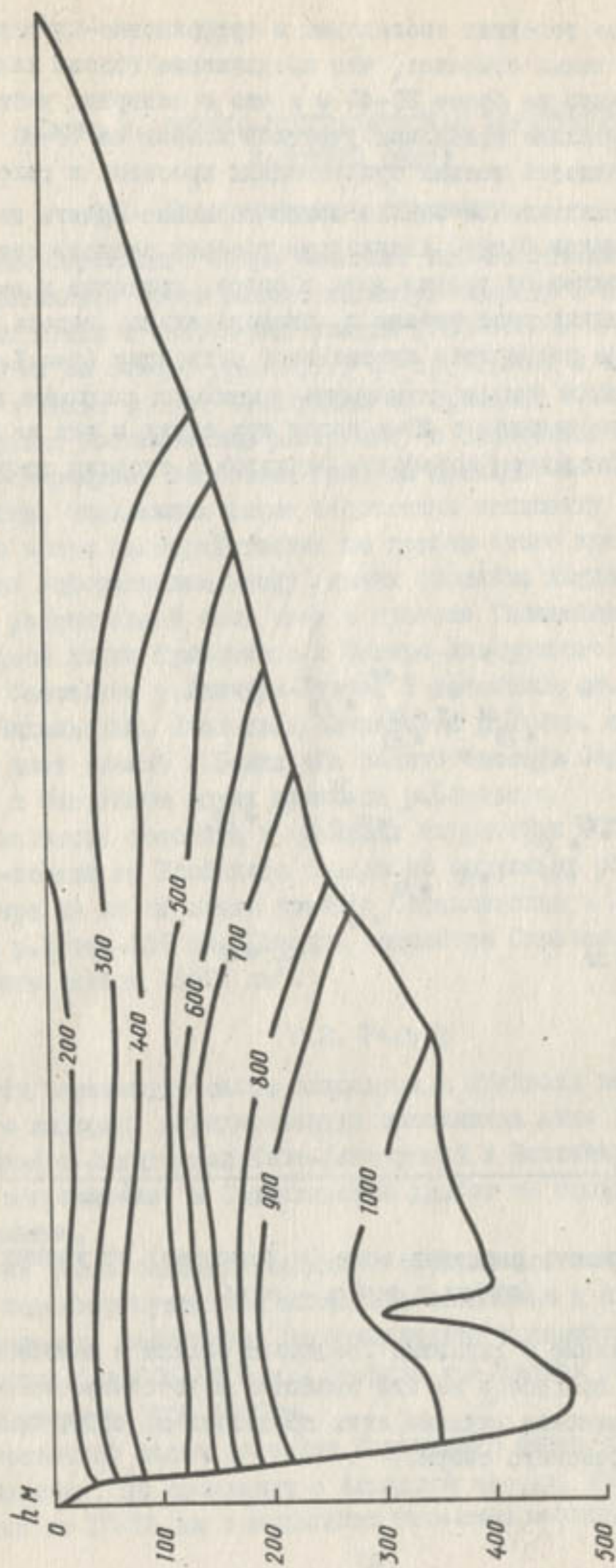


Рис. 1.3. Изменение минерализации воды в озере, мг/л

никших в результате новейших оползневых и суффозионно-просадочных процессов. Парамонов также отмечает, что продвижение головы каньона с 1947 по 1967 г. составило не более 30–40 м и что в северных частях завала обнаруживается опускание отдельных участков холмов на 70–80 м, а это указывает на возможность весьма существенных просадок в теле завала.

О просадке и калыматации завала можно косвенно судить по динамике расходов воды в нижнем бьефе. Анализируя графики зависимости расходов воды в створе Барчидев от уровня воды в озере, приходим к выводу, что, несмотря на постоянный рост уровня и, следовательно, напора, расходы воды в нижнем бьефе подвержены интенсивной пульсации (рис. I.4). Если в 20–30-е годы с ростом уровня отмечались колебания расходов воды в сторону увеличения, то начиная с 40-х годов при одних и тех же уровнях верхнего бьефа наблюдаются колебания расходов в сторону сокращения.

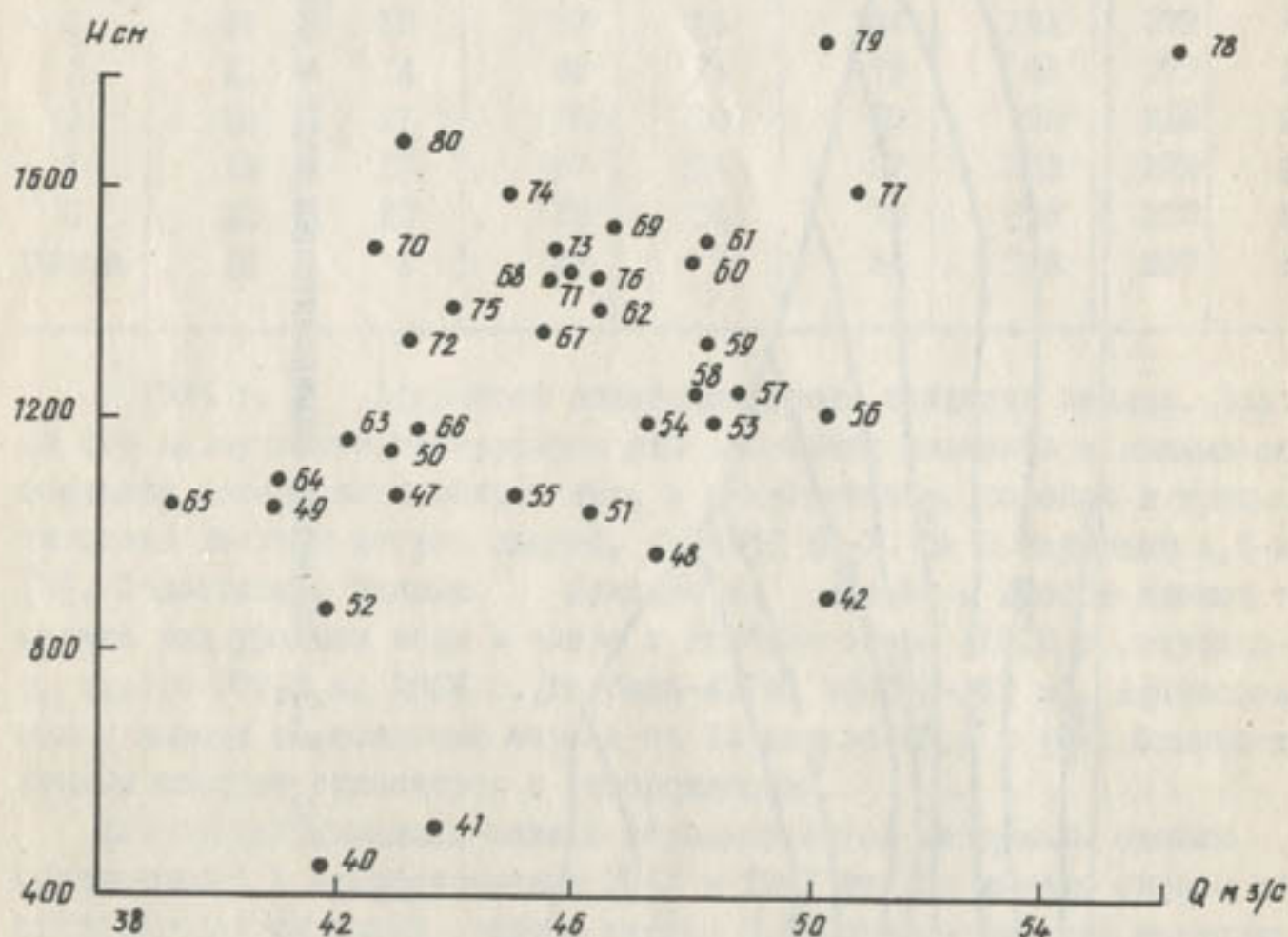


Рис. I.4. Зависимость расходов воды (п.Барчидев) от уровня озера (цифры у точек – годы).

Приведенные данные о динамике Усойского завала и влиянии современных геологических процессов на его эволюцию и устойчивость позволяют говорить об определяющем влиянии этих процессов на общий тренд в режиме уровня воды Сарезского озера.

Глава 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАССЕЙНА ОЗЕРА

2.1. Географическое положение

Бассейн Сарезского озера занимает юго-восточный угол Памира и в целом представляет собой высоко поднятую область с абсолютными отметками речных долин и бессточных впадин 3700–5000 м и горных хребтов свыше 6000 м. На севере (рис. 2.1.) по хр. Музкол и его отрогу хр. Акбайтал, а также по хр. Кызылджик он граничит с бассейном р. Кудара (правая составляющая р. Бартанг) и бессточной высокогорной котловиной оз. Каракуль. Восточная граница проходит по отрогам Сарыкольского хребта, отделяющим также бессточную котловину озер Рангкуль–Шоркуль, а затем непосредственно по гребню этого хребта, который служит главным водоразделом между реками бассейна Амударьи и притоками р. Яркенд, рассеивающей свой сток в пустыне Такла-Макан в Китае. На юге по осевой линии Рушанского и Северо-Аличурского хребтов проходит граница с бассейном р. Аличур-Гунта, с бассейном оз. Зоркуль (Виктория) и р. Вахандаряи. Последняя, сливаясь с р. Памир, вытекающей из этого озера, дает начало р. Пяндж. На западе бассейн Сарезского озера примыкает к бассейнам левых притоков р. Бартанга.

Протяженность бассейна в пределах территории СССР с северо-запада на юго-восток от Усойского завала до верховьев р. Бейк около 255 км, с севера на юг от стыка хребтов Сарыкольский и Кызылджик до верховьев р. Истик–150 км. Площадь водосбора Сарезского озера до гребня Усойского завала 16506 км².

2.2. Рельеф

Бассейн Сарезского озера находится в пределах внутренних частей Памирского нагорья, экранированных названными выше хребтами. Из них Музкол, Северо-Аличурский, Южно-Аличурский и Ваханский имеют почти широтное направление, а Сарыкольский хребет на большем протяжении–меридиональное.

Большая часть бассейна обладает чертами восточнопамирского типа рельефа, характеризующегося малой изрезанностью и плавностью очертаний поверхности, небольшими относительными превышениями хребтов над днищами долин (до 800–1500 м). Средняя абсолютная высота Восточного Памира составляет 4000–4500 м.

Для восточной части бассейна Сарезского озера характерны необыкновенно широкие, по сравнению с западной частью, плоскодонные долины шириной до 10–15 км с медленным течением меандрирующих рек, обшир-

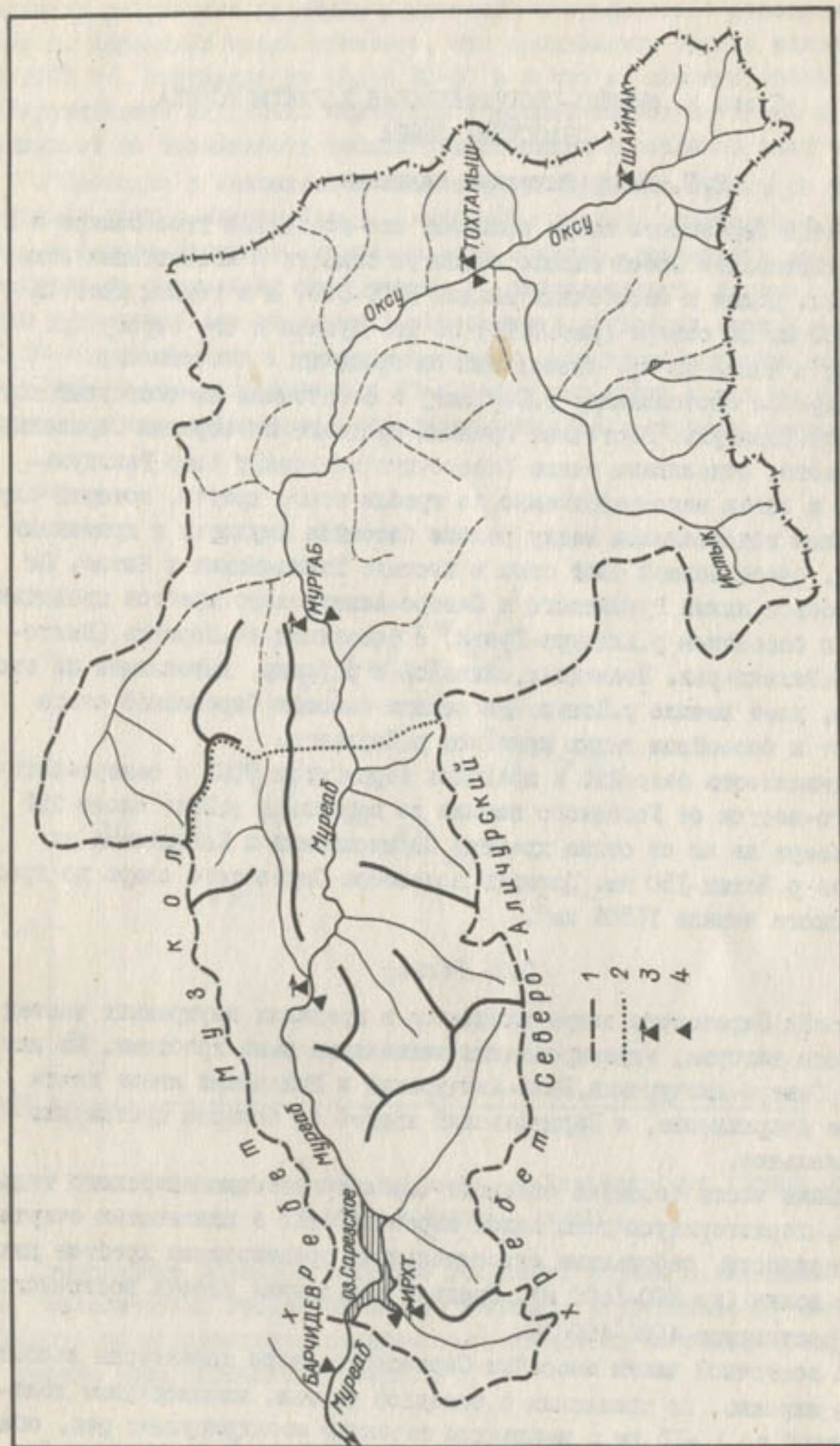


Рис. 2.1. Орогидрографическая схема водосбора Сарезского озера:

1 - граница водосбора, 2 - граница между западно-памирским и восточно-памирским типами рельефа, 3 - метеорологические станции, 4 - гидрологические посты

ные бессточные котловины с солоноватыми озерами. Почти повсеместно распространена вечная мерзлота, которая создает в поймах рек и на низких террасах криогенные формы рельефа (бугры пучения, термокарст). Здесь распространен рельеф ледниковой аккумуляции, представленный моренами нижнечетвертичного возраста. Перекрывая широкие днища и склоны современных речных долин, озерных котловин, они часто прослеживаются до гребней хребтов и даже на перевалах и в соседних долинах.

Почти сплошной нижнечетвертичный чехол на Восточном Памире свидетельствует о древнем оледенении полупокровного типа. Среднечетвертичные морены с хорошо сохранившимся холмистым и грядовым рельефом расположены по днищам долин и невысоко поднимаются по их склонам. Верхнечетвертичные-раннеголоценовые морены почти отсутствуют, так как эта область с начала верхнего плейстоцена превратилась в высокогорную пустыню с резко континентальным климатом, существующим и в настоящее время [5] .

Западная часть бассейна Сарезского озера ниже слияния рек Акбай-таг (кш.) и Аксу начинает приобретать черты западнопамирского типа рельефа, который особенно четко выражен в бассейнах притоков р. Западный Пшарт, а также многочисленных левых притоков р. Мургаб и Сарезского озера. Граница между Восточным и Западным Памиром (Бадахшаном), по мнению Л.Ф. Сидорова [55] , проходит по гребню отрога хр. Музкол, разделяющего бассейны рек Сасык и Сауксай, на юг до гребня Пшартского хребта и по нему, оконтуривая бассейн р. Зап. Пшарт, до пер. Акташ и далее на юг через долину р. Мургаб до пер. Ак-Архар (в верховьях одноименной реки) на Северо-Аличурском хребте.

В западной части долина р. Мургаб сужается, аккумулятивно-ледниковые формы рельефа Восточного Памира замещаются водно-эрозийными. Вертикальная амплитуда эрозийных врезов постепенно увеличивается к Сарезскому озеру. Склоны долин становятся круче, а сами долины приобретают V-образную форму. Одновременно увеличиваются абсолютные высоты хребтов, а относительные превышения гребней хребтов над дном долин достигают 1500-2000 м.

Морены нижнечетвертичного времени имеют здесь ограниченное распространение и приурочены лишь в основном к днищам нижнечетвертичных долин, что свидетельствует о существовании древних долинных ледников, размеры которых превосходили современные в 2-2,5 раза. Среднечетвертичные морены отделены от нижнечетвертичных глубоким (800-1000 м) межледниковым эрозийным врезом, развиты по склонам долин и приурочены к нижнему ярусу рельефа. В верховьях всех троговых долин определены наиболее молодые морены, сопрягающиеся с верхнечетвертичными террасами и отделенные от среднечетвертичных морен 160-200-метровым эрозийным врезом [5] .

Чертами западнопамирского типа рельефа обладает западная часть хр. Музкол, являющаяся водоразделом между реками Мургаб и Кудара, восточная часть Рушанского хребта до пер. Лянгар и западная часть Северо-Аличурского хребта между перевалами Лянгар и Ак-Архар. Из внутренних хребтов района к этому типу рельефа принадлежат Ирхтские горы, хребты Сарезский, Караджилга, западная часть Пшартского хребта. Восточные части хребтов Музкол, Пшартский, Северо-и Южно-Аличурский, Ваханский, хребты Акбайтал, Кызылджик и Сарыкольский полностью принадлежат к области формирования восточнопамирского типа рельефа.

Наибольшую протяженность в бассейне Сарезского озера имеет Сарыкольский хребет, затем хр. Музкол. При движении с северо-запада на юго-восток в глубь бассейна высоты горных хребтов снижаются. Так, если хр. Музкол имеет как в западной, так и в восточной частях среднюю высоту 5300 м, то средняя высота Сарыкольского хребта более чем на 300 м меньше, а Южно-Аличурский и Ваханский хребты ненамного превышают 5000 м. Таким образом, хр. Музкол с его максимальной отметкой 6230 м (пик Советских офицеров) после системы хребтов Академии Наук и Язгулемского является вторым орографическим барьером, препятствующим проникновению воздушных масс с запада на Восточный Памир.

2.3. Гидрография бассейна

Водосборный бассейн Сарезского озера охватывает весьма обширную территорию, характеризующуюся своеобразием рельефа, климата и как следствие этого гидрографической сети (рис. 2.1). Главная река бассейна — Мургаб — вытекает из Чакмоктинкульских озер на территории Афганистана. Пройдя через пустынные области Восточного Памира, она имеет малую удельную водоносность, которая оценивается в створе г. Мургаб в $1,62 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$. При впадении в озеро водоносность реки возрастает до $2,67 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ при увеличении площади водосбора с 10300 км^2 до 12344 км^2 . Ниже озера в створе кишла. Барчадив этот показатель возрастает до $2,87 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$.

Помимо р. Мургаб в озеро впадает более 20 временных и около 16 постоянно действующих водотоков. Модуль стока этих рек варьирует в значительных пределах и возрастает при продвижении с востока на запад, достигая в приравальной зоне $10 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ — р. Лянгар-пост "Устье".

При этом реки, стекающие с Северо-Аличурского хребта, более многоводны, чем реки, стекающие с хр. Музкол.

Питание рек бассейна осуществляется за счет таяния ледников, снежного покрова и вечной мерзлоты. Все реки относятся к рекам ледниково-снегового питания по классификации В.Л. Шульца [67].

Половодье на реках бассейна начинается в середине апреля-мае и заканчивается в октябре, а его продолжительность составляет 150-180 сут. За этот период озеро аккумулирует 80% объема годового стока. Максимальные расходы воды проходят в июле-августе. Максимальный наблюдаемый расход воды на р. Мургаб в створе г. Мургаб равен $126 \text{ м}^3/\text{с}$ (10 июля 1942 г.), на р. Лянгар в створе "Устье" - $55,5 \text{ м}^3/\text{с}$ (9 июля 1942 г.).

По характеру речных долин и условию протекания потоков Афанасьев и Рейзвих подразделяли реки на три группы [6, 53].

К первой относятся малые реки и сая, у которых отсутствуют сколько-нибудь разработанные долины. Сток воды осуществляется подрусловым путем и лишь на отдельных участках выходит на поверхность. К ним относятся реки: Музкол, Усойдара, Индиссай, Биромбад, Бист и другие, стекающие с южного склона Музкольского хребта.

К второй группе относятся реки, выработавшие небольшие, но глубокие долины, заполненные каменной наброской. Движение потоков осуществляется среди нагромождений камней, измерять их сток крайне затруднительно или практически невозможно, к примеру: Шатарост, Икджерми, Шог, Патшаташсай, Буздетарсай и другие реки отрогов Северо-Аличурского хребта. Они имеют малые водосборы и значительные уклоны.

И только реки третьей группы имеют хорошо разработанные долины и русла, а также значительные водосборные площади. Сток этих рек возможно учитывать на устьевых участках. Это наиболее крупные реки, впадающие в озеро: Лянгар - площадь водосбора 335 км^2 , Катта-Марджанай - 524 км^2 , Ватасайф - 143 км^2 , Рамайф - 235 км^2 и др.

На участке ниже завала до п. Барчидев р. Мургаб принимает лишь один значительный приток - Вавзидсай с площадью водосбора около 100 км^2 , относящийся к рекам третьей группы.

2.4. Климат

В связи с описанным выше устройством поверхности бассейна Сарезского озера климат здесь отличается крайней континентальностью и суровостью. В соответствии с климатической классификацией А.А. Григорьева и М.И. Будико [23] бассейн находится в северной подзоне субтропической зоны. Примерно по линии, разделяющей бассейн на Восточный и Западный Памир, проходит граница между климатическими областями этой зоны - Переднеазиатской (Средиземноморской) с максимумом осадков в холодный период и Центральноазиатской с ничтожным количеством осадков и максимумом их в теплое время года. Восточная часть бассейна находится в поясе сухого климата с холодным летом и суровой малоснежной зимой, западная часть - в поясе сухого климата с умеренно теплым летом и умеренно суровой зимой [5]. Сухость климата харак-

теризуется индексом, представляющим собой отношение комплексной испаряемости к количеству осадков. Для бассейна Сарезского озера он более 3,0 [13].

Памирское нагорье (средняя широта 38° с.ш.) расположено в условиях субтропического радиационного режима. Широта местности обеспечивает высокое стояние Солнца в течение всего года: в декабре высота Солнца над горизонтом достигает 29° , в июне — 75° . Значительные абсолютные высоты нагорья обуславливают очень большую интенсивность солнечной радиации.

Благодаря особенностям географического положения Памир в пределах СССР представляет территорию, климат которой определяется циркуляцией средней тропосферы. Основные сезонные изменения циркуляционных процессов, влияющие на его климат, связаны с сезонным смещением пояса субтропических антициклонов и главных фронтов субтропиков и средних широт. В холодную часть года преобладают воздушные массы умеренных широт, в теплую — массы тропического воздуха.

Годовой ход температуры воздуха как на Восточном Памире, так и на Западном в основном совпадает с годовым ходом в свободной атмосфере. Минимум температуры воздуха, как и везде на юге Средней Азии, приходится на январь, максимум — на июль, однако в долинах Западного Памира он может смещаться на август. Средняя многолетняя температура воздуха на Восточном Памире -5 , -7°C . Средняя суточная температура воздуха в январе -17 , -18°C . Абсолютный минимум в г. Мургабе -47° , а в расположенной западнее от описываемого бассейна Яшилкульской котловине даже -63°C [13]. Безморозный период отсутствует. Сильные ветры в сочетании с низкими температурами создают условия, сходные с арктическими. Лето продолжительное и прохладное. Положительные температуры наблюдаются, как правило, только днем. Ночью часты заморозки. Годовая сумма осадков 70–120 мм, причем наибольшее их количество приходится на май–июнь, а наименьшее — на январь — декабрь.

Низкие значения средних температур создаются продолжительными периодами с условиями, благоприятными для радиационного выхолаживания, а высокие являются результатом частых ухудшений погоды с появлением облачности и усилением ветра, мешающих местному выхолаживанию.

В летний период массы относительно холодного воздуха свободной атмосферы, поступающие на Памир, прогреваются в ее нижних полутора–двух километрах, в результате чего возникает значительная неустойчивость, характеризующаяся сверхадиабатическими градиентами.

Общей особенностью осадков на Восточном Памире, как указывалось выше, является преобладание их в летние месяцы. На Западном Памире наблюдается летом минимум атмосферных осадков. Годовой ход осадков Восточного Памира имеет много общего с годовым ходом осадков на

станциях Центрального и Восточного Тянь-Шаня, где летом также наблюдается максимум осадков [18, 64] .

В гляциальной области Западного Памира в районе Сарезского озера осадки повышаются до 300 мм в год. Большая часть влаги, приносимая циклонами с юго-запада, остается на периферийных частях Памиро-Алая, поэтому долины Восточного Памира обычно не имеют снежного покрова. Как зимние, так и летние осадки возрастают вблизи мощных горных массивов. Над долинами практически не бывает нефронтальных осадков, так как местная облачность вертикального развития образуется только над окружающими склонами и хребтами.

Весенний максимум осадков связан, по Б.С. Чучкалову [64] , с активной циклонической деятельностью на полярном фронте, когда циклонический участок этой фронтальной зоны занимает над Средней Азией свое наиболее северо-восточное положение, распространяясь на Памиро-Алай и Тянь-Шань. При высоком положении нулевой изотермы в наиболее высокогорных районах выпадают значительные осадки. Летний максимум осадков имеет одинаковую природу с аналогичным максимумом Северного Тибета. Он связан с обострением субтропических фронтов на северной периферии субтропических антициклонов, происходящих как за счет выноса влажного (прежнего муссонного) воздуха в восточных частях ложбин, так и при сближениях среднеширотных (полярных) и субтропических фронтов.

Вопросу влияния муссонного воздуха на погоду Восточного Памира, а вместе с ней на режим его ледников, в последнее время уделялось внимание [4, 8, 41] , однако выполненные исследования носят еще фрагментарный характер, хотя использовалась и спутниковая информация для синоптического анализа. На основании анализа приземных карт погоды, карт АТ 850, 700, 500, 300, данных о суточных суммах осадков на сети станций и данных наблюдений метеорологических спутников Земли летом 1972 и 1975 гг. М.В. Буркова и С.И. Инагамова [8] пришли к выводу, что роль южных воздействий на погоду Памира не менее значительна, чем северных. В результате объединения в ряде случаев фронтальной и муссонной облачности возможно образование единой меридиональной системы, перемещающейся на восток и обуславливающей местами значительные осадки над Памиром, Тянь-Шанем, Тибетом. Таким образом, Гималаи, Гиндукуш не являются сплошным непреодолимым барьером для притока влаги с юга. Аэросиноптические данные и спутниковая информация июля 1978 г. позволяют утверждать авторам [41] , что погодные условия на Южном и Центральном Памире в это время были обусловлены проникновением воздушных масс индийского муссона, вызвавших увеличение облачности и небольшие дожди во взаимодействии с завершающимся западным вторжением. По их мнению, гораздо чаще дело обстоит так, что сравнительно небольшие по своим масштабам проникновения

муссонных масс являются лишь подключениями в процессе развития обычных западных или северо-западных вторжений на Среднюю Азию.

Исследование полей облачности по данным метеорологических ИСЗ за 1968-1972 гг., выполненное М.Л. Арушановым и др. [3], показало, что в юго-севернее Гималаев и Каракорума, в юго-западном углу квадрата между 75° и 80° в.д. и $35-40^{\circ}$ с.ш. выделяется локальный максимум облачности, который включает юго-восточный угол Памира. Анализ спутниковой информации за летние месяцы (июнь-август) 1968-1976 гг. позволил установить [4], что отмеченный выше максимум облачности формируется как обычными для территории Средней Азии холодными летними вторжениями с запада и северо-запада, так и выносом воздушных масс муссона с юга через понижения в Гиндукуше, включая пер. Барагиль, а также холодными северными вторжениями, приходящими в этот район через Западный Тянь-Шань. Верховья Пянджа и Мургаба представляют собой орографическую ловушку для вторжений и отголосков муссона. Повторяемость появления облачных полей, формируемых этими типами циркуляции, отличается год от года. На первом месте как по числу случаев, так и по продолжительности стоят западные и северо-западные вторжения, затем вынос муссона и, наконец, северные вторжения, которые за рассмотренный период лишь незначительно уступают предыдущему типу.

Проникновение муссонного воздуха на Восточный Памир приводит к выпадению интенсивных ливневых осадков. Высокие средние максимумы осадков в августе зависят от отдельных исключительно больших для этого региона месячных сумм осадков, вызванных периодами дождливой погоды, во время которых их суточные суммы очень высоки, около 12-22 мм [64]. Так, в сентябре 1908 г. в Мургабе выпало 103 мм осадков, а наибольшее их суточное количество равно 83 мм.

2.5. Оледенение

Река Мургаб, сток которой регулируется Сарезским озером, относится к рекам термического стока, по терминологии О.П. Щегловой [68], т.е. таким высокогорным рекам, сток которых определяется термическими условиями погоды теплого периода года. Действительно, дождевое питание у этой реки ничтожно, а сток формируется в основном за счет таяния ледников, сезонного снега и вечной мерзлоты, имеющей здесь большое распространение [21, 28]. По новым данным, собранным в Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира, в бассейне Сарезского озера, замыкаемом Усойским завалом, имеется 924 ледника общей площадью 671,67 км². В бассейнах рек, непосредственно впадающих в Сарезское озеро (исключая р. Мургаб), имеется 263 ледника, которые представляют 32% площади всего оледенения. На территорию СССР приходится 858 ледников общей площадью 559,4 км².

Ледники, занимая верхние зоны гор, располагаются на высотах от 3490 до 6200 м, т.е. более чем в 2 - километровом интервале высот.

Оледенение в бассейне Сарезского озера концентрируется в его западной наиболее повышенной части, где хребты Музкол и Северо-Аличурский с отрогами достигают 6000 м и более, а также в его юго-восточном углу, окаймленном с востока Сарыкольским, а с юга-Вакханским хребтом. Средняя часть бассейна оледенения не имеет: горные хребты здесь едва превышают 5000 м, а того незначительного количества осадков, которое здесь выпадает, явно недостаточно для формирования ледников в условиях всхолмленного слаборасчлененного рельефа. Не исключено, что в отдельные годы в приводораздельных частях хребтов могут существовать снежники-перелетки, возникающие в результате метелевого перераспределения снега. Но эти динамичные, изменчивые во времени гляциальные образования на Восточном Памире столь же слабо изучены, как и криогенные явления, к которым относятся вечномерзлотные породы и наледи.

В западной части Сарезского озера, относящейся к области западно-памирского типа рельефа, имеется 546 ледников с общей площадью 400 км^2 ; в восточной части, с восточно-памирским типом рельефа, их всего 378, соответственно меньше и площадь ($271,7 \text{ км}^2$). В ледниках аккумулярованы относительно большие запасы воды. По новым данным, собранным в Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира, в восточной части водосбора, замыкаемой гидропостом у г. Мургаб, в ледниках заключено $8,0 \text{ км}^3$ воды, что составляет примерно 15 годовых стоков р. Мургаб в этом створе. Еще больший объем воды — $11,9 \text{ км}^3$ — заключен в ледниках бассейнов притоков р. Мургаб и Сарезского озера ниже гидропоста у г. Мургаб. В целом по бассейну объем воды в ледниках ($19,8 \text{ км}^3$) даже несколько больше объема Сарезского озера при ГВВ ($16,1 \text{ км}^3$). Сравнение морфометрических характеристик оледенения в областях с различными типами рельефа приведено в табл. 2.1.

Высота фирновой линии на ледниках — этого косвенного показателя увлажненности гляциальной зоны — располагается в более чем полутора-километровом диапазоне высот (от 4250 до 5880 м). Значительная пестрота в ее распределении даже в небольших смежных, выделенных по орографическому признаку однородных районах, которые объединяют 5–20 ледников, объясняется как естественной для горных стран неравномерностью выпадения осадков, так и локальными условиями перераспределения их метелями и лавинами. Характерно, что в области восточно-памирского типа рельефа средняя высота фирновой линии на 20 м ниже, чем в области западно-памирского рельефа. Это явление объясняется влиянием отголосков индийского муссона, которое заключается прежде всего в том, что трансформированный муссонный воздух приносит не только и даже не столько летние осадки, сколько похолодание, облачность и сниже-

Таблица 2.1

Морфометрические показатели оледенения водосбора
Сарезского озера в пределах территории СССР

Морфологический показатель	Область с западнопамирским типом рельефа	Область с восточнопамирским типом рельефа
Количество ледников	546	312
Площадь ледников, км ²	400	159,4
Отметки (м. абс):		
нижней точки конца ледника:		
минимум	3940	4400
максимум	5700	5260
средняя взвешенная	4690	4880
верхней точки ледников:		
минимум	4400	4800
максимум	6100	5890
средняя взвешенная	5490	5260
Средняя высота фирновой линии, м	5080	5060
Размерн среднего ледника:		
площадь, км ²	0,73	0,51
длина, км	2,25	1,49

ние за ее счет суммарной обляции, на величине которой также сказываются летние снегопады [4] %.

Моренный покров слабо развит на восточно-памирских ледниках. Суммарная площадь морен равна 3,0 км², или 0,44% общей площади оледенения водосбора Сарезского озера. Отметим, что у значительной части ледников площадь морен гораздо меньше порогового значения (0,1 км²) точности, с которой приведена площадь в Каталоге ледников СССР [31] %.

2.6. Гидрометеорологическая изученность

Стационарные гидрометеорологические наблюдения в районе Сарезского озера начаты осенью 1938 г., когда была открыта гидрометеорологическая станция Ирхт, которая и до настоящего времени осуществляет комплекс наблюдений: за уровнем воды и воздуха, скоростью ветра, влажностью воздуха, ледовыми явлениями на озере, динамикой толщины льда, испарением с водной поверхности и т.д. Однако, находясь в боковой Лянгарской долине, станция недостаточно надежно характеризует некоторые элементы метеорологического режима основной аква-

тории озера. (скорость и направление ветра, температура и влажность воздуха и т.д.).

Гидрометеорологические посты на реках были открыты на р.Мургаб-пос.Мургаб в 1933 г., р.Лянгар- "Устье"- в 1938 г., р. Вавзидсай - кишл. Барчидев - в 1959 г., р.Мургаб - кишл. Барчидев - в 1938 г. Однако в их работе имелся ряд весьма продолжительных пропусков, относящихся в основном к 1943-1947 гг. Все пропуски в материалах наблюдений за стоком были восстановлены В.Н. Рейзвихом и А.М. Никитиным [16, 52].

В 1980 г. была построена гидрометеорологическая станция Зап. Пшарт, расположенная в 15 км от впадения р. Мургаб в Сарезское озеро. Однако материалы наблюдений получены лишь в 1981 г. В будущем данные этой станции позволят существенно уточнить приток воды в озеро как основной компонент приходных статей водного баланса, а также метеорологические характеристики прилегающей территории.

Эпизодические измерения расходов воды на притоках, впадающих в озеро, проводились в 1926, 1930, 1934, 1939 гг., однако полученные при этом разрозненные материалы позволяют судить лишь о порядке величин стока некоторых рек в летне-осенний период.

В период 1978-1982 гг. гидрометрические работы на притоках проводились экспедицией Таджикского управления по гидрометеорологии и контролю природной среды, но единичные измерения, выполненные в марте-апреле и июле-августе, также не позволяют оценить годовой сток в озеро по эти рекам.

В то же время параллельные метеорологические наблюдения на метеостанции Ирхт и на акватории озера в период проведения промеров и экспедиционных работ в 1977-1980 гг. прямо указали на расхождение в метеорологическом режиме акватории озера в районе станции. По этой причине в настоящее время на Усойском завале организована метеорологическая станция Саогидропроекта, цель которой - получить характеристики метеорологического режима в призавальной зоне озера.

В целом гидрометеорологическая изученность Сарезского озера оставляет желать лучшего. В связи с вышесказанным нам пришлось использовать все имеющиеся материалы для оценки составляющих водного баланса и режима стока, чему посвящены следующие главы.

Глава 3. УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ ОЗЕРА

Очевидно, что главным фактором, определяющим режим озера, возможность использования его вод и опасность прорыва, является объем воды в нем, который в свою очередь тесно связан с уровнем воды. Ясно также, что вид этой связи зависит от параметров чаши озера. Следовательно, прежде чем переходить непосредственно к рассмотрению уровня режима, следует остановиться на ее характеристиках.

3.1. Морфометрия озерной чаши

При разработке схемы комплексного использования водных ресурсов бассейна р. Бартанг и мероприятий по ликвидации угрозы прорыва Усойского завала в первую очередь встал вопрос о достоверности данных об объеме воды и других морфометрических характеристиках озера. Однако морфология его чаши и ее морфометрические характеристики до самого последнего времени были изучены крайне недостаточно. Лишь в 1976 г. Таджикским республиканским управлением по гидрометеорологии и контролю природной среды было начато производство детальной батиметрической съемки озера с тем, чтобы уточнить его морфометрические характеристики. Отсутствие плавсредств, рассчитанных для работ при волнении в 2-3 балла, не позволило провести промеры в летний период, в связи с чем они были выполнены в феврале - апреле 1976 и 1977 гг. со льда [31].

Промеры производились по поперечным профилям, расположенным на расстоянии 1 км друг от друга (рис.3.1.). Промерные точки на профилях назначались через каждые 100 м. Для увязки намечаемых створов промерных точек и нанесения их на топоним велась тахеометрическая съемка. Преимуществом промеров со льда явилось точное определение местоположения промерных точек, а также высокая точность измерения глубин. В зиму 1976 г. был промерян Лянгарский залив и самая глубоководная область озера от завала до залива. В 1977 г. работы были продолжены и промеры озера полностью завершены к 10 апреля. Всего было разбито 58 поперечников и произведено определение глубин в семистах точках.

В связи с тем, что промерные работы велись в течение двух зимних периодов, а уровень в озере испытывал при этом сезонные колебания, измерения глубины были приведены к единому уровню на водомерном посту Ирхт 27 февраля 1976 г., который составил 1360 см над нулем графика. В дальнейшем репер водомерного поста Ирхт был привязан к госсети, и уровень в 1360 см стал соответствовать отметке 3252,87 м. Затем была построена батиграфическая карта в масштабе 1:10000 с изобатами через 50 м.



Рис. 3.1. Схема расположения промерных створов

Полученные в результате проведенных исследований морфометрические характеристики озера приведены в табл. 3.1, 3.2 и на рис.3.2.

Акватория Сарезского озера характеризуется сложной формой, повторяющей очертания долины и сужающейся в восточном направлении. Длина озера при УВВ равна 55,3 км, наибольшая ширина 3,3 км при средней ширине 1,43 км.

Таблица 3.1

Морфометрические характеристики Сарезского озера
при уровне высоких вод (2387 см над "0" графика
15-18 сентября 1978г.)

Элемент	Обозначение	Величина
Отметка уровня воды озера, м	H	3263,14
Площадь водосбора, км ²	F	16506
Площадь зеркала озера, км ²	f	79,64
Длина озера, км	ℓ	55,8
Ширина наибольшая, км	b_{max}	3,3
Ширина средняя, км	b_{cp}	1,44
Глубина наибольшая, м	h_{max}	499,6
Глубина средняя, м	h_{cp}	201,8
Объем водной массы, км ³	W	16,074
Длина береговой линии, км	L	161,9
Показатель удельного водосбора	$K_1 = F/f$	207
Показатель условного водообъема	$K_2 = Q_{пр}/W$	0,09
Показатель удлиненности	ℓ/b_{cp}	38,4
Показатель компактности	b_{max}/b_{cp}	0,43
Показатель развития акватории	U	26,4
Показатель относительной глубины	$h_{отн} = \sqrt[3]{f/h}$	46,5
Показатель озерной чаши	h_{cp}/h_{max}	0,40

По площади водной поверхности озеро относится к категории "средних" и характеризуется как удлиненное и среднекомпактное (табл.3.1) [32].

Длина береговой линии составляет около 170 км. Ряд маленьких бухт и заливчиков, образованных выступами коренного берега или же в результате затопления русел рек и временных водотоков, создают некоторую изрезанность береговой линии. Южный берег озера имеет два больших залива: Дянгарский - длина 6,2 км, ширина 600-700 м и Марджановский - соответственно 5 км и 600 м. Южный берег озера характеризует-

Таблица 3.2

Координаты зависимости объемов и площадей
зеркала от уровня воды в озере

Уровень, м абс.	Площадь, км ²	Объем, км ³
3252,87	78,54	15,262
3202,87	72,01	11,506
3152,87	54,85	8,336
3102,87	47,13	5,786
3052,87	33,80	3,766
3002,87	29,97	2,176
2952,87	16,18	1,026
2902,87	6,82	0,446
2852,87	3,78	0,186
2802,87	1,79	0,046
2763,57	0,60	

ся гораздо большей расчлененностью, длина его береговой линии составляет 106 км.

Показатель изрезанности береговой линии равен 1,84. На один метр береговой линии приходится 0,54 км² поверхности озера; такая небольшая изрезанность характерна для молодого высокогорного озера, где извилины берега следуют почти отвесным бортам долин.

По показателю развития акватории, определенного как отношение площади круга, длина окружности которого равна длине береговой линии, к площади озера ($\omega = 26,4$), озеро характеризуется как сильно расчлененное, а по характеру глубин — как "очень глубокое" ($h_{отн} = 46,8$). По форме котловина тяготеет к конусу.

Показатель удельного водосбора указывает на весьма существенное влияние окружающих ландшафтов на режим озера, в то время как показатель условного водообмена характеризует водную массу водоема как весьма стабильную, формирующуюся под действием автохтонных процессов.

Акватория озера делится на три морфометрические зоны: наиболее глубоководную — западную, от завала до Лянгарского залива, глубоководную центральную — от Лянгарского залива до устья р. Дауылат, расширяющуюся в районе Марджанайского залива, и мелководную узкую восточную зону. Наиболее глубоководные зоны (до 400 м и более) расположены в приплотинной части озера: первая — в 1,5 км от завала длиной до двух км (до резкого сужения) и шириной 80–100 м, вторая таких же размеров — к северу от Лянгарского залива. Области максимальных глубин совпадают с затопленным руслом р. Мургаб.

Область глубин свыше 400 м занимает площадь в 5 км². Наибольшая глубина, измеренная при промерах, составила 486 м, а максимальная при УВВ – 499,6 м (при уровне 2387 над "0" графика, наблюдавшемся 15–18 сентября 1978 г.). Глубины свыше 300 м занимают территорию более 20 км², повторяя очертания берегов и распространяясь на 20 км к востоку от завала. До впадения притока Ватасайф глубины не превышают 200 м, а глубины до 100 м занимают площадь в 58,4 км².

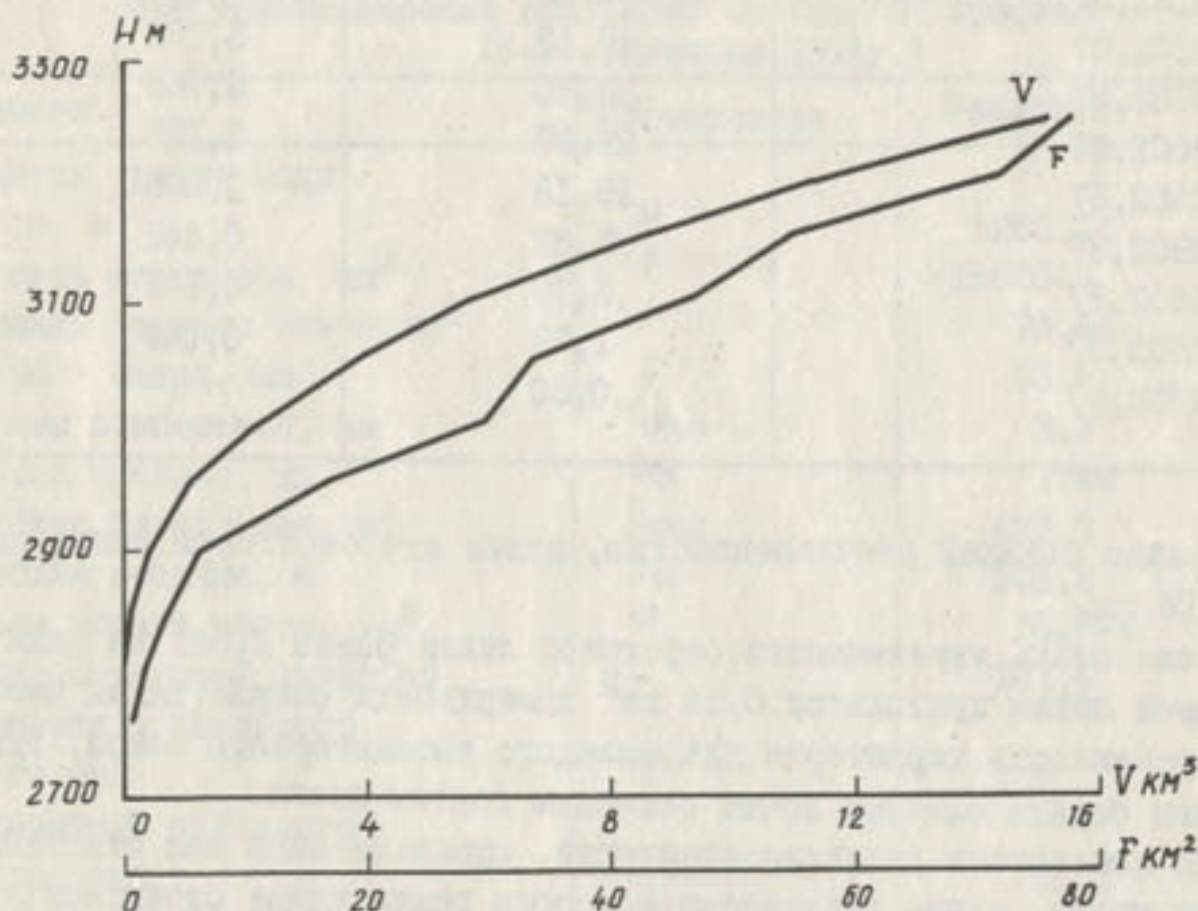


Рис. 3.2. Зависимость объемов и площадей зеркала от уровня воды в озере

На озере имеется два небольших островка: первый против зал. Марджанай в 200 м от северного берега, длина его около 400 м, ширина 150 м, он выступает из воды в летний период на 50–60 м; второй остров расположен в Лянгарском заливе в 70 м от восточного берега, его площадь равна приблизительно 1000 м², высота островка незначительна и составляет 10–15 м.

В 1943 г. при промерах в западной части озера Горшениным было отмечено своеобразное распределение глубин этой зоны. На участке между 51-м и 54-м поперечниками наблюдалось резкое сужение русла и его исчезновение. Было сделано предположение, что русло р. Мургаб не обнаружено вследствие недостаточной частоты промеров и относительно небольшой ширины затопленного русла на этом участке. При промерах 1976 г. в этом месте было организовано 5 поперечных створов, промер-

ные точки на которых располагались менее чем через 100 м. В результате было обнаружено поднятие в виде подводной плотины. С правого берега этого сужения наблюдается ярко выраженная ниша оползня, который, вероятно, образовался одновременно с Усойским завалом, но был меньшего объема. "Плотина" возвышается над дном примерно на 100 м, имеет ширину 170 м и длину 1400 м (рис.1.3).

В современном формировании озерной котловины озера первостепенное значение принадлежит процессам заиления – занесения чаши в результате аккумуляирования твердого стока притоков и переформирования берегов. Наиболее интенсивно эти процессы протекают от устья р. Мургаб на протяжении 10–12 км, а также в зонах впадения значительных боковых притоков: Лянгар, Каттамарджанай и др. За период 1978–1981 гг. наносная гряда при впадении р.Мургаб продвинулась в глубь озера на 1200м, при этом первый поперечник занесен полностью, на втором поднятие дна составило 80 см и на третьем–140 см (рис.3.3). В Марджа-

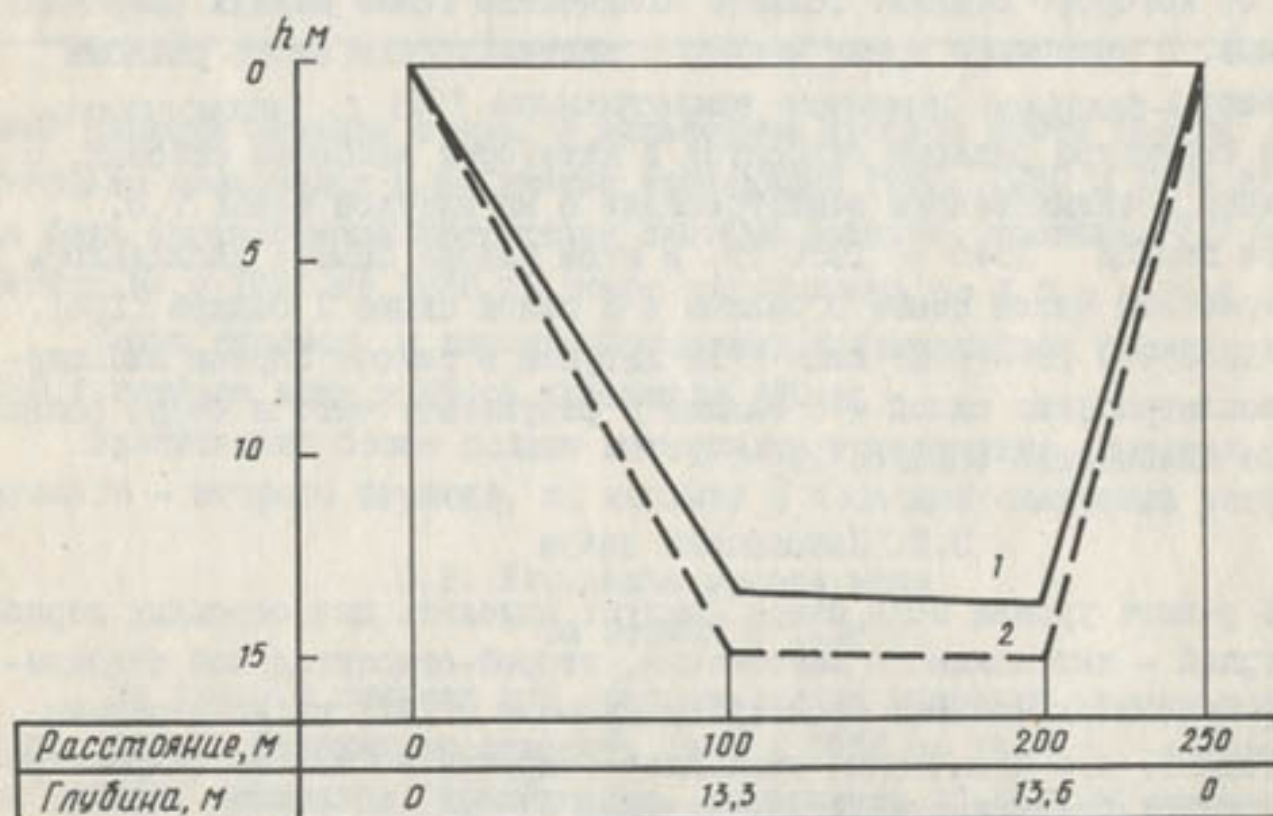


Рис. 3.3. Поперечный профиль озера при впадении р.Мургаб:
1 – 1981 г., 2 – 1978 г.

найском заливе поднятие дна составило 180 см, а в Ирхском до 100 см. По предварительным подсчетам общий объем заиления в год за счет твердого стока рек оценивается в $2,2 \times 10^6$ м³. Однако эта величина составляет лишь 1% среднего годового приращения объема воды в озере.

Берега озера в основном либо скалисты и чрезвычайно круты, либо

представляют собой не менее крутые сползающие осыпи. Реже в устьях больших рек берега озера пологи и сложены продуктами твердого стока выпадающих в озеро водотоков. Волнение, значительные колебания уровня воды и геологические процессы ведут к интенсивной переработке берегов, которые постоянно обрушаются в озеро. Роль продуктов обрушения в современном формировании чаши озера значительна и, по-видимому, соизмерима с объемом твердого стока рек.

В дальнейшем процесс формирования чаши озера будет, несомненно, продолжаться, что приведет к постепенному заилению и частично основного ложа озера. При этом весьма существенную роль могут сыграть большие обвалы горных пород с бортов долины.

Немаловажное значение в формировании котловины озера оказывают землетрясения. Сейсмичность района Сарезского озера обуславливается близостью крупного Рушан-Пшартского регионального тектонического разлома, от которого отходит большое количество более мелких оперяющих разломов. В настоящее время именно с деятельностью этого разлома связывают 9-балльное Сарезское землетрясение 1911 г. Сейсмогенетическая структура разлома относится к категории наиболее опасных, с возможным возникновением землетрясений с магнитудой более 7,5.

За период 1940 — 1980 гг. в этом районе Памира наблюдалось 25 землетрясений силой свыше 5 баллов и 3 силой свыше 7 баллов (1941, 1949, 1963). В 1975 г. 29 июня и 12 августа в районе Сареза наблюдалось землетрясение силой 4-5 баллов в результате чего в озеро сошло большое количество обвалов [29] .

3.2. Наполнение озера

В режиме уровня воды озера следует выделить два основных периода: первый — интенсивного наполнения, второй — относительной стабилизации. Первый охватывает промежуток времени с 1911 г. до середины 30-х годов. С его окончанием совпадает открытие в 1938 г. гидрометеорологической станции в устье р. Лянгар.

В силу отсутствия до этого года постоянно действующей гидрометеорологической сети в районе озера о его наполнении возможно судить лишь по единичным наблюдениям, проводимым экспедициями в основном в летне-осенний период в различные годы (табл. 3.3.). При этом уровни приводились к различным системам отметок, вследствие чего наполнение озера возможно проследить лишь по материалам промеров максимальных глубин озера в призавальной зоне.

Наиболее быстрое наполнение озера происходило с 1911 по 1914 г. в связи с отсутствием стока воды сквозь тело завала. Затем темп повышения уровня снизился и с 1915 по 1925 г. составил в среднем 9 м в год в связи с началом фильтрации воды через тело завала и увели-

Таблица 3.3

Характеристика роста Сарезского озера
до 1946 г.

Год	Автор и источник сведений	Максимальная глубина, м	Длина озера, км	Максимальная ширина, м	Площадь озера, км ²	Объем, км ³
1911	А. Шульц [65]	-	2	500	-	-
1913	Г.А.Шпилько [65]	279	28	1430	-	-
1915	И.А.Преображенский [3]	352	-	-	-	-
1926	О.К.Ланге [39]	477	70-75	-	-	-
1934	В.А.Афанасьев [6]	486	68	1500	-	17,7
1946	В.В.Акулов [2]	505	61	3380	88	17,5

чением площади зеркала озера. В дальнейшем процесс роста уровня значительно замедлился и, по данным экспедиций 1926, 1930 и 1934 гг., когда была организована постоянная система реперов, составил 7,7 м. За период же с 1926 по 1938 г. озеро наполнялось по 1,2 м в год.

Таким образом, к началу регулярных наблюдений за уровнем воды в 1938 г. глубина воды в озере превышала 480 м.

Значительно более полные материалы, естественно, имеются для следующего - второго периода, их анализу и посвящен следующий раздел.

3.3. Изменение уровня воды за период с 1938 г.

На рис.3.4 показан ход среднемесячных значений уровня воды с 1939 по 1980 г. Необходимо отметить, что с 1938 по 1942 г. среднегодовой уровень оставался, практически, постоянным. С 1942 г. произошло уплотнение завала и сокращение стока воды из озера, что вызвало резкий скачкообразный подъем уровня. Годовой его прирост составил 4,0 м. С 1943 г. наблюдается общая тенденция прироста уровня в среднем по 20 см в год, на фоне которой отмечаются климатические циклические колебания, тяготеющие к 10-11-летним и определяющиеся в основном режимом притока воды в озеро. В свою очередь, приток, в силу преимущественно ледникового питания рек, тесно связан со средней летней температурой воздуха. Коэффициент корреляции этих величин равен 0,71.

За период 1942-1980 гг. можно выделить 4 цикла в многолетнем ходе уровня: 1942 - 1952 гг. (средний уровень - 1112 см); 1953-1965 гг. (1286 см); 1966-1973 гг. (1357 см) и, возможно, не закончившийся еще цикл,

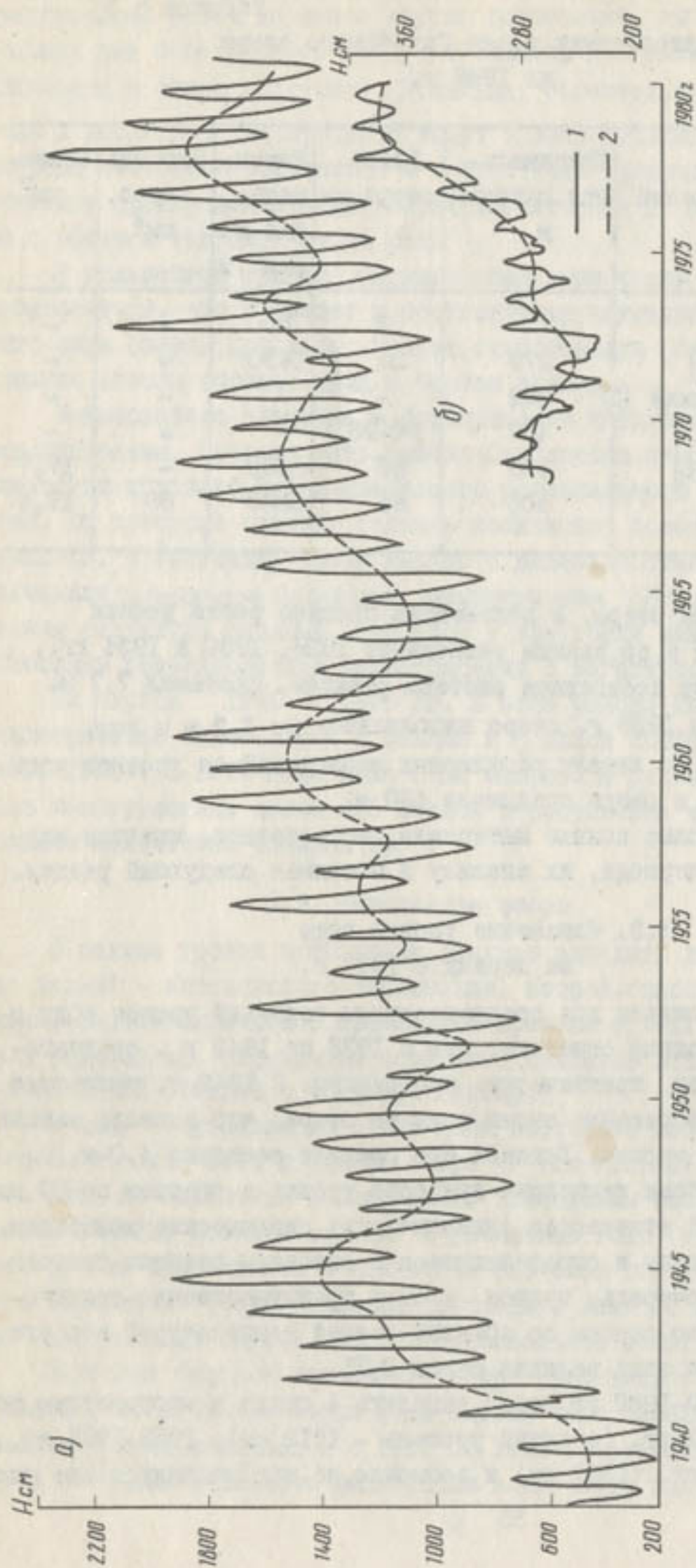


Рис. 3.4. Хронологический график хода уровня Сарезского озера (а) и оз. Каракуль (б):
1 — среднемесячный, 2 — среднегодовой уровень

начавшийся в 1974 г. и характеризующийся серией многоводных лет. В этот период в связи с тенденцией к общему потеплению в районе Памира наблюдались максимальные температуры воздуха (в июне - августе).

В 1973 , 1977 и 1978 г.г. нулевая изотерма поднялась до отметки выше 5500 м и таянием было охвачено более 95% водосборной площади бассейна Сарезского озера, а объемы годового стока были значительно выше нормы. Судя по материалам наблюдений, период последнего цикла был наиболее теплым и именно этим обстоятельством объясняется столь резкий подъем уровня воды в 1977 и 1978 гг..Подтверждением сказанному может служить ход уровня воды в бессточном оз. Каракуль, являющимся климатическим индикатором Восточного Памира (рис. 3.46, 3.5)

Кроме метеорологических условий на рост уровня воды в озере влияют и процессы, происходящие в теле Усойского завала, что проявляется в виде обвалов, селей, оползней, суффозии, карста и просадок. Как отмечалось в разделе 1.2, с 1915 по 1970 г. северная зона завала просела более чем на 60 м.

Во внутригодовом ходе уровня Сарезского озера следует выделить три характерных периода: майско-июньский период неустойчивого уровня, ярко выраженный подъем в июле-октябре и плавный спад с октября по апрель.

Из-за различного хода температуры воздуха в одни годы подъем уровня начинается в конце мая, в другие - лишь в июне и даже июле (1947 г.).

Июнь-сентябрь - период ярко выраженного подъема уровня с максимальными значениями, как правило, в середине сентября. Интенсивность подъема уровня в летний период велика. В отдельные месяцы уровень озера возрастает на 500 см, в отдельные сутки - до 30 см (июль 1942г.).

За период стационарных наблюдений наибольший уровень наблюдался 15-18 сентября 1978 г. и составил 2387 см над "0" графика, а наименьший 18-20 мая 1941 г. - 182 см. Таким образом, общая амплитуда колебания уровня за период 1938 - 1981 гг. составила 2205 см.

Следует отметить, что годы с экстремальными значениями уровня не всегда совпадают с экстремальными значениями летнего стока питающих озеро рек или годовой амплитудой уровня. Это объясняется различным положением соответствующего года внутри группировок маловодных и многоводных лет. Так, наивысший среднегодовой уровень - 1864 см (1979 г.) при амплитуде 552 см, был подготовлен весьма значительным притоком воды в озеро в 1977 и 1978 гг., когда летний приrost уровня составил 872 и 941 см соответственно.

Амплитуда внутригодовых колебаний уровня воды в озере зависит от стока половодья питающих рек, определяемого, как уже говорилось, температурными условиями лета. Это хорошо видно на рис. 3.5.

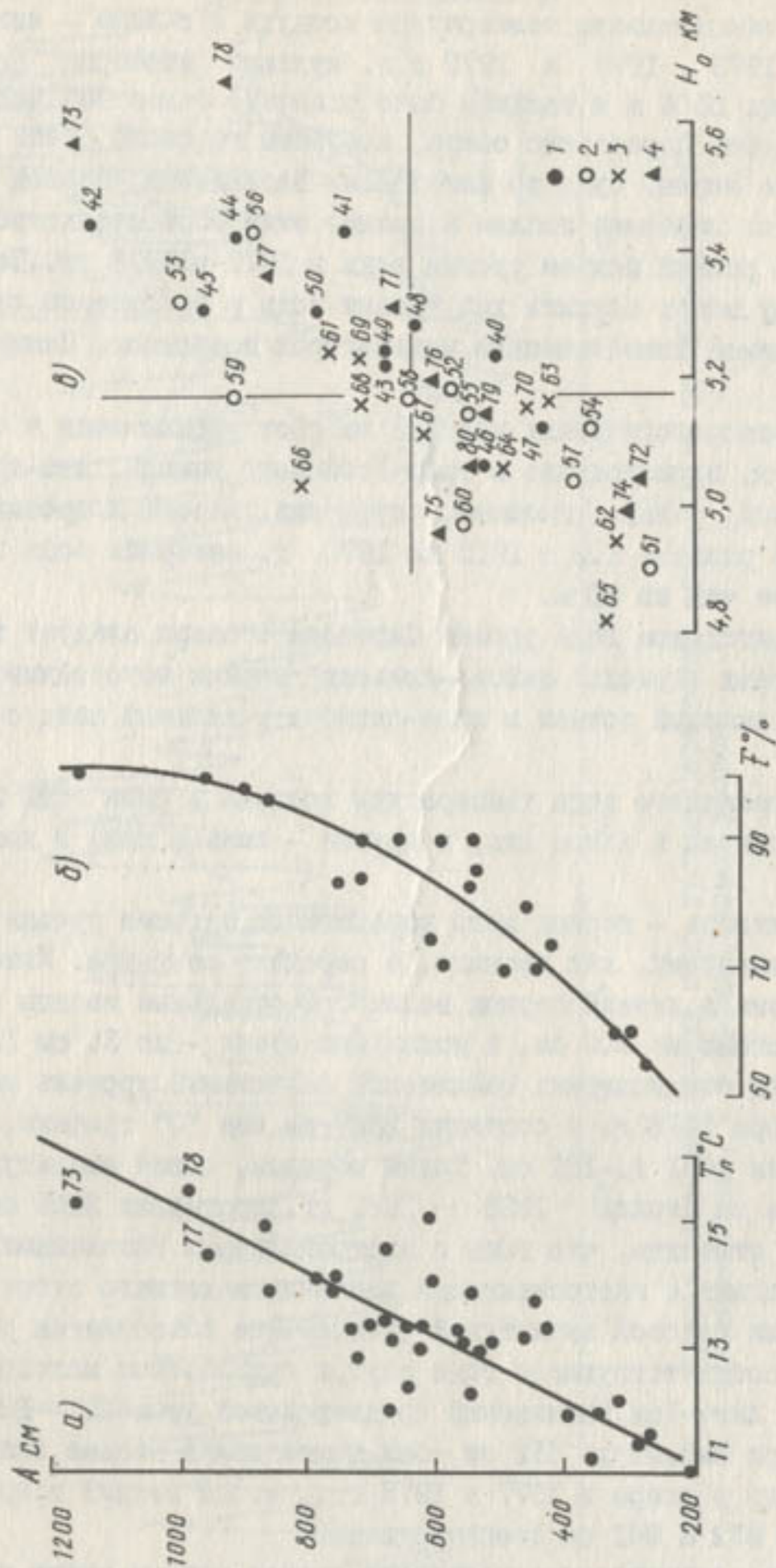


Рис. 3.5. Зависимость годовой амплитуды колебаний уровней воды в Сарезском озере от средней летней температуры воздуха $T_{\text{ср}}$ на ст. Мургаб (а); от площади таяния ледников, $\%$ (б) и высоты нулевой изотермы H_0 на поверхности ледников (в): 1 - 1940-1950, 2 - 1951-1960, 3 - 1961-1970, 4 - 1971-1980 гг. (цифры у точек - годы)

Действительно, чем теплее лето, тем больше площадь ледников, на которой происходит абляция, и тем интенсивнее таяние. Последний вид колебаний уровня — это денивеляционные, вызванные действием сгонно-нагонных явлений. Как показывают расчеты, высота волн 1%-ной обеспеченности составляет 180–190 см. Но в связи с тем, что озерный пост находится в Лянгарском заливе, выполняющем роль успокоителя, влияние этого фактора на величину среднего суточного уровня по двухсрочным наблюдениям не отмечено.

Однако морфология озерной котловины-вытянутой горной долины с горно-долинной циркуляцией такова, что сгонно-нагонные изменения уровня на концевых участках основной акватории могут достичь значительной величины (40–50 см), что следует учитывать при разработке различного рода проектов.

Судя по всему, сейшевые колебания должны быть незначительны, но в связи с отсутствием на озере самописцев уровня этот вопрос совершенно не изучен.

Глава 4. ВОДНЫЙ БАЛАНС

Водный баланс Сарезского озера отражает всю совокупность факторов, влияющих на изменение водной массы, обусловленных климатическими и геологическими причинами. В связи с этим оценка динамики водных ресурсов озера на основе расчета водного баланса является важнейшей задачей изучения водоема. Годовые водные балансы Сарезского озера рассчитаны за период 1943 — 1980 гг. Эти сроки были определены наличием материалов наблюдений за уровнем режимом озера. Следует отметить, что водный баланс озера уже ранее составлялся [16, 46, 52], но в настоящей работе он значительно уточнен.

Уравнение годового водного баланса Сарезского озера может быть представлено в виде

$$Q_m + Q_b + Q_n + X - Q_c - E = \pm \Delta W \pm \delta, \quad (4.1)$$

где Q_m — приток по основному водотоку — р. Мургаб;

Q_b — учтенный боковой приток — р. Лянгар;

Q_n — неучтенный боковой приток;

X — осадки на площадь зеркала озера;

Q_c — сток воды из озера;

E — испарение с водной поверхности озера;

ΔW — годовое изменение объема воды в озере;

δ — невязка баланса.

Как уже отмечалось ранее [16], составление водного баланса Сарезского озера с достаточной степенью точности крайне затруднительно, так как значительная доля притока воды в озеро (~57%) не учитывается гидрометрическим путем. Водосборная площадь бассейна озера оценивается в 16506 км², при этом сток измеряется лишь с 10835 км². 10500 км² этой площади приходится на водосбор р. Мургаб — пост г. Мургаб, который учитывает сток с бассейна малой водности, а 335 км² водосборной площади приходится на бассейн р. Лянгар — пост "Устье". Существенные различия в водности рек Мургаб и Лянгар и отсутствие наблюдений на боковых притоках в озеро и на участке от поста г. Мургаб до озера не позволяют достаточно надежно оценить величину приточности, не учитываемую гидрометрическим путем. Точность ее оценки и определяет в основном точность водных балансов.

Следует так же отметить, что метеорологические наблюдения производятся на ГМС Ирхт, расположенной в хвостовой зоне Лянгарского залива и экранированной от основной долины р. Бартанг (Мургаб) системой остро-

гов Рушано-Базардаринского хребта. Поэтому из-за отсутствия параллельных наблюдений на указанной метеостанции и в открытой области акватории водоема трудно судить о репрезентативности и достоверности исходных материалов для подсчета осадков и испарения. Все это, вместе взятое, и определило подход к составлению годовых балансов озера и расчету их составляющих.

4.1. Поверхностный приток

Приток поверхностных вод в озеро осуществляется по основному притоку – р. Мургаб и более чем 40 постоянно действующим и временным водотокам. Гидрометрический пост на р. Мургаб – г. Мургаб расположен в 78 км от ее впадения в озеро. Боковая приточность осуществляется как непосредственно в озеро, так и в р. Мургаб на этом участке. Наиболее крупными озерными притоками являются реки Лянгар, Каттамарджай, Рамайф, Ватасиф, Казанкуль, а на речном участке – Зап. Шарт, Ак-Джилга, Базар-Дара, Элису, Ак-Архар, Боз-тере. Из них лишь на р. Лянгар производятся постоянные гидрометрические наблюдения.

Суммарный годовой приток воды в озеро по рекам Мургаб и Лянгар в среднем за период 1943 – 1980 гг. составил $632 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, что, как будет показано дальше, составляет 43% суммарного притока.

При оценке точности определения стока величиной 5–8% [45] относительная ошибка притока, учитываемого гидрометрическим путем, составляет за период 1943–1980 гг. $\sigma_{\text{пр}} = 2,6\%$.

Подсчет годовых величин стока с неизученной территории выполнялся двумя методами. Первый – по модулям стока с этой территории [66], при этом предполагалось, что половина водосборного бассейна тяготеет к р. Мургаб и вторая половина к р. Лянгар, так как на западе и востоке неизученная территория замыкается бассейнами названных рек. Заметим также, что была существенно уточнена площадь бассейна озера, сток с которой не регистрируется, оказавшаяся равной 5590 км^2 . Результаты расчетов приведены в табл. 4.1.

Второй способ оценки притока воды в озеро – расчет ледникового и смешанного стока с указанной территории.

Расчеты стока с ледников выполнены по достаточно простой методике, рекомендованной для построения карт Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира [50]. Основным аргументом в расчетах служит средняя летняя температура воздуха $t_{\text{л}}$, которая применяется для определения суммарной годовой абляции A по второй глобальной формуле А.Н. Кренке [38]:

$$A = 1,33 \times (9,66 + t_{\text{л}})^{2,85} \quad (4.2)$$

Эта формула является модификацией первой глобальной формулы В.Г. Ходкова [60]

$$A = (9,5 + t_{\text{л}})^3$$

Таблица 4.1

Расчет бокового притока в Сарезское озеро,
неучтенного гидрометрическим путем

Год	Модульный коэф- фициент		Объем бокового стока, млн. м³					
	р. Мур- габ - г. Мур- габ	р. Лян- гар - "устье"	по модулю		суммар- ный	ледни- кового	смешан- ного	суммар- ный
			р. Мур- габ	р. Лян- гар				
I	2	3	4	5	6	7	8	9
1943	1,12	0,87	478	371	850	419	244	663
1944	1,09	1,04	465	444	910	558	172	730
1945	0,88	1,04	376	444	820	450	437	887
1946	0,92	0,94	393	401	794	293	634	927
1947	0,74	0,74	316	316	632	507	83	590
1948	0,66	0,94	282	401	683	449	237	686
1949	0,83	0,77	354	329	683	403	219	623
1950	1,06	0,95	453	406	858	643	246	889
1951	0,78	0,66	333	288	615	221	389	610
1952	0,79	0,84	337	357	696	385	255	640
1953	1,11	0,98	474	418	892	464	363	827
1954	0,96	0,72	410	307	717	328	345	673
1955	0,96	0,78	410	333	743	343	381	725
1956	1,03	1,23	440	525	965	571	358	928
1957	1,02	0,58	436	248	683	301	193	494
1958	0,88	1,04	367	444	811	373	503	877
1959	1,52	1,25	632	534	1166	401	854	1255
1960	1,18	1,07	495	457	952	248	805	1052
1961	1,26	1,16	538	495	1033	448	582	1029
1962	0,85	0,78	362	333	696	282	343	625
1963	0,93	0,81	397	346	743	406	220	626
1964	1,04	0,79	444	337	781	344	320	665
1965	0,87	0,76	371	324	696	228	432	660
1966	1,06	0,96	453	410	862	324	519	843
1967	1,01	0,93	431	397	828	361	434	795
1968	0,95	0,98	406	418	824	396	418	814
1969	0,98	0,95	418	406	824	435	327	761
1970	0,99	0,95	423	334	807	377	425	802
1971	1,07	1,06	456	453	909	500	321	821
1972	0,62	0,73	265	312	576	317	306	618
1973	1,23	1,59	525	679	1204	695	604	1299
1974	0,68	0,88	290	376	666	298	432	730

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1975	0,89	1,04	380	444	824	291	581	872
1976	1,06	1,12	453	478	981	437	472	909
1977	1,11	1,39	474	593	1067	537	585	1123
1978	1,20	1,77	512	756	1268	780	628	1408
1979	0,75	1,36	320	581	901	426	764	1190
1980	0,76	1,19	324	508	833	314	724	1038

и выведена минимизацией средних квадратических отклонений на ЭВМ. Обе формулы подвергались критике как почти сразу после их появления, так и позже [25, 34].

Правомочность применения формулы (4.2) для ледников Восточного Памира проверялась на основании измерений абляции, выполненных сотрудниками Отдела охраны и рационального использования природных ресурсов АН Таджикской ССР и лаборатории гляциологии Института геологии и геофизики АН Узбекской ССР в 1980–1981 гг. на 15 пунктах 6 ледников на высотах от 4660 до 5200 м. На 53% пунктов отклонения между рассчитанной по формуле (4.2) и измеренной абляцией были меньше $\pm 10\%$, по 80% пунктов – меньше $\pm 20\%$, максимальные отклонения (-23 и $+31\%$) отмечены на двух пунктах из 15. Средняя квадратическая ошибка расчетов равна 170 мм, что укладывается в пределы 8–31% измеренной абляции. Изменение знака отклонений в смежных высотных зонах одного и того же ледника позволяет, во всяком случае, надеяться на увеличение точности расчетов суммарной абляции, если их проводить по высотным зонам групп ледников.

Всего было выделено пять таких групп, объединенных в следующих районах:

1. Верховья р.Оксу.
2. Верховья рек Сулистык и Аксу.
3. Бассейны рек Акбайтал Южный и Восточный Пшарт.
4. Бассейны правых притоков р.Мургаб и Сарезского озера.
5. Бассейны левых притоков р.Мургаб и Сарезского озера.

Основные сведения об оледенении этих районов приведены в табл.

4.2. Сток с первых трех районов измеряется на гидропосту у г.Мургаб, поэтому расчеты по ним будут приняты в качестве контрольных. Сток с 4-го и 5-го районов не измеряется вообще, за исключением р.Лянгар, оледенение бассейна которой учтено в табл. 4.2, но не принимается во внимание в расчетах для района 5.

Таблица 4.2

Основные сведения об оледенении бассейна Сарезского озера

Номер рай- она	Коли- чество ледни- ков	Площадь оледене- ния, км ²	Экстремальная от- метка, м. абс.		Средняя отметка, м. абс		
			нижней точки концов ледни- ков	верхней точки ледников	нижней точки концов ледников	верхней точки ледников	фирновой линии
1	66	112	4400	5790	4800	5520	5190
2	153	84	4500	5670	5300	5300	5060
3	92	48	4490	5890	4800	5470	5090
4	131	67	4400	6100	4790	5510	5120
5	482	360	3940	5930	4680	5480	5070
Всего	924	672					

Расчеты суммарной абляции по средней летней температуре выполнены для каждого района по следующей схеме:

1. Средняя летняя температура опорной станции $t_{ст}$ с помощью градиента γ экстраполируется до отметки нижней точки ледников H_n :

$$t_n = t_{ст} - \gamma(H_n - H_{ст}), \quad (4.3)$$

где $H_{ст}$ - высота опорной станции.

2. После учета скачка температуры Δt при переходе через границу льда с помощью градиента γ , уменьшенного на $1^\circ\text{C}/\text{км}$ [36,37], экстраполируется до заданной высоты H_d на поверхности ледника. Величина скачка Δt принята, по Кренке [38], равной $0;5^\circ\text{C}$ для ледников длиной до 0,3 км; $1,0^\circ\text{C}$ при длине от 0,4 до 4,0 км; $1,5^\circ\text{C}$ - от 4,0 до 14,0 км. Величина скачка для второй градации длины подтверждена наблюдениями на Восточном Памире [57].

Таким образом, средняя летняя температура t_d в точке ледника на высоте H_d равна

$$t_d = t_n - \Delta t - (\gamma - 1,0)(H_d - H_n).$$

Величина стока с ледников определена по распределению площади оледенения по высоте в каждом из пяти выделенных районов (табл.4.3) и суммарной абляции, рассчитываемой на среднюю высоту зоны по формуле (4.2) по средней летней температуре опорной станции. Отметим еще раз, что при расчетах по району 5 исключена площадь оледенения в бассейне р.Лянгар, сток которой измеряется в ее устье. Расчеты по бассейну этой реки приняты в качестве контрольных.

В качестве опорных метеостанций были выбраны: для 1-го и 2-го

районов - Шаймак (3840 м), для 3-го - Мургаб (3576 м), для 4-го и 5-го - Мургаб и Ирхт (3290 м).

Таблица 4.3

Распределение площади оледенения бассейна Сарезского озера по высотным зонам, км²

Высотная зона, м абс.	Район					Всего, км ²
	I	2	3	4	5	
3940-4000					0,02	0,02
4000-4200					0,20	0,20
4200-4400					1,46	1,46
4400-4600	0,60	0,09	0,28	0,68	8,59	10,04
4600-4800	3,40	4,31	2,63	4,57	33,05	47,96
4800-5000	19,80	26,64	13,43	15,31	98,79	173,97
5000-5200	33,55	37,59	18,97	22,41	118,16	230,68
5200-5400	32,90	14,61	9,76	15,83	70,16	143,26
5400-5600	19,95	0,89	2,38	5,78	25,24	54,24
5600-5800	2,30	0,03	0,39	2,02	4,58	9,32
5800-6000			0,04	0,29	0,16	0,49
6000-6100				0,03		
Всего	112,30	84,16	47,88	66,92	360,41	671,67

Расчеты ледникового стока произведены на ЭВМ ЕС-1022. Зональный сток рассчитывался отдельно для языков и фирновых областей, так как условия формирования его из последних несколько отличаются: если на языке и в нижних зонах областей питания суммарная абляция полностью идет в сток (коэффициент стока равен 1,0), то в верхних зонах ледников имеют место потери талых вод на внутреннее питание. По рекомендациям Кренке [38], сток из фирновых областей начинается с такой высоты, на которой суммарная абляция превышает водоудерживающую способность снега. Это условие соблюдается тогда, когда слой А становится равным 0,1 годового слоя осадков. В связи с тем что для Восточного Памира из-за общего дефицита данных по осадкам и таянию не получены зависимости их от абсолютной высоты для гляциальной зоны, уровень водоотдачи рассчитывался с применением данных М.И. Геткера [14], подготовленных им для карты "Максимальные снегозапасы" в Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира. По экспертным оценкам Геткера годовые суммы осадков в гляциальной зоне Памира примерно на 30% превышают максимальные снегозапасы, поэтому коэффициент 0,1 увеличен до 0,13.

По рис.5 в статье Геткера [14] нами установлено, что для фирновых областей ледников Памиро-Алая отношение максимальных снегозапасов W_i

на высоте z_i к аналогичным на высоте фирновой линии z_{ϕ} описывается уравнением $\frac{W_i}{W_{z\phi}} = 2,5 \frac{z_i - z_{\phi}}{z_{\phi} - z_{min}} + 1,0$.

Отсюда несложно определить средний вертикальный градиент максимальных снегозапасов:

$$\frac{\Delta W}{\Delta z} = \frac{2,5 W_{z\phi}}{z_{\phi} - z_{min}} \text{ (мм/км)}.$$

Здесь $W_{z\phi}$ принимается равной A на высоте фирновой линии, а z_{min} — нижняя граница устойчивого снежного покрова, взятая из проработок Геткера.

При расчетах таяния под мореной принято, что ее средняя толщина равна 10 см, при этом слой таяния равен 1/2 таяния чистого льда.

Таким образом, для расчета стока с ледников необходим минимум гляциологической и метеорологической информации:

1. Распределение площади ледников по высотным зонам (включая морены).
2. Распределение площади морен по высотным зонам.
3. Отметки нижней и верхней точек ледников, высота фирновой линии (средняя взвешенная по площади ледников), средняя длина ледников, отметка нижней границы устойчивого снежного покрова в районе.
4. Абсолютная высота опорной станции и средняя летняя температура на ней, вертикальный градиент температуры γ .

Немаловажное значение для точности расчетов ледникового стока по годам по вышеизложенной методике имеет величина температурного градиента. Она определена нами по данным 8-18 станций за 1943-1980 гг. Установлено, что межгодовые изменения γ достаточно велики: от 6,34 до 8,0°C/км. Средняя за рассматриваемый период величина γ равна 6,88°C/км. Коэффициенты корреляции зависимости средней летней температуры от абсолютной высоты станций очень высоки — от 0,924 до 0,974.

Очевидно, что чем выше в бассейне Сарезского озера нулевая средняя летняя изотерма, тем большая площадь оледенения подвержена одновременному таянию, тем больше приток в Сарезское озеро и, стало быть, больше годовая амплитуда колебаний уровня (рис.3.5). Таяние происходит и выше этой изотермы, а на ее уровне, по расчетам по формуле (4.2), суммарная абляция равна 862 мм. Совершенно ясно, что в приходных статьях водного баланса Сарезского озера помимо ледникового стока немаловажную роль играют воды других источников питания, таких как сезонный снег, снежники, наледи и подземные льды, однако первые три из них меняются от года к году, и именно этим обусловлен разброс точек на рис.3.5.

Как отмечалось выше, гидрометрические посты на р.Мургаб и у г.Мургаб и на р.Лянгар в ее устье приняты контрольными и служат для установления величины смешанного стока. Суммарный объем стока с ледников

в первом створе получен сложением объемов его в районах 1-3. В среднем за 1943-1980 гг. он составил 45,8% годового стока, а в отдельные годы колебался от 21,2 до 80%. Как видно, более половины среднего многолетнего стока р. Мургаб у г. Мургаб приходится на долю других источников питания - дождевого, снежного и снежникового, от таяния neve и подземных льдов, включая лед каменных глетчеров. Известно, что дождевой сток на Восточном Памире ничтожно мал, а роль других источников не исследовалась. Все они в сумме образуют смешанный сток W_{MCM} , который, зная сток с ледников, можно определить, вычтя последний из годового:

$$W_{MCM} = W_M - W_{ML},$$

где индекс М означает, что эти объемы относятся к р. Мургаб. Для дальнейших расчетов притока в Сарезское озеро по районам 4 и 5, сток с которых не измеряется, определим модуль этого смешанного стока M_{MCM} :

$$M_{MCM} = W_{MCM} : F_{MCM},$$

где F_{MCM} - площадь формирования смешанного стока, равная разности площадей водосборов р. Мургаб (г. Мургаб) (10500 км²) и оледенения 1,2 и 3-го районов (244 км²).

Доля стока с ледников в годовом стоке р. Лянгар гораздо выше, чем у р. Мургаб, и в среднем за 1943-1980 гг. составила 63,1%. Аналогично изложенному выше по этой реке определены годовые объемы смешанного стока $W_{ЛCM}$ и его модули $M_{ЛCM}$:

$$W_{ЛCM} = W_{Л} - W_{ЛЛ}, \quad M_{ЛCM} = W_{ЛCM} : F_{ЛCM},$$

где площадь формирования смешанного стока $F_{ЛCM}$ равна разности площади водосбора р. Лянгар (335 км²) и площади ее оледенения (53,1 км²). Сток с ледников в районах 4 и 5 рассчитан по изложенной выше методике. Для определения объема смешанного стока с этих районов необходимо знать его модуль. Для этой цели в качестве бассейнов-аналогов, по которым этот модуль известен, взяты верхняя часть бассейна р. Мургаб, замыкаемая постом у г. Мургаб, и бассейн р. Лянгар. Для расчетов применен способ вычисления M_{CM} как среднее арифметическое рек-аналогов, при котором модулям стока "придается одинаковый вес, что при наличии обычно наблюдающейся неоднородности модулей стока представляется наиболее правильным" [11, с. 39]. Площадь районов 4 и 5 равна 5590 км² (без бассейна р. Лянгар и зеркала Сарезского озера). Исключив из нее площадь оледенения (без оледенения бассейна р. Лянгар), получим $F_{CM} = 5217$ км². Отсюда годовые объемы смешанного стока могут быть получены перемножением M_{CM} на F_{CM} , а суммарный боковой приток в Сарезское озеро с районов 4 и 5, неучитываемый гидрометрически, - сложением стока с ледников и смешанного стока (табл. 4.1). Таким обра-

зом, эти данные позволят оставить водный баланс Сарезского озера с применением гляциологических данных.

Суммарный сток с ледников получен сложением объемов этого стока в районах I-5 и в бассейне р.Лянгар. В среднем за 1943-1980 гг. он составил 48,2% приходных статей баланса, а в отдельные годы колебался от 24,3 до 72,2%. Наиболее высоким сток с ледников был в 1943-1950 гг. - 59,9%, в десятилетия 1951-1960 и 1971-1980 гг. он был примерно одинаков и близок к норме, а в десятилетие 1961-1970 гг. был минимальным (43,9%). Таким образом, если учесть, что приходные статьи баланса включают также осадки на площадь зеркала озера, сток за счет таяния сезонного снега и снежников, наледей и подземных льдов, то преобладающее значение стока с ледников, по сравнению с другими источниками, при средних многолетних оценках не вызывает сомнений. В разд. 4.5 будут показаны результаты применения полученных данных для оценки водного баланса озера.

4.2. Осадки на площадь зеркала озера и испарение с него

Для определения среднего для акватории озера годового слоя осадков была выполнена их линейная интерполяция между данными наблюдений ГМС Ирхт и ГМС Мургаб. Расстояние между этими станциями равно 156 км, из которых на длину акватории озера приходится 56 км, или одна треть. С 1940 по 1980 г. средний многолетний годовой слой осадков составил 142 мм.

Согласно работе [45] ошибки в определении годового слоя осадков равны 15-20%. Учитывая то, что площадь акватории озера изменяется от 77 до 80 км², а длина 56 км, средняя погрешность интерполяции данных об осадках одного поста на всю акваторию озера, по этой же работе, составляют 7-10%.

Средняя месячная площадь зеркала была получена по зависимости $f = f(H)$, построенной по данным батиметрической съемки ТаджУГКС, проведенной со льда в 1976-1977 гг. [32]. Изменение площади зеркала составляет 3 км² (от 77 до 80 км²), или менее 4% общей площади. Заметим, что ошибка в определении площадей, согласно оценке Г.В.Железнякова [27], не превышает 1%. Годовые объемы осадков на площадь зеркала озера определялись как суммы произведений средних месячных площадей зеркала на месячные суммы осадков. Среднее многолетнее значение оказалось равным 11,17 млн.м³, что составляет менее 1% общего поступления воды в озеро. Учитывая сказанное, относительную ошибку расчетов этой величины в общем балансе можно оценить в 0,2%.

Испарение с водной поверхности Сарезского озера было рассчитано по формуле, выведенной для горных районов Средней Азии [22]:

$$E = 0,19 \pi (e_0 - e_{200}) (1 + 0,51 u_{200}),$$

где e_0 – максимальная упругость водяного пара,
 e_{200} – абсолютная влажность воздуха на высоте 200 см,
 u_{200} – скорость ветра на высоте 200 см,
 π – число дней в месяце.

В расчетах были использованы материалы наблюдений за скоростью ветра, абсолютной влажностью и температурой воздуха на ГМС Ирхт с приведением их к открытой водной поверхности согласно Указаниям [59].

Максимальная упругость водяного пара определялась по данным наблюдений за температурой воды на озерном посту Ирхт. Средний годовой слой испарения за период 1940 – 1980 гг. составил 875 мм.

С 1957 г. на ГМС Ирхт производятся наблюдения над испарением с водной поверхности по испарителю ГИ – 3000. Средний годовой слой испарения по испарителю оценивается в 1060 мм, а введение редуцированного коэффициента, равного 0,85, дает близкую величину к расчетной – 890 мм.

Годовые объемы испарения были определены путем последовательного суммирования произведения месячного слоя испарения на величину средней месячной площади, определенной по зависимости $f = f(H)$. Величина испарения в среднем многолетнем балансе составила 67,6 млн.м³, или 4,5% суммы расходных статей баланса. Погрешность расчета испарения в условиях горных районов Средней Азии составляет 15–20%. Учитывая, что метеостанция Ирхт находится в боковой долине и скорости ветра могут быть занижены, точность полученных материалов следует оценивать для годовых величин в 20%. Как было показано выше, ошибки в определении площади зеркала равны 1% и не могут оказать сколько-нибудь существенного влияния на определение объемов испарения. Относительная ошибка расчета испарения с учетом его удельного веса в расходных статьях баланса составляет 0,9%.

4.3. Сток воды из озера

Отток воды из озера осуществляется путем фильтрации сквозь тело завала и учитывается гидрометрическим путем на посту Барчадив, расположенном в 15 км ниже завала. На этом участке р.Бартанг (Мургаб) принимает ряд мелких притоков, наиболее крупным из которых является р.Вовзит. Можно было ожидать, что должна существовать устойчивая связь между регистрируемым на п.Барчидав стоком и уровнем воды в озере. Однако, как это видно на рис.4.1, такая связь отсутствует, вернее, носит весьма причудливый характер. Вид петель меняется от года к году, непостоянна их амплитуда. А это означает, что до выяснения причины возникновения такой связи к данным поста Барчидав, как контролирующего сток из озера, следует относиться критически.

Чем может быть вызвано это явление? Перечислим несколько возможных причин:

плохой учет стока на посту;

боковой приток на участке от завала до Барчишева;

влияние переходного режима фильтрации сквозь тело завала при изменениях уровня воды в озере;

изменение фильтрационных характеристик тела завала как от года к году, так и внутри года;

большие ошибки измерения уровня воды в озере.

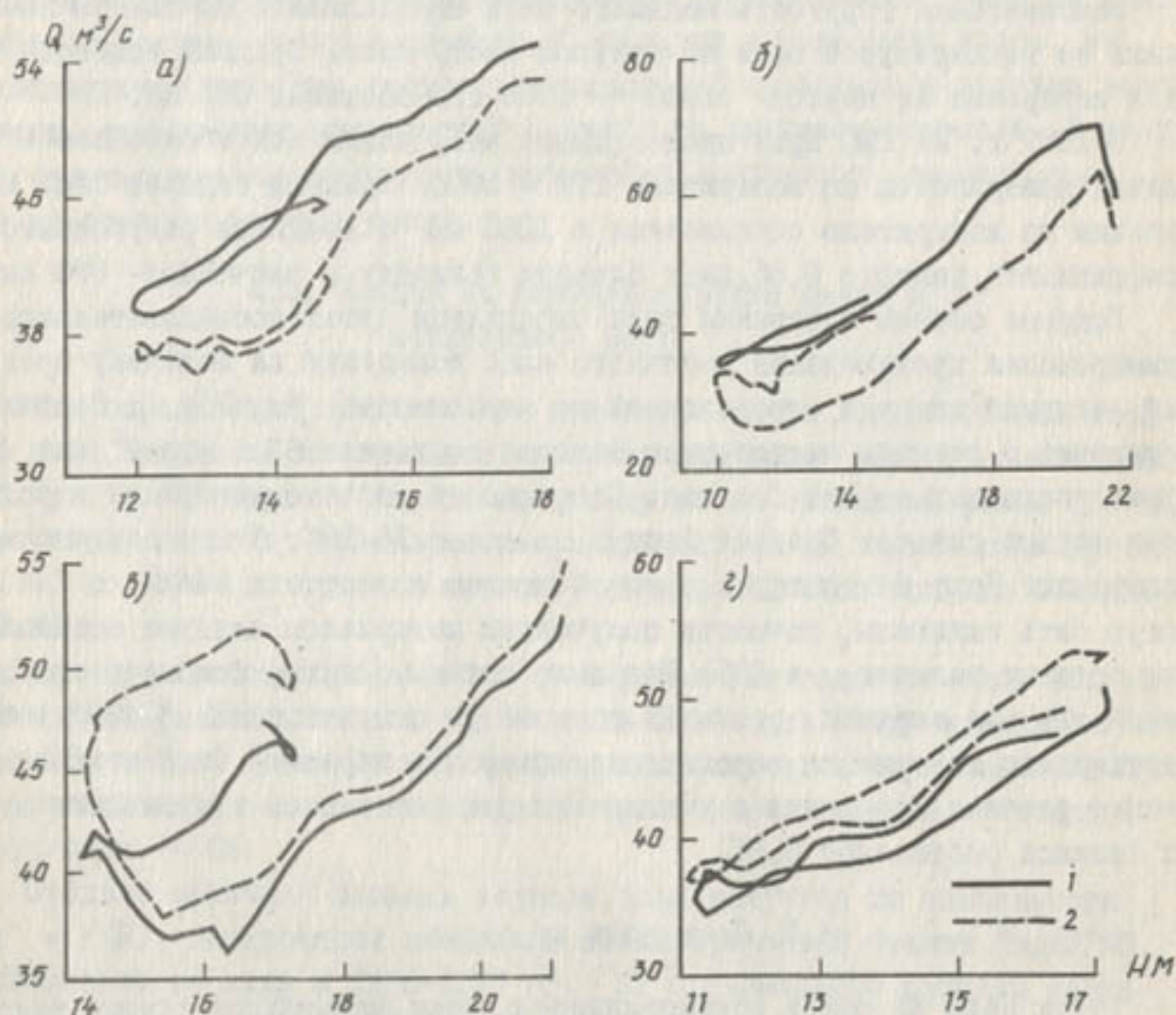


Рис. 4.1. Зависимость расходов воды р. Бартанг (п. Барчишев) от уровня воды в Сарезском озере в 1972 (а), 1973 (б), 1974 (в), 1975 (г) гг.: 1 — без поправки на боковую приточность, 2 — с поправкой

Последняя причина маловероятна, так как амплитуда петель по уровню достигает нескольких метров (рис. 4.1). Такая ошибка в измерении уровня совершенно не реальна. Рассмотрим остальные из перечисленных возможных причин.

Плохой учет стока на п. Барчидев. Створ на р.Бартанг расположен на конусе выноса р.Вовзит. В настоящее время последний впадает в р. Бартанг выше створа, по правой стороне конуса выноса. Однако, по данным наблюдателя, такое постоянство наблюдается с 1975 г. До того Вовзит "гулял" по конусу выноса, впадая в Бартанг то выше, то ниже створа. Об этом свидетельствует и хорошо разработанная левая протока, вершина которой была перекрыта в 1975 г. примитивной плотиной. Таким образом, сток из Сарезского озера до 1975 г. содержит случайную ошибку, хотя, судя по соотношению среднегодовых расходов рек Бартанг и Вовзит ($46,2$ и $1,1 \text{ м}^3/\text{с}$), эта ошибка для годовых балансов не должна превышать 2-3%.

Выносы влекомых наносов р.Вовзит в русло Бартанга и последующее их перемещение в нем — одна из причин случайной изменчивости уклонов водной поверхности, площади живого сечения, шероховатости и других гидравлических характеристик русла в районе гидроствора. Однако эта причина не единственная, поскольку неустойчивость и даже отсутствие связи $Q_B = f(H_B)$ наблюдается и в меженный период, когда сток влекомых наносов по р.Вовзит прекращается. По словам наблюдателя, до 1975г. выносы Вовзит ниже створа настолько поднимали уровень воды в Бартанге, что он достигал дна лямки. В настоящее время резкое изменение уклонов бывает выше створа. Эта и другие причины обуславливают практическое отсутствие устойчивых кривых $Q_B = f(H_B)$ для створа р.Бартанг — кишд.Барчадив. Специалисты ТаджУГКС в этой ситуации пошли на существенное увеличение количества измеренных расходов и подсчитывают сток путем графической интерполяции между измеренными расходами, расположенными в хронологическом порядке.

Суточные колебания уровня в р. Бартанг минимальны (до 1 см) и связаны лишь с изменчивостью стока Вовзита. Необходимости в самописце уровня здесь нет, так как подавляющая часть стока р.Мургаб зарегулирована Сарезским озером.

При ширине потока 25-35 м промерные вертикали назначаются через 1 м, скоростные — через 2 м. До 1981 г. скорости измерялись в одной точке при глубине до 0,5 м, при глубине до 1 м — в двух точках. С 1981 г. начато измерение скорости пятиточечным способом. Сравнение средних скоростей на вертикалях по двум — и пятиточечным измерениям за июль 1981 г. показывает, что различия случайны и в подавляющем большинстве случаев находятся в пределах 1-2%.

Итак, хотя вопрос о неустойчивости кривых расходов на посту Бартанг — кишд.Барчидев и остается открытым, объяснить его неопытностью наблюдателя или плохим оборудованием поста не представляется возможным, об этом же свидетельствует и плавный, регулярный ход связей на рис.4.1.

Боковой приток на участке от Усойского завала до поста Барчидев.
Створ на р.Вовзит контролирует лишь половину площади водосбора этого участка, который в то же время расположен в среднем выше, чем остальная часть, и имеет значительное оледенение.

Для расчета суммарного бокового притока на указанном участке мы воспользовались несколько измененной методикой Ю.М.Денисова [24]. За временной шаг принята декада. Эта методика предусматривает два генетически связанных этапа:

расчет поступления воды на водосбор, складывающийся из прихода жидких осадков и воды от таяния снега и ледников;

расчет трансформации поступившей воды в сток.

Исходной информацией служат декадные суммы осадков и среднедекадные значения температуры воздуха на некоторых опорных пунктах. В качестве таковых взяты ГМС Ирхт и пост Барчидев. Но по последнему имеются данные только об осадках. Для расчетов необходимо так же иметь параметры зависимости осадков от высоты, но отсутствие в этом районе осадкомерной или снегомерной сети заставило нас воспользоваться следующим грубым приемом. Обозначим $X_{ир}$ и $X_Б$ - декадные суммы осадков в указанных пунктах и примем, что осадки на любой высоте z определяются следующим выражением:

$$X(z) = \begin{cases} X_Б + \frac{X_{ир} - X_Б}{z_{ир} - z_Б} (z - z_Б) & \text{при } X_Б < X_{ир}, \\ \frac{X_{ир} + X_Б}{2} & \text{при } X_Б \geq X_{ир}, \end{cases}$$

где $z_{ир} = 3,29$ км и $z_Б = 2,51$ км - абсолютные отметки опорных пунктов. Таким образом, мы приняли, что осадки меняются с высотой линейно, а в том случае, когда в расположенном выше Ирхте выпадает за декаду меньше осадков, чем в Барчидеве, количество осадков с высотой не меняется и равно полусумме значений в этих пунктах. Такая грубая аппроксимация компенсируется, во-первых, тем, что мы сразу выполняем осреднение всех данных по декадам, во-вторых, как показано ниже, тем, что нас будут интересовать не абсолютные значения вычисленного стока с участка, а только их отношения к рассчитанному стоку р.Вовзит.

Средняя декадная температура воздуха на любой высоте рассчитывалась по формуле

$$t^*(z) = t_{ир} - 6,9(z - z_{ир}),$$

где $t_{ир}$ - среднедекадная температура на ст. Ирхт; $6,9^\circ\text{C}/\text{км}$ - вертикальный температурный градиент на Памире [17].

Очевидно, что для расчета поступления талой снеговой воды необходимо рассчитывать годовой ход снегозапасов ($S(t)$) по формуле [24]

$$dS/dt = X_T - P \quad ; \quad S \geq 0.$$

Здесь X_T - декадные суммы твердых осадков; P - декадное таяние. Ограничение $S \geq 0$ очевидно.

Методика расчета декадных сумм твердых осадков по общей их сумме и температуре воздуха приведена в работе [15], но, к сожалению, с некоторыми ошибками. Выпишем правильные соотношения:

$$X_T(z) = \frac{X(z)}{2} (1 + \operatorname{erf}(a_{0,5})), \quad (4.4)$$

где $\operatorname{erf}(t)$ - интеграл вероятностей; $a_{0,5} = \frac{v_{0,5}(z) - v(z)}{\tau(z,t)\sqrt{2}}$, $v_{0,5}(z) = 1,25 + 0,016z + 0,207z^2$ - температура, при которой на высоте z равновероятно выпадение жидких и твердых осадков; $\tau(z,t) = 0,83 [(0,13 - 0,087z) \cdot \cos(0,1747(I-9) - 0,62) + 3,75 - 0,19z]$; I - номер декады.

Такая сложная структура формул вызвана необходимостью учета того факта, что даже если среднедекадная температура ниже $v_{0,5}$, в отдельные сутки она выше ее, и в эти дни осадки выпадают в жидком виде и, следовательно, $X_T < X$. То же имеет место и при $v > v_{0,5}$: в отдельные сутки температура ниже $v_{0,5}$.

Таким образом, мы имеем декадные суммы твердых, общих, а следовательно, и жидких осадков на любой высоте в любую декаду.

Следующий шаг - расчет таяния, подход к которому аналогичен.

$$p = \frac{\alpha \pi \tau e^{-z_{кр}^2}}{\sqrt{2\pi}} + \frac{\alpha \pi}{2} (v - v_{кр}) (1 - \operatorname{erf}(z_{кр})), \quad (4.5)$$

где π - число дней в декаде; $z_{кр} = \frac{v_{кр} - v}{\tau\sqrt{2}}$; $v_{кр} = -\frac{\beta}{\alpha}$, а α и β - параметры в кусочно линейной функции суточных величин таяния снега (p_c) от среднесуточной температуры воздуха (v_c):

$$p_c = \begin{cases} \alpha v_c + \beta & \text{при } v_c > -\frac{\beta}{\alpha} = v_{кр}, \\ 0 & \text{при } v_c \leq v_{кр}. \end{cases}$$

Для расчета мы приняли $\alpha = 0,054$ и $\beta = 0,043$ - параметры, любезно сообщенные нам В.Г.Коноваловым. Заметим, что размерность p_c - см слоя воды в сутки. При расчете таяния льда принималось, что ее интенсивность (p_l) в три раза больше снега.

Итак, зная среднедекадные температуры и декадные суммы осадков в каждой высотной зоне, можно рассчитать там суммы твердых и жидких осадков, пользуясь выражением (4.4), интенсивность таяния по формуле (4.5), количество снега с помощью выражения (4.3).

Поступление воды в каждой высотной зоне равно

$$q_{пj} = \begin{cases} (X_{жj} + P_{cj}) \cdot f_j & \text{при } S_j > 0, \\ X_{жj} f_j + P_{лj} \cdot f_j & \text{при } S_j = 0. \end{cases}$$

Здесь j - индекс высотной зоны, f_j - площадь j -й зоны, $f_{лj}$ - площадь оледенения в ней.

Суммарное поступление в бассейн (Q_n) равно сумме поступлений в отдельные высотные зоны: $Q_n = \sum q_{nj}$.

Таким образом, нами применена первая модель поступления, приведенная в работе [44].

Перейдем к расчету трансформации. Для этого воспользуемся простейшей однообъемной моделью [24]:

$$T \frac{dQ}{dt} + Q = K Q_n,$$

где T — постоянная времени, K — коэффициент передачи [1], Q — искомый боковой приток. Это уравнение, если перейти к конечным разностям, приобретает следующий вид:

$$T \Delta Q_i + Q_i = K Q_{ni} \Delta t,$$

где i — номер декады; $\Delta Q_i = Q_i - Q_{i-1}$; Δt при шаге в 1-ю декаду равно 1. Отсюда следует, что

$$Q_i = \frac{T Q_{i-1} + K Q_{ni}}{T + 1}. \quad (4.6)$$

Параметры T и K могут быть найдены методом наименьших квадратов, если имеются Q_i и Q_{ni} за ряд декад. Мы использовали годовые ряды, т.е. $i = I + 36$.

Определив T и K для р.Вовзита, допустим, что они имеют те же значения и для всего водосбора участка от завала до створа Барчидев. В этом случае можно получить расчетные расходы по формуле (4.6) для всего участка и отдельно для Вовзита: $\tilde{Q}_{ув_i}$ и $\tilde{Q}_{в_i}$. Напомним, что наша цель — расчет боковой приточности на указанном участке. Эту величину можно было бы принять равной $\tilde{Q}_{ув_i}$, но для того, чтобы отчасти скомпенсировать ошибки расчета, было сделано иначе: рассчитывалось отношение

$\tilde{Q}_{ув_i} / \tilde{Q}_{в_i}$ — во сколько раз сток со всего участка в данную декаду больше стока Вовзита. Боковая приточность затем рассчитывалась как $Q_{ув_i} = \frac{\tilde{Q}_{ув_i}}{\tilde{Q}_{в_i}} \cdot Q_{в_i}$, где $Q_{в_i}$ — измеренный расход Вовзита в i -ю декаду.

Такие расчеты были выполнены для нескольких лет. Часть результатов показана на рис. 4.1. Как видим, учет боковой приточности почти не сжимает петли зависимости измеренного расхода р.Бартанг в створе Барчидев от уровня воды в озере и, следовательно, не с ним связано их образование.

Влияние переходного режима фильтрации через завал при изменениях уровня воды в озере. Примем, что фильтрационные свойства тела завала в течение каждого отдельного года не меняются. Выполним "оценку сверху", т.е. рассмотрим два крайних случая механизма фильтрации: 1) фильтрация происходит через все тело завала одинаково и 2) происходит сток по одной трубе. Кроме того, амплитуду колебаний уровня возьмем большей, чем она в действительности — 20 м в год.

с годами "уходят" вверх. Но это не объясняет годовых петель зависимости $Q_5 = f(H_0)$, а представить себе механизм, объясняющий значительные внутригодовые изменения фильтрационных свойств завала, мы не можем. Как будет показано ниже, расчет месячных величин стока, полученных из балансовых расчетов, также не подтверждает таких значительных внутригодовых изменений стока из озера.

Итак, окончательный вывод: если данные измерений на посту Барчи-дев дают неплохую оценку для среднегодового расхода воды в р.Бартанг, что следует из невязок рассчитанных годовых балансов, то для месячных, а тем более осредненных за еще более короткие периоды расходов они не годятся. Причины этого пока не ясны, но, скорее всего, кроются в самой методике измерений расходов на этом посту.

В расчетах годовых балансов нами принято, что отток воды из озера равен стоку р.Бартанг за вычетом стока р.Вовзит. Учет стока последней организован в 1959 г., а за период 1940-1959 гг. сток был восстановлен по зависимости средних месячных расходов воды $Q_{\text{Вовзит}} = f(Q_{\text{Лян-гар}})$. Вследствие того что в настоящее время не представляется возможным установить, когда р.Вовзит впадала выше или ниже створа Барчи-дев, сток с дополнительной площади водосбора не оценивался, т.е. в период, когда р.Вовзит впадала ниже створа, мы вычитаем дополнительную проточность с водосбора, равного р.Вовзит, а когда р.Вовзит впадала выше створа, мы недоучитываем поправку на приток с площади водосбора в 94 км^2 .

Сток на посту Барчи-дев, являющийся весьма важной характеристикой водного баланса, так как это, пожалуй, единственный элемент водного баланса Сарезского озера, который измеряется непосредственно в течение всего периода, является господствующим компонентом и составляет 95% суммы расходных статей баланса. От точности его учета зависит и точность баланса в целом, эту точность следует оценить в 8-10%, а относительную ошибку подсчета оттока воды из озера за период 1943-1980 гг. - 9,6%.

4.4. Аккумуляция воды в озере

Интегральной результирующей характеристикой водного баланса является изменение запасов воды в чаше озера. Объемы воды на начало года (1 января) определились по зависимости $W = f(H)$, рассчитанной по данным упомянутой выше батиметрической съемки ТаджУГКС. За период с 1 января 1943 г. по 1 января 1981 г. уровень воды увеличился на 451 см, а объем - на 354 млн. м^3 .

Точность расчета изменения запасов воды определяется погрешностью измерения уровня воды и построения зависимости $W = f(H)$. Погрешность оценки уровня воды складывается из инструментальной и динамической пог-

решности. Инструментальная погрешность оценивается в ± 1 см, а динамическая, вызываемая перекосом водной поверхности под воздействием ветра, может достичь 20 см. Однако в связи с тем, что озерный пост расположен в боковой экранированной долине, а водная масса озера весьма инертна, динамическая ошибка может быть исключена. Об этом свидетельствуют результаты анализа хода уровня за декаду до и после даты, на которую определяется уровень. При площади зеркала в 80 км^2 возможная случайная ошибка за счет изменений уровня воды может составить $1,6 \text{ млн. м}^3$.

Итак, зная основные составляющие баланса массы озера, можно перейти к его расчету по уравнению (4.1).

4.5. Водный баланс

Годовые водные балансы Сарезского озера были составлены за период 1943 – 1980 гг. (табл.4.4, 4.5). Для среднегодовых водных балансов, рассчитанных с использованием гидрологической (первый вариант табл.4.4) и гляциологической (второй вариант табл.4.5) информации при оценке бокового притока, невязки составили 27 и 36 млн.м³, или 1,8 и 2,4%, что указывает на достаточно хорошую его охотимость.

В то же время в отдельные годы отмечаются значительные невязки балансов, превышающие возможную допустимую ошибку – 1945, 1948, 1953, 1958, 1959, 1960 гг. Как видно из анализа водных балансов, повышение невязки отмечается в годы, когда были пропуски в наблюдении за стоком в створах г.Мургаб или киш.Барчидев. Данные за эти годы восстанавливались по зависимости $Q_{\text{мургаб}} = f(t_{\text{ветра}})$ и $Q_{\text{барчидев}} = f(H_{\text{ос}})$. При этом высокие невязки в эти годы отмечены в балансах, составленных как по первому, так и по второму варианту, следовательно, проведенные расчеты достаточно надежны и могут быть использованы для оценки анализа и прогноза гидрометеорологических характеристик бассейна Сарезского озера.

В 1981 г. в нижнем течении р.Мургаб функционировал гидрометрический пост Западный Пшарт, расположенный в 15 км от озера. Площадь водосбора, с которой учитывается приток воды в озеро, возросла с 10835 км^2 до 12344 км^2 , а объем учитываемого притока по Мургабу с 43 до 82%, что существенно повысило качество исходных материалов для расчета водного баланса. Специалистами ТаджУГКС были составлены месячные водные балансы за 1981 г. (табл.4.6). Повышенные невязки в мае, июле и декабре еще раз указывают на вероятность случайных погрешностей в подсчете как притока, так и оттока воды из озера.

С введением створа Западный Пшарт в постоянную эксплуатацию с одновременным измерением расходов воды на основных боковых притоках в

Таблица 4.4

Водный баланс Сарезского озера, млн.м³

Год	Приход				Расход				Изменение запаса воды		Невязка	
	поверхностный приток		Боковой	осадки на площадь зеркала	итого	сток р. Бар-танг-р. Вовзят	испарение	итого	по балансу	по кри-вой объ-емов	абс.	%
	р. Мур-габ	р. Лян-гар										
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1943	559	99	850	9	1517	1502	72	1574	-57	-45	-127	2
1944	588	118	909	10	1626	1539	68	1607	+19	+170	+151	9
1945	470	119	820	14	1422	1757	74	1831	-409	+129	-538	29
1946	495	107	794	11	1407	1720	75	1795	-388	-190	-198	11
1947	397	85	632	5	1119	1335	68	1403	-284	-205	-79	6
1948	354	108	683	13	1158	1475	65	1539	-381	11	-392	25
1949	445	88	683	15	1231	1253	61	1313	-82	59	-141	11
1950	568	108	858	7	1541	1326	67	1393	148	119	29	2
1951	419	75	615	9	1118	1442	63	1504	-386	-289	-97	6
1952	424	96	696	9	1225	1298	69	1367	-142	-4	-138	10
1953	596	111	892	23	1622	1499	56	1555	67	360	-293	18
1954	514	82	717	11	1324	1472	61	1532	-208	-183	-25	2
1955	514	89	743	7	1353	1397	67	1464	-111	-5	-106	7
1956	553	140	965	6	1665	1554	67	1621	44	233	-189	11
1957	549	66	683	12	1310	1520	61	1581	-271	-221	-50	3
1958	464	118	811	14	1406	1488	63	1551	-145	63	-208	13
1959	795	143	1166	12	2115	1486	70	1556	559	303	256	12
1960	623	122	952	9	1706	1486	71	1557	149	-101	250	15
1961	675	133	1033	6	1846	1482	60	1542	304	181	173	9

Продолжение таблицы 4.4.

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1962	454	88	696	7	1245	1441	62	1508	-258	-291	33	2
1963	502	93	743	6	1344	1292	77	1369	-25	-76	51	4
1964	560	89	781	9	1440	1269	72	1341	99	-37	136	9
1965	467	86	696	15	1264	1208	67	1275	-11	-71	60	5
1966	571	110	862	18	1561	1327	66	1393	168	258	-90	6
1967	542	106	828	10	1487	1399	69	1468	19	53	-34	2
1968	511	112	824	13	1461	1405	67	1473	-12	69	-31	5
1969	527	108	824	18	1477	1437	61	1499	-22	77	-99	7
1970	530	109	807	13	1459	1314	66	1381	78	-98	176	12
1971	574	121	909	7	1611	1412	66	1478	133	34	99	6
1972	335	83	576	12	1006	1340	62	1402	-396	-230	-166	12
1973	662	181	1204	11	2059	1394	99	1493	565	469	97	5
1974	364	100	666	13	1142	1390	65	1454	-312	-322	10	1
1975	478	119	824	10	1431	1360	60	1421	10	17	-7	1
1976	573	128	981	11	1644	1437	72	1509	135	60	75	5
1977	597	158	1067	20	1842	1563	80	1643	199	177	22	1
1978	643	202	1268	11	2125	1726	77	1804	321	220	101	5
1979	404	155	901	10	1470	1555	69	1624	-154	-195	41	2
1980	410	136	833	7	1385	1325	50	1375	10	-95	105	8
Средне- годовой	520	113	843	11	1482	1438	67	1505	-18	9	-27	2

Таблица 4.5

Водный баланс Сарезского озера за 1943-1980 гг.,

млн. м³

(при расчете ледникового и смешанного бокового притока)

Год	Измерен- ный при- ток и осадки на зер- кало озера	Рассчи- танный боковой приток	Суммар- ный при- ток и осадки на зер- кало озера	Отток и испаре- ние с зеркало озера	Изменение за- пасов воды		Невязка баланса	
					по балансу	по кри- вой объ- емов	абсо- лютная	относи- тельная, %
I	2	3	4	5	6	7	8	9
1943	708	663	1371	1574	-203	- 45	-158	10
1944	716	731	1447	1607	-160	171	-331	21
1945	602	887	1490	1881	-341	129	-470	26
1946	613	927	1540	1795	-255	-190	- 65	4
1947	487	590	1077	1403	-326	-205	-122	9
1948	475	686	1161	1539	-378	11	-389	25
1949	548	623	1171	1313	-143	59	-202	15
1950	683	889	1572	1393	179	119	59	4
1951	503	610	1113	1505	-392	- 289	-103	7
1952	529	640	1169	1367	-198	- 4	-194	14
1953	730	827	1557	1555	2	360	-358	23
1954	607	673	1280	1532	252	-183	- 69	5
1955	610	725	1335	1464	-129	- 5	-124	8
1956	700	920	1629	1621	8	233	225	14
1957	627	494	1122	1581	-460	-221	-239	15
1958	595	877	1472	1552	- 80	63	-143	9
1959	949	1255	2204	1556	648	303	345	16
1960	754	1053	1807	1558	249	-101	350	19
1961	814	1029	1843	1542	301	132	169	9
1962	549	625	1174	1503	-329	-291	- 38	3
1963	601	626	1227	1369	-142	- 76	- 66	5
1964	658	665	1323	1341	- 19	-38	19	1
1965	568	660	1228	1275	-47	- 71	24	2
1966	698	843	1542	1393	149	258	-109	7
1967	658	795	1454	1468	- 14	53	- 67	5
1968	637	815	1452	1473	- 21	69	- 90	6
1969	653	761	1414	1499	- 85	77	-162	11
1970	652	802	1454	1380	74	- 98	172	12
1971	702	821	1523	1478	45	34	11	1
1972	430	618	1048	1402	- 354	-230	-124	9
1973	854	1299	2154	1493	661	469	192	9

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1974	476	730	1206	1454	-249	-313	64	4
1975	607	872	1479	1421	58	17	41	3
1976	713	909	1622	1509	113	60	53	3
1977	775	1123	1898	1643	255	177	78	4
1978	857	1408	2265	1804	461	220	241	11
1979	569	1190	1759	1624	135	195	60	3
1980	558	1038	1591	1375	216	95	311	20
Среднего- довой	644	834	1472	1507	-27	9	-36	2

озеро в летний период (июнь-сентябрь), когда в озеро поступает более 60% годового стока, можно надеяться на существенное уточнение учета общего притока воды в озеро и водного баланса в целом.

4.6. Статистический метод расчета составляющих водного баланса

Нами был испробован еще один, относительно независимый метод расчета баланса, позволяющий отчасти компенсировать недостаток данных об отдельных составляющих баланса длиной рядов наблюдений. Напишем уравнение водного баланса озера с учетом только самых существенных составляющих

$$\frac{dW}{dt} = Q_n + X - E - Q_c,$$

где W - объем воды в озере; Q_n - суммарный приток (включая подземный); X - осадки на зеркало озера; E - испарение с его поверхности; Q_c - общий отток из него. Если баланс рассчитывать за некоторый период Δt и осадки включить в Q_n , то уравнение можно переписать в следующем виде:

$$\Delta W = Q_n - E - Q_c. \quad (4.8)$$

Как было показано, точность учета оттока из озера по данным поста Барчижев вызывает сомнения, но можно допустить, что отток связан с уровнем воды в озере (H) при относительно небольших колебаниях последнего линейно: $Q_c = \beta + \gamma H$, где β и γ - параметр.

Приток воды в Сарезское озеро учитывается в настоящее время постами "Устье" на р.Лянгар и г.Мургаб на р.Мургаб, контролирующими лишь треть водосборной площади. Обозначим приток, измеряемый на этих постах, Q'_n и допустим, что существует постоянное соотношение $Q_n = \alpha Q'_n$.

Таблица 4.6

Водный баланс Сарезского озера за 1981 г., млн. м³

Компоненты баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Приток р. Мургаб-п. Зап. Пшарт	33,8	30,5	38,9	42,6	97,0	70,7	211	186	64,3	48,1	41,0	45,4	909
р. Лянгар-п. Устье	2,32	2,07	2,10	1,93	4,08	5,28	13,6	12,3	6,49	4,25	3,03	2,64	60,1
Боковой приток	6,35	5,62	5,71	5,25	14,9	19,4	50,0	45,3	23,8	11,6	8,29	7,18	203
Осадки	0,69	2,17	1,01	3,23	1,22	0,33	1,01	0,09	0,24	0,09	0,00	0,39	10,5
Итого	43,2	40,4	47,7	53,0	117	95,7	276	244	94,8	64,0	52,3	55,6	1180
Отток по р. Бартаг-п. Барчидев	108	95,7	101	96,9	100	97,1	106	122	119	114	104	104	1270
Испарение	-	-	3,16	6,34	13,4	17,5	21,1	20,8	14,4	7,66	2,20	-	107
Итого	108	95,7	104	103	113	115	127	143	130	122	106	104	1380
Изменение запасов воды	-70,0	-50,5	-50,0	-60,0	20	-10	190	120	-30	-60	-60	-70	-130
Невязка, абс	5,20	5,30	-6,30	10,0	16,0	-9,3	-4,10	-19,0	-8,20	2,0	6,3	18,6	-70
%	5	6	6	10	14	8	15	8	6	2	6	17	5

где α — также параметр. Учитывая, кроме того, что $\Delta W = F \Delta H$,
 где F — площадь озера; ΔH — изменение его уровня за период Δt ,
 находим

$$\Delta W = F \Delta H = \alpha Q'_n - E - \beta - \gamma H.$$

Итак, получено линейное уравнение с тремя неизвестными параметрами α , β и γ . Воспользуемся теперь способом, примененным в работе [19]: если имеются достаточно большое число расчетных периодов Δt , то неизвестные параметры можно попытаться определить методом наименьших квадратов. Если принять за Δt декаду, обозначить через i номер очередной декады, δ_i — невязку баланса, то получим

$$\alpha Q'_i - \beta - \gamma H_i = F \Delta H_i + Q_{ni} + \delta_i. \quad (4.9)$$

H_i будем относить к середине соответствующей декады. Минимизируем сумму квадратов невязок δ_i :

$$R = \sum \delta_i^2 = \sum [F(H_i) \Delta H_i + Q_{ni} - \alpha Q'_i + \beta + \gamma H_i]^2.$$

Вычислив частные производные $\partial R / \partial \alpha$, $\partial R / \partial \beta$, $\partial R / \partial \gamma$ и приравняв их к нулю, получим систему линейных уравнений относительно искомых параметров:

$$\begin{cases} \alpha \sum (Q'_i)^2 - \beta \sum Q'_i - \gamma \sum Q'_i H_i = \sum [F(H_i) \Delta H_i Q'_i + Q_{ni} Q'_i], \\ \alpha \sum Q'_i - \beta \sum 1 - \gamma \sum H_i = \sum [F(H_i) \Delta H_i + Q_{ni}], \\ \alpha \sum H_i Q'_i - \beta \sum H_i - \gamma \sum H_i^2 = \sum [F(H_i) H_i \Delta H_i + E_i H_i]. \end{cases}$$

Здесь суммирование производится по m расчетным периодам. Теперь, зная все Q_i , H_i , Q_{ni} и кривую площадей озера $F(H)$, легко можно найти α , β и γ .

Такие расчеты были выполнены для всех лет, для которых удалось собрать необходимые данные (число деkad в каждом случае $m = 36$). Оказалось, что β и γ изменяются очень сильно, в то время как α — отношение суммарного притока в озеро к регистрируемому — довольно устойчиво (табл. 4.7). Средняя его величина равна 2,1. Это же отношение, рассчитанное по карте модулей стока, весьма приближенной для района Сарезского озера, равно 2,3. Сходимость хорошая, учитывая точность исходной информации, используемой в обоих методах.

Имея среднее значение $\alpha = 2,1$, можно заново вернуться к уравнению (4.9) и найти методом наименьших квадратов остальные неизвестные параметры — β и γ . Их значения также приведены в табл. 4.7. Видим, что они по-прежнему очень неустойчивы.

Рассчитаем, однако, отток воды из озера, исходя из уравнения

$$\tilde{Q}_c = \beta + \gamma H. \quad (4.10)$$

На рис. 4.2 показаны сплошными линиями рассчитанные по этой формуле значения оттока за некоторые годы. Они имеют правильный ход и, следуя ходу уровня, достигают минимума в марте. Исключение составляют годы, для которых γ получилась отрицательной — 1951, 1957, 1970.

Таблица 4.7

Среднегодовые уровни воды в Сарезском озере (H), расходы р.Бартанг - п. Барчидев (Q_c), полученные по уравнению (4.10), расходы оттока ($\tilde{Q}_c$) и параметры α , β и γ .

Год	H	Q_c	α	β	γ	$\tilde{Q}_c$
1951	10,57	46,4	1,69	37,78	-0,25	40,7
1952	8,69	41,9	2,29	9,33	2,22	33,1
1957	12,58	48,8	1,57	50,62	-0,99	44,2
1958	11,44	48,2	2,37	17,43	1,12	35,0
1959	13,54	48,4	1,67	27,12	0,83	44,3
1966	11,90	43,4	2,16	23,58	0,61	35,7
1967	13,67	45,6	2,06	22,51	0,90	40,3
1968	14,57	45,7	2,45	13,90	1,30	38,0
1969	15,49	46,8	2,34	12,39	1,35	38,5
1970	15,03	42,7	2,01	50,04	-0,78	44,3
1971	14,70	46,0	1,86	8,92	1,98	44,0
1972	13,56	43,3	2,78	13,48	1,14	33,5
1973	15,07	45,8	2,21	2,14	2,03	37,9
1974	16,02	45,0	2,14	-12,89	2,93	39,4
1975	14,04	44,0	2,14	20,63	0,86	37,9
1976	14,61	46,5	1,83	33,43	0,27	43,3
1977	16,16	50,9	2,00	7,50	1,83	42,9
1978	18,55	56,4	1,99	4,68	1,99	48,1

Рассмотрим, чем же можно объяснить ненадежность определения параметров β и γ . Рассчитаем сток из озера, зная только α и исходя из уравнения баланса (4.8):

$$Q_c = Q_n - E - \Delta W = \alpha Q_n' - E - F(H) \Delta H. \quad (4.11)$$

На том же рис. 4.2 показаны пунктиром рассчитанные таким образом Q_c . Видно, как сильно они колеблются относительно сплошных кривых. Если допустить, что зависимость $Q_c = Q_c(H)$ достаточно тесна, пусть даже не совсем линейна, то отклонения кривых на рис. 4.2 показывают ошибку расчета оттока по уравнению (4.11). Вероятно, при декадном осреднении α , если и не будет оставаться постоянной, то должна меняться плавно, а изменчивостью этого параметра нельзя объяснить пилообразный вид пунктирной кривой. Очевидно, он вызван ошибками измерения остальных составляющих.

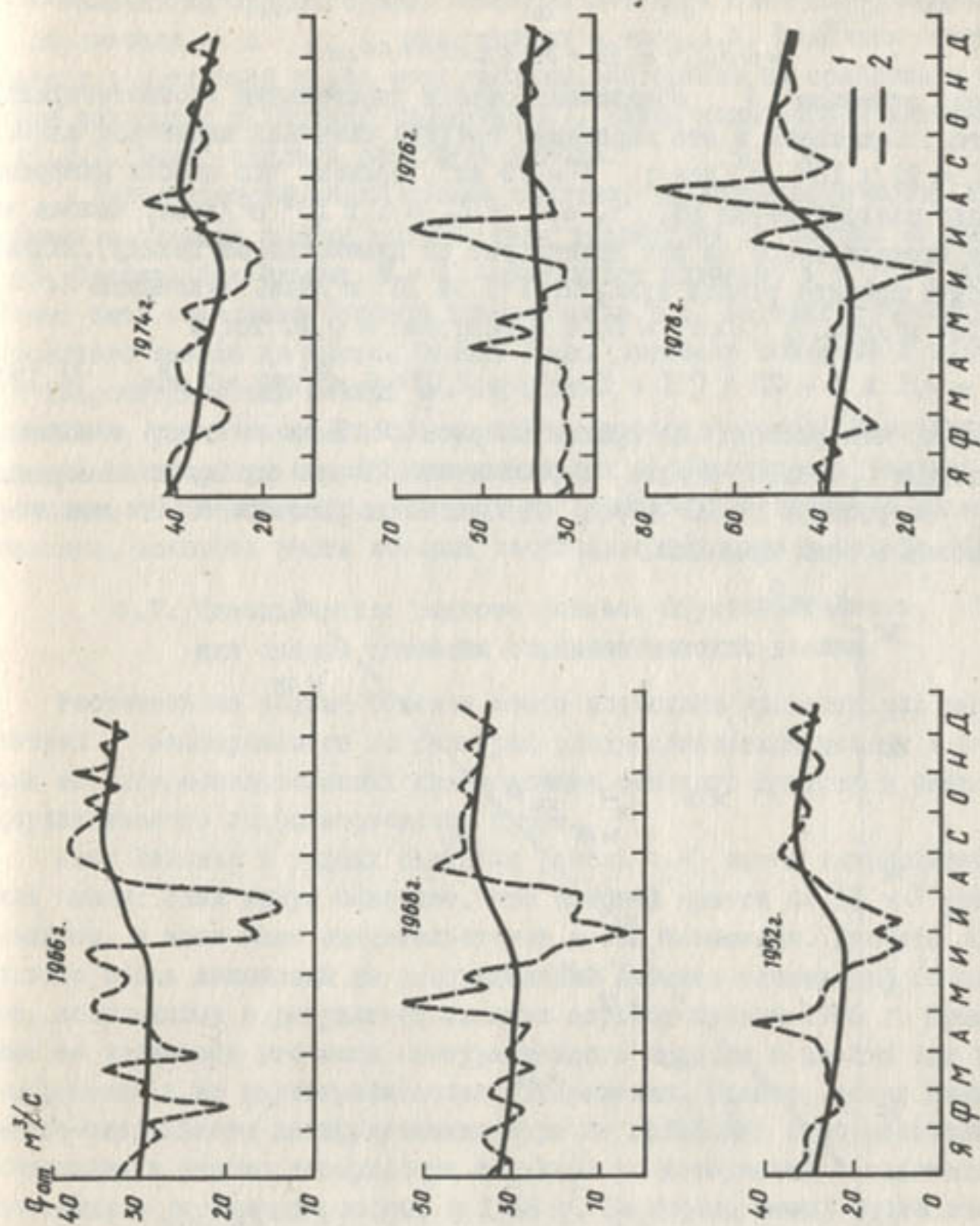


Рис. 4.2. Рассчитанные годовые гидрографы оттока из Сарезского озера:
 1 - по уравнению (4.I), 2 - по уравнению (4.II)

Напишем выражение для максимально возможной ошибки расчета по уравнению (4.11):

$$\delta Q_{от} = \left| \frac{\partial Q_c}{\partial Q_n'} \right| \cdot \delta Q_n' + \left| \frac{\partial Q_c}{\partial \alpha} \right| \delta \alpha + \left| \frac{\partial Q_c}{\partial E} \right| \delta E + \left| \frac{\partial Q_c}{\partial F} \right| \delta F + \left| \frac{\partial Q_c}{\partial \Delta H} \right| \delta \Delta H = \quad (4.12)$$

$$= \alpha \delta Q_n' + Q_n' \delta \alpha + \delta E + \Delta H \delta F + F \delta \Delta H.$$

Здесь символом δ обозначены ошибки определения соответствующих элементов. Подставим в это выражение средние значения известных элементов: $Q_n' \approx 22 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{дек.}$; $F = 79 \text{ км}^2$. Примем, что ошибка измерения декадного расхода равна 5%, т. е. $\delta Q_n' = 1 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{дек.}$; ошибка измерения площади озера (а нас интересует ее изменение за декаду), видимо, может быть принята равной нулю; т. е. $\delta E \approx 1 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{дек.}$ (значения $E < 5,5 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{дек.}$); $\delta \Delta H = 0,01 \text{ м/дек.}$; $\delta \alpha = 0,1$. Тогда

$$\delta Q_c = 2,1 \times 1 + 22 \times 0,1 + 1 + 79 \times 0,01 \approx 6 \text{ м}^3/\text{дек.} = 7 \text{ м}^3/\text{с} \quad (4.13)$$

Это меньше, чем расхождение кривых на рис. 4.2. Если же взять максимальные значения $Q_n' = 80 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{дек.}$ и рассчитать 5%-ную ошибку их измерения, то δQ_c возрастает до $20 \text{ м}^3/\text{с}$. Как видно из рисунка, почти все отскоки лежат в этих пределах.

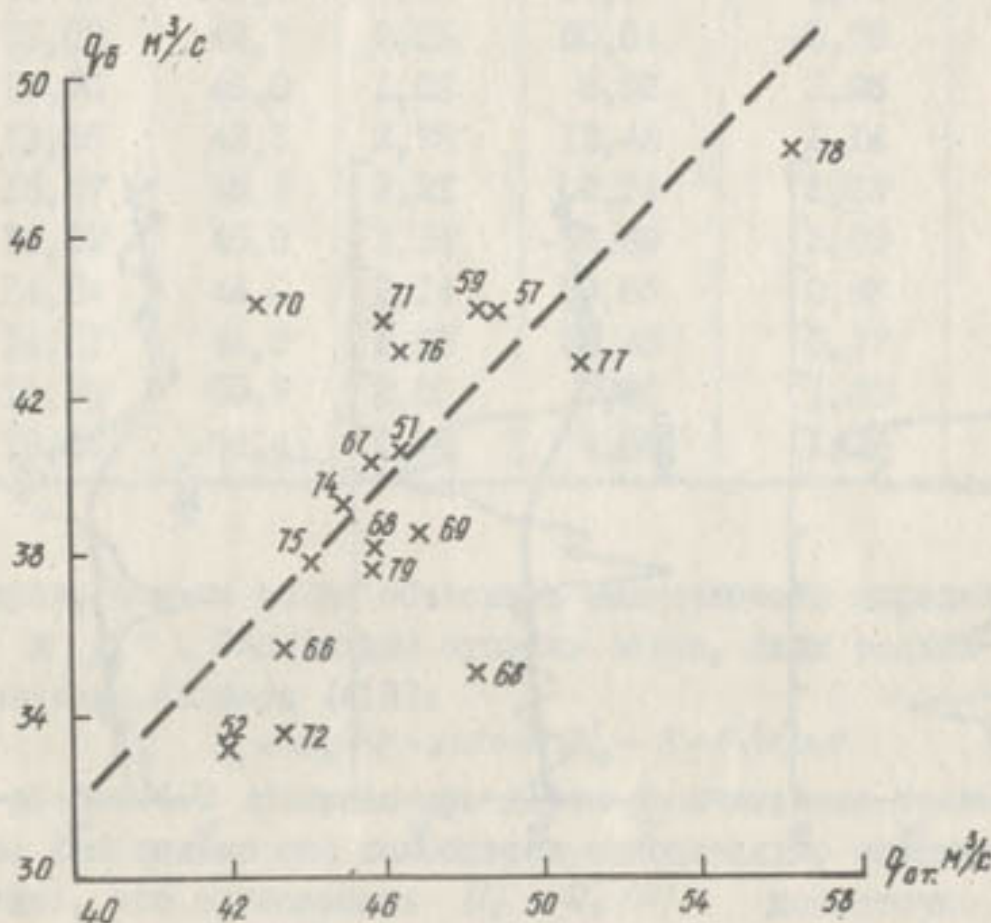


Рис. 4.3. Связь среднегодовых расходов воды р. Бартанг — п. Барчидев ($Q_б$) и среднегодового оттока из озера ($Q_{от}$), вычисленного по уравнению (4.10)

Из уравнений (4.12) и (4.13) следует, что максимальный вклад в ошибку расчета δQ_c вносят ошибки измерения расходов р. Мургаб в створах

г. Мургаб и кишл. Барчидев, а также расчет величины α . Видимо, на них и следует сосредоточить внимание исследователей.

Рассчитаем среднегодовые величины оттока с помощью уравнения (4.10) и параметров β и γ , приведенных в табл. 4.7. Величины оттока приведены в последней графе этой таблицы. Интересно их сравнить с измеренными расходами р. Бартанг (п. Барчидев). Такая зависимость показана на рис. 4.3. Можно сделать следующие выводы.

Малая теснота связи вполне понятна, учитывая неточность исходных данных и большие ошибки расчета трех параметров из систем 36 уравнений. Среднее отклонение $Q_c - \tilde{Q}_c$ составляет примерно $6 \text{ м}^3/\text{с}$, что не может быть объяснено боковой приточностью в р. Бартанг на участке от Усойского завала до поста. Отсюда вновь вытекает сомнение в надежности гидрометрических данных п. Барчидев.

Итак, различными способами подсчитан водный баланс Сарезского озера. Видимо, при современных сведениях о составляющих баланса уточнить его невозможно. Выявлены те основные составляющие водного баланса, точность учета которых необходимо повысить в первую очередь.

4.7. Использование водного баланса Сарезского озера для оценки точности гляциологических данных

Рассчитанные водные балансы озера позволили провести ряд численных экспериментов по проверке гляциологических данных и расчетных методов, использованных при подсчете бокового притока в озеро, неучитываемого гидрометрическим путем.

Знак невязки в водных балансах (табл. 4.8) имеет гляциологический смысл: знак минус означает, что боковой приток по IY и Y районам занижен, а знак плюс свидетельствует о его завышении. Расчеты ледникового стока выполнены по распределению площади оледенения по высоте, полученному в результате анализа аэрофотосъемки 1966 г. Применение ее позволило уточнить контуры каждого ледника и ввести тем самым коррективы в их картографические изображения. Однако, метод глазомерно-визуального дешифрирования карт не позволяет откорректировать изменения в высоте поверхности ледников по материалам аэрофотосъемки, по которым составлены карты, и 1966 г. За период между этими съемками изменения поверхности могли достигнуть нескольких метров, что, впрочем, укладывается в точность построения карт высокогорной территории. У крупных ледников Тянь-Шаня, например, за рассмотренный период высота поверхности ледников снизилась до 40 м (личное сообщение А.Н. Диких).

Таким образом, из-за дефицита данных принято, что оледенение в 1943–1980 гг. было стационарно по площади, на самом деле его размеры в сороковых годах были несколько большими, а в семидесятых – меньше-

Таблица 4.8

Водный баланс Сарезского озера по гляциологическим данным

Элементы баланса	Период осреднения, годы				
	1943-1950	1951-1960	1961-1970	1971-1980	1943-1980
Осадки и измеренный приток, км ³	0,60402	0,66051	0,64882	0,65346	0,64369
Рассчитанный боковой приток, км ³	0,74951	0,80818	0,76223	1,00093	0,83439
Осадки и суммарный приток, км ³	1,35353	1,46869	1,41106	1,62439	1,47808
Отток и испарение с зеркала озера, км ³	1,55709	1,52927	1,42442	1,52033	1,50518
Изменение запасов воды, км ³ :					
по балансу	-0,20356	-0,06058	-0,01336	0,10406	-0,02710
по кривой объемов	0,00618	0,01548	0,00150	0,01355	0,00933
Невязка баланса:					
абсолютная, км ³	-0,20974	-0,07606	-0,01486	0,09051	-0,03643
относительная, %	-13,47	-4,97	-1,04	5,95	-2,42

ми по сравнению с 1966 г. Именно поэтому невязка баланса в шестидесятые годы была минимальной ($-1,04\%$), а между сороковыми и семидесятыми годами произошла смена ее знака с отрицательного на положительный. Иначе говоря, ледниковый сток в начале периода занижался, т.к. фактические размеры оледенения были больше, а в конце периода стал завышаться, ибо оледенение в аномально жаркие семидесятые годы сократилось.

Отсюда следует вывод, что данные по оледенению Средней Азии, полученные при каталогизации ледников по материалам АФС 1957 - 1959 и 1966 гг., начинают стареть. Они еще, может быть, годятся для средних многолетних оценок ледникового стока, но дают неудовлетворительные результаты для отдельных лет, свидетельством чему являются, например, невязки годовых балансов Сарезского озера, достигающие $\pm 20-30\%$ и более. Представляется, что данные по оледенению должны уточняться как минимум один раз в десятилетие, тем более, что они входят в Государственный водный кадастр.

Следовательно, применение расчетного метода [38] для оценки годовых величин бокового стока возможно при уточнении площади оледенения на конкретный период, что невыполнимо из-за дефицита аэрофотосъемочного материала. Для объективной оценки возможности использования в расчетах формулы Кренке был проведен численный эксперимент с водным балансом Сарезского озера. Как отмечает А.Н.Кренке, автор второй формулы расчета суммарной абляции по средней летней температуре воздуха, для отдельных ледников формула дает ошибки до $25-30\%$, поэтому расчеты таяния лучше производить для группы ледников [38]. Это условие выполнено нами объединением ледников бассейна Сарезского озера в пять макрорайонов.

Проведем численные эксперименты, уменьшая или увеличивая рассчитанный объем ледникового стока с шагом 5% в диапазоне от -25 до $+25\%$. Изменение этого объема по тем рекам, в которых сток учитывается гидрометрически, должно повлечь изменение модуля смешанного стока и его объема, а это, в свою очередь, повлияет на величину невязки баланса. Если при измененной величине стока с ледников невязка станет минимальной, имеет смысл корректировать формулу, изменив, например, коэффициент $1,33$ на новую величину, позволяющую рассчитать сток с ледников с большей точностью.

Итак, на первом этапе численных экспериментов принято, что объем стока с ледников в бассейнах р. Мургаб (г.Мургаб) и р.Лянгар (устье) получен при нулевой ошибке в расчетах суммарной абляции. Затем, изменяя этот сток на $\pm 5\%$ в диапазоне $\pm 25\%$, получим измененные значения объемов смешанного стока в боковом притоке в Сарезское озеро, неучи-

Таблица 4.9

Результаты численных экспериментов с балансом Сарезского озера

Ошибка рас- чета стока с ледников, %	Измеренный приток и осадки, км ³	Расчитан- ный боко- вой приток, км ³	Суммарный приток и осадки, км ³	Отток и ис- парение с зеркала озера, км ³	Изменение запасов воды, км ³		Невязка баланса	
					по балан- су	по кривой объемов	абсолютная, км ³	относи- тельная, %
-25	0,64369	0,91990	1,56369	1,50518	0,05851	0,00933	0,04918	3,27
-20	0,64369	0,90280	1,54649	1,50518	0,04131	0,00933	0,03198	2,12
-15	0,64369	0,88569	1,52938	1,50518	0,02420	0,00933	0,01487	0,99
-10	0,64369	0,86859	1,51228	1,50518	0,00710	0,00933	-0,00223	-0,15
-5	0,64369	0,85149	1,49515	1,50518	-0,01003	0,00933	-0,01936	-1,29
0	0,64369	0,83439	1,47808	1,50518	-0,02710	0,00933	-0,03643	-2,42
5	0,64369	0,81728	1,46097	1,50518	-0,04421	0,00933	-0,05354	-3,55
10	0,64369	0,80122	1,44491	1,50518	-0,06027	0,00933	-0,06960	-4,62
15	0,64369	0,78360	1,42729	1,50518	-0,07789	0,00933	-0,08722	-5,79
20	0,64369	0,76598	1,40967	1,50518	-0,09551	0,00933	-0,10484	-6,97
25	0,64369	0,74887	1,39256	1,50518	-0,11262	0,00933	-0,12195	-8,10

тываемом гидрометрически, и, стало быть, изменение невязки баланса. Опуская громоздкие промежуточные результаты численных экспериментов, приведем в табл. 4.9 итоговые данные по изменению невязки баланса.

Измеренные приток и осадки, отток и испарение оставались прежними, изменялся только боковой приток в соответствии с изменениями стока с ледников в указанных выше пределах. Судя по невязкам баланса, ошибки расчетной формулы (4.2) не должны столь уж существенно влиять на них: если "усилить" или "ослабить" абляцию так, чтобы сток с ледников изменился на 25%, то невязки изменяются на гораздо меньшую величину: от $-8,1$ до $3,3\%$, что соизмеримо с точностью учета стока горных рек.

Как видно из табл. 4.9, наилучшим образом водный баланс Сарезского озера был бы составлен, если сток с ледников уменьшить на 10%: невязка баланса в этом случае была бы минимальной (всего $-0,15\%$). Однако побочные коррективы не имеют смысла, если учесть, что оледенение бассейна Сарезского озера за расчетный период было принято стационарным по площади. Дегляциации подвержены прежде всего нижние части ледников, где таяние наиболее интенсивно, и даже относительно небольшое сокращение площади льда приводит к непропорциональному сокращению стока с ледников при условии постоянства средних летних температур воздуха.

ГЛАВА 5. ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ВОДЫ ОЗЕРА И СВЯЗАННЫХ С НИМ ЯВЛЕНИЙ

Известно, что прогнозирование с большой заблаговременностью - дело особенно трудное и не всегда надежное. Однако необходимость планирования защитных или иных мероприятий, связанных со стихийными явлениями, требует разработки и постоянного совершенствования таких прогнозов.

Несомненный интерес представляет прогноз хода уровня воды в Сарезском озере на ближайшую перспективу в связи с оценкой возможности перелива воды через гребень Усойского завала, а также планированием мероприятий по использованию водных ресурсов озера и разработкой проектов по ликвидации возможности его прорыва. Эта задача весьма сложна, т.к., с одной стороны, трудно учесть изменения в будущем приходных статей водного баланса озера, с другой - режим фильтрации через завал изменчив во времени.

Годовое увеличение уровня воды в озере за период с 1943 г. составляло в среднем около 20 см. Этот рост отчасти определяется процессами, происходящими в теле Усойского завала, что выражалось, как было указано в гл. I, в прохождении по нему селей, обвалов, оползней, суффозии, карста и просадках. С 1915 по 1980 г. северная зона завала просела более чем на 60 м, при этом процесс носил пульсационный характер, на что указывают изменения, происходящие в стоке вод, фильтрующихся сквозь тело завала (рис. 1.4).

Понятно, что на режим наполнения озера накладывают отпечаток и климатические факторы, определяющие периодические изменения уровня и его внутригодовые колебания. Именно повышение температуры воздуха в последнее десятилетие обусловило приток воды в озеро и, как следствие этого, рост уровня. В последние теплые годы (1973, 1977 и 1978) нулевая изотерма поднималась выше 5500 м, фронт таяния достигал верхней границы оледенения и сток формировался практически со всей его площади. Многоводными были 1942, 1944, 1945 гг., затем 1953, 1956 и 1959 гг. Шестидесятые годы были близки к норме. Очевидно, заметное наполнение Сарезского озера с резким повышением уровня будет происходить каждый раз, когда в течение нескольких лет подряд летние температуры будут превышать норму.

Если нас интересуют максимальные отметки, которых может достичь уровень озера, то необходимо учитывать также внутригодовые его колебания.

5.1. Прогноз хода уровня воды в озере на ближайшие десятилетия

Учитывая сказанное, прогноз на ближайшие 25 лет состоял из двух частей: монотонное изменение среднегодовых значений уровня и накладываются на них внутригодовые колебания.

Рассмотрим первую задачу. Не вдаваясь в детали, водный баланс озера можно представить следующим уравнением изменения объема воды во времени:

$$\frac{dW}{dt} = Q_n + X - E - Q_{от}.$$

Здесь размерность всех величин - $10^6 \text{ м}^3/\text{год}$. Преобразуем это уравнение

$$\frac{dW}{dt} = F(h) \frac{dh}{dt} = Q_n + (X - E) F(h) - Q_{от}$$

или

$$\frac{dh}{dt} = X - E + \frac{Q_n - Q_{от}}{F(h)},$$

где $F(h)$ - уравнение кривой площадей озера, X и E - слой осдков и испарения соответственно.

Подставим известные средние многолетние данные (табл. 4.4):

$$X = 0,142 \text{ м/год},$$

$$E = 0,875 \text{ м/год},$$

$$Q_{np} = 47,7 \times 31,5 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{год},$$

$$Q_{от} = 45,6 \times 31,5 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{год}.$$

Зависимость $F(h)$ для уровней, близких к современному, может быть представлена в виде

$$F(h) = (0,1306 h - 346,3) \times 10^6 \text{ км}^2,$$

где h - в метрах над ур. м.

Таким образом, получаем

$$\frac{dh}{dt} = -0,733 + \frac{66,15}{0,1306 h - 346,3}.$$

Решая это дифференциальное уравнение, находим

$$h + 691,0 \cdot \ln(3343,6 - h) = 0,733 t + C.$$

Если в качестве начального взять 1980 г., для которого $h = 3256,18 \text{ м}$, то легко найти C и окончательно получить

$$h - 7796,8 + 691,0 \cdot \ln(3343,6 - h) = -0,733 t. \quad (5.1)$$

В табл. 5.1 показаны среднегодовые значения уровня, которые будут достигнуты до 2015 г. Заметим, что здесь учитывается только осредненная тенденция подъема среднегодового уровня, но она показывает, что до минимальной отметки гребня завала (3294,47 м) даже в 2015 г. остается весьма значительный запас, гораздо больший, чем возможные внутригодовые и межгодовые случайные колебания уровня.

Возможен другой, вероятный подход к прогнозу уровня озера. Рас -

Средние годовые значения уровня,
рассчитанные по уравнению (5.1)

Год...	1980	1985	1990	1995	2000	2005	2010	2015
h м.	3256,2	3256,2	3257,2	3257,8	3258,3	3258,8	3259,3	3259,8

смотрим еще раз рис.3.4. Из него видно, что относительно равномерное повышение уровня происходит с 1950 г. Поэтому для дальнейших расчетов воспользуемся периодом 1950–1980 гг.

Поставим следующую задачу: какова вероятность превышения уровнем воды некоторой отметки H_{2p} в последовательные годы до 2015 г. включительно.

Будем считать, что колебания максимальных отметок, достигаемых уровнем в соответствующих годах, определяется:

линейным трендом среднегодовых значений уровня;

наложенной на него циклической составляющей;

остаточной случайной составляющей, распределенной по нормальному закону;

случайной величиной внутригодовых колебаний уровня.

Первая из этих составляющих определяется уравнением

$$h_t = 21,06 (t - 1965) + 1360,5.$$

Среднее квадратическое отклонение среднегодовых значений уровня за рассмотренный период равно 234,0 см. Остаточное отклонение после учета тренда – 139 см.

Из остаточных изменений среднегодовых уровней удалось выделить циклическую составляющую

$$\Delta h_t = 111,6 \cos(0,6732(t - 1903,84)).$$

В результате остаточное среднеквадратическое отклонение уменьшилось до 113 см.

Третья составляющая принята распределенной по нормальному закону с параметром (0,113).

Наконец, рассмотрим четвертую составляющую – изменения уровня за счет внутригодового его хода. По данным 42-летнего ряда наблюдений было найдено, что распределение полуамплитуд внутригодовых колебаний уровня (α) хорошо аппроксимируется кривой Г.И. Бровковича (рис. 5.1) с параметрами $\bar{\alpha} = 323,6$ см; $\sigma_{\alpha} = 113,26$; $C_v = 0,350$.

Расчет вероятности превышения уровнем заданных отметок выполнялся методом Монте-Карло, где первые две составляющие (линейный тренд и циклическая) определялись по приведенным выше формулам, а две последние – моделировались случайными числами, распределенными по соответствующим законам.

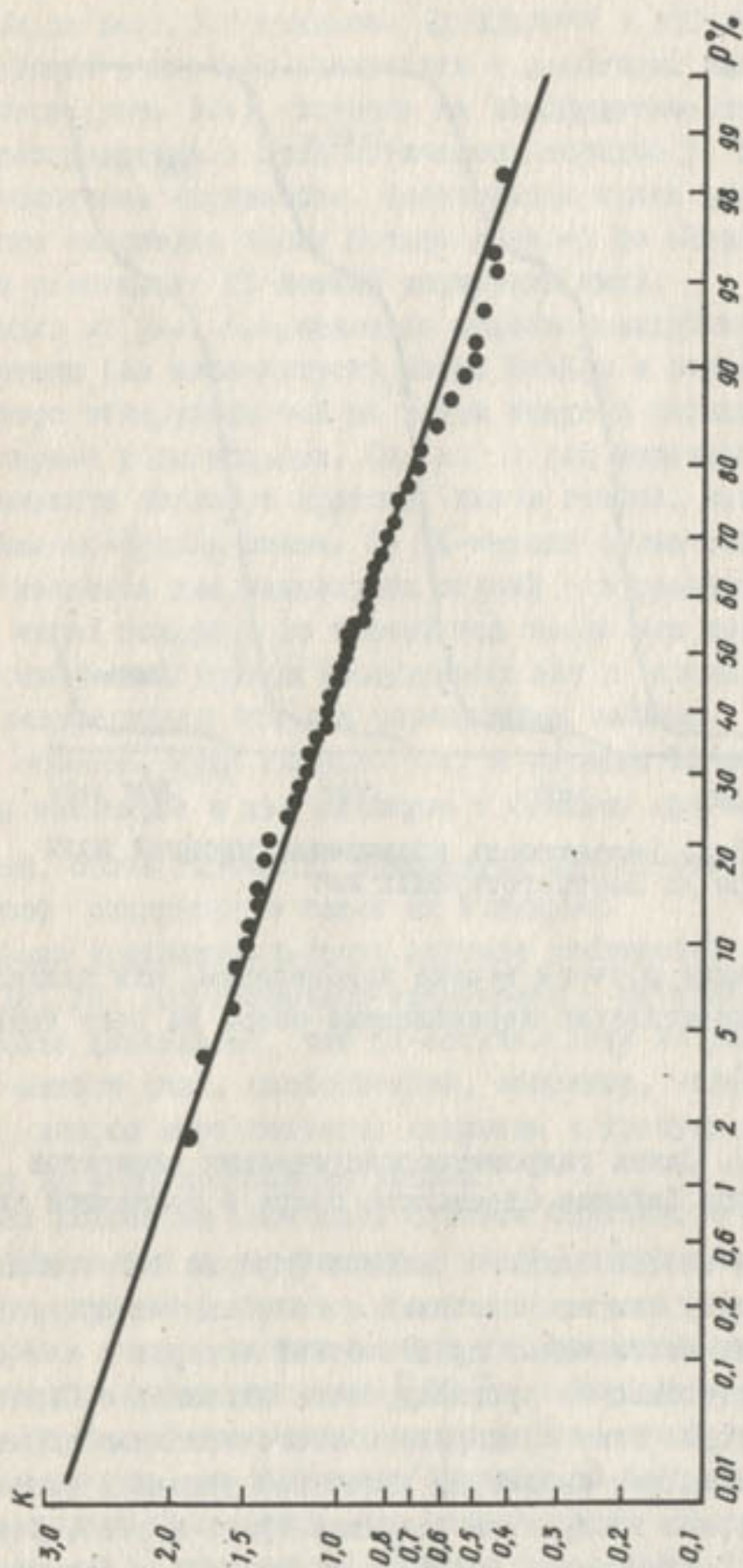


Рис. 5.1. Биномиальная кривая обеспеченности амплитуды уровня воды

На рис. 5.2 показаны кривые вероятности превышения уровня ряда отметок. Как видим, до 2015 г. превышение минимальной отметки гребня практически невероятно.

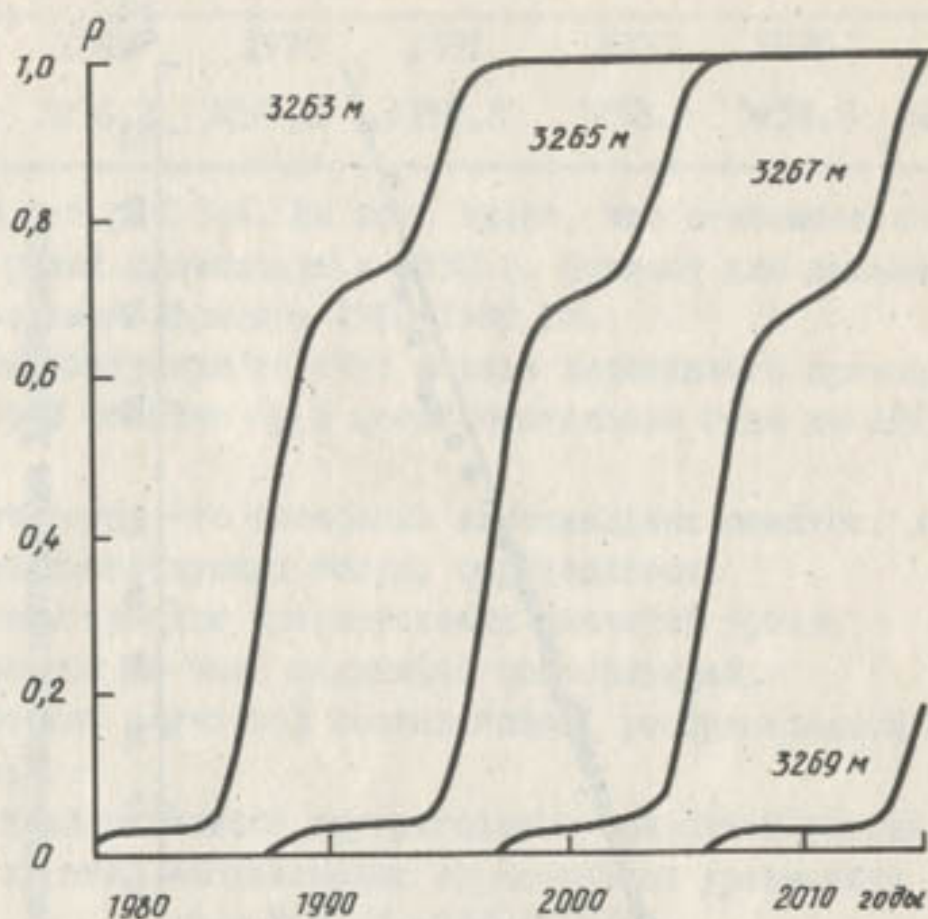


Рис. 5.2. Вероятность превышения уровней воды в озере до соответствующих лет

Хотя приведенные расчеты весьма приближены, они свидетельствуют, что в ближайшие десятилетия переполнение озера за счет повышения уровня не произойдет.

5.2. Связь гидрометеорологических элементов и статей водного баланса Сарезского озера с солнечной активностью

Поиски связей статей водного баланса (прежде всего неизмеряемой боковой приточности) или их колебаний с колебаниями солнечной активности представляют несомненный практический интерес с той стороны, что их наличие позволило бы прогнозировать наполнение Сарезского озера на ближайшие годы. Нами предприняты многочисленные попытки поиска связей между колебаниями амплитуды колебаний уровня в озере, средними летними температурами воздуха на станциях Ирхт, Мургаб, Каракуль, объемов стока по рекам Мургаб (пост. у г. Мургаб) и Лянгар (пост "Устье"), а также рассчитанного бокового притока и колебаниями солнечной активности, выражаемой числами Вольфа. Последние взяты из работ [12, 56].

Хронологические графики колебаний названных величин свидетельствуют об асинхронности их изменений и хода солнечной активности. Не обнаруживаются также связи между скользящими пятилетними величинами, показанными на рис. 5.3 точками. Предпринят и другой способ представления колебаний солнечной активности и некоторых гидрометеорологических элементов (рис. 5.4), которые за 18-20-летние циклы солнечной активности распределены в хронологическом порядке у годов максимума и минимума солнечной активности. Построенная шкала времени от -2 до +3 года от года максимума числа Вольфа и от -3 до +2 года от года минимума в целом охватывает 11-летний солнечный цикл.

Как видно из рис. 5.4, какое-то подобие синхронности в колебаниях средних летних (за июнь-август) чисел Вольфа и бокового притока в Сарезское озеро обнаруживается на ветви спада в переломные точки минимума и в первые годы подъема. Однако, в год максимума чисел Вольфа отмечается минимум бокового притока, иначе говоря, максимум его не является солнечнообусловленным. За 11-летний солнечный цикл в боковом притоке отмечается два максимума: первый - в среднем за один год до максимума чисел Вольфа и на третий год после его прохождения. В гл. 3. отмечались группы многоводных лет в каждом десятилетии, рис. 3.4 подтверждает это для осредненных величин.

Таким образом, судя по рис. 5.4, в течение 11-летнего цикла отмечается два максимума и два минимума в боковом притоке в Сарезское озеро. Первый, более глубокий, приходится на год максимума чисел Вольфа, а второй совпадает с годом их минимума.

Небольшая продолжительность периода наблюдений - всего 3 полных цикла (№ 18, 19, 20) солнечной активности - не позволяет рассмотреть периоды более длительные, чем 11-летние. Хотя по рис. 5.4 прослеживается 22-летний цикл, свойственный, например, колебаниям ледников Тянь-Шаня, вопрос этот остается открытым и требует дальнейшего исследования по мере накопления данных.

К рядам колебаний элементов баланса Сарезского озера, а также некоторых наблюденных и рассчитанных рядов, например, средней летней температуры, применен один из методов спектрального анализа (метод Бурга), широко применяющийся для установления периодичности явлений, например в астрономии [26]. Как следует из этой работы, метод Бурга, обладая рядом недостатков, имеет повышенную разрешающую способность при выявлении близких по частоте колебаний по ограниченному ряду наблюдений, что весьма ценно при непродолжительности наблюдений за элементами баланса Сарезского озера.

Спектры Бурга были рассчитаны на ЭВМ ЕС-1033 по программе, составленной А.А. Староватовым. Среди спектров выделяются периоды с

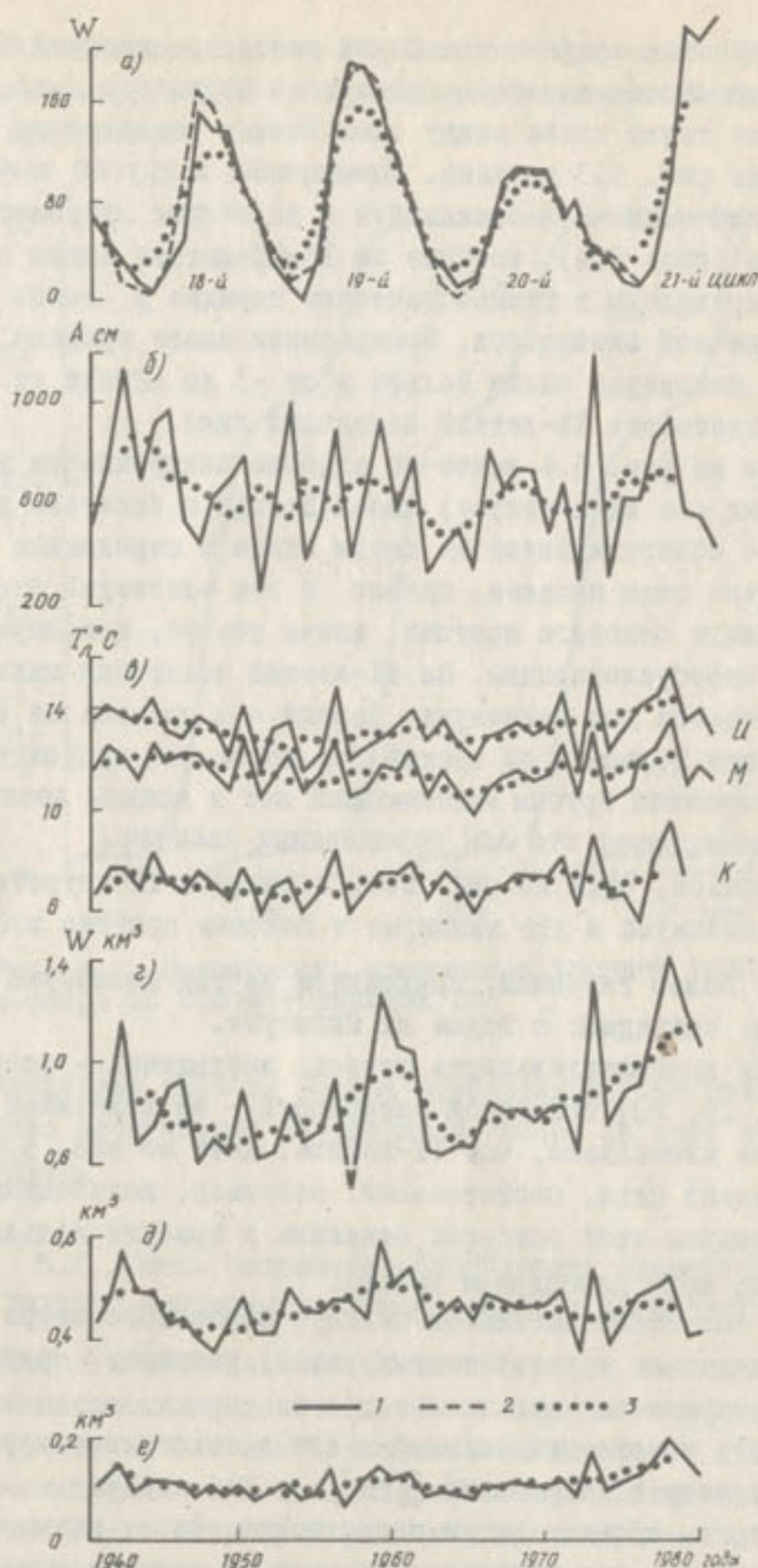


Рис. 5.3. Хронологический ход чисел Вольфа (а), амплитуды колебаний уровня (А) Сарезского озера (б), средней летней температуры воздуха на метеостанции Ирхт (И), Мургаб (М) и Каракуль (К) (в), бокового притока в Сарезское озеро (г), стока рек Мургаб (п.Мургаб) (д) и Лянгар (п."Устье") (е) за 1940-1980 гг.:
 1 - годовые значения, 2 - средние летние, 3 - скользящие пятилетние средние

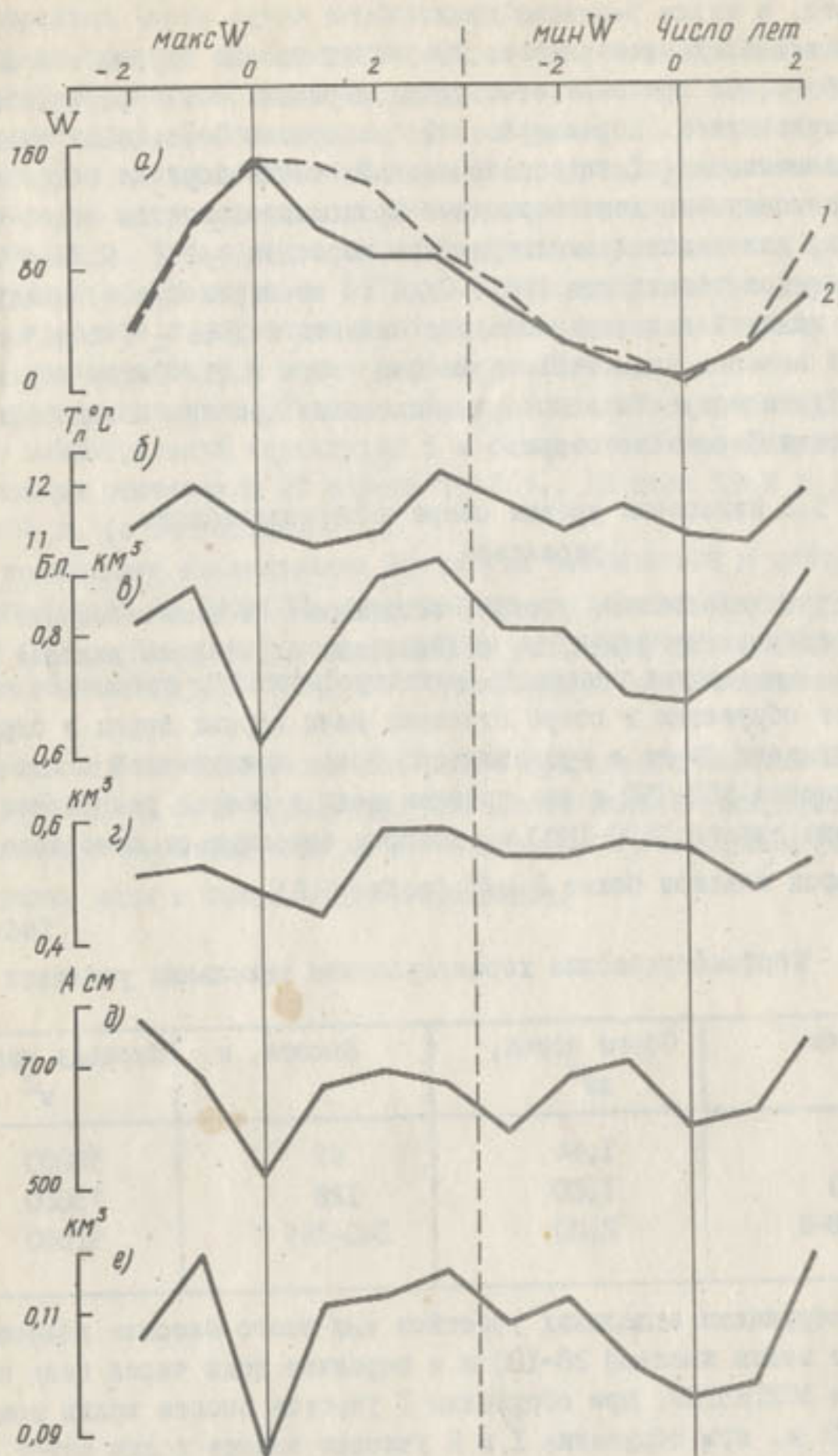


Рис. 5.4. Колебания средних за 18-20-летние циклы солнечной активности чисел Вольфа (а), средней летней температуры по метеостанции Мургаб (б), бокового притока в Сарезское озеро (в), стока р. Мургаб (г), амплитуды колебаний уровня Сарезского озера (д), стока р. Лянгар (е)

продолжительностью, близкой к циклу или удвоенному циклу солнечной активности, а также 5-летний цикл.

Если в наблюдаемом ряду за 1943–1980 гг. за первый максимум принять 1945 г., то при соответствующих периодах можно рассчитывать годы всех максимумов. Характерно, что наилучшее совпадение (если принять отклонение в ± 1 год) рассчитанных таким образом годов с наблюдаемыми максимумами дают периоды с продолжительностью более четырех лет. Так, для годовой амплитуды при периодах 4,13; 5,28 и 7,92 года наблюдается совпадение 100%. Судя по спектрам Бурга, следующий максимум годовой амплитуды следует ожидать в 1986 ± 1 год, максимум изменений запасов воды также примерно в эти годы. Таким образом, спектры Бурга могут быть консультационными при прогнозировании колебаний уровня Сарезкого озера.

5.3 Изменения уровня озера непериодического характера

Наряду с колебаниями уровня, зависящими от климатических и инженерно-геологических факторов, оказывающих постоянное влияние на режим озера, существует опасность катастрофического изменения его уровня за счет обрушения в озеро огромных масс горных пород с бортов долины. С правого борта в призавальной зоне, примыкающей к сая Биромбанд на высоте 550–750 м над уровнем воды в озере, расположена система трещин длиной 1600–1800 м, которая отделяет от основного склона массы пород объемом более 2 км³ (табл. 5.2).

Таблица 5.2

Морфометрические характеристики закольных участков

Участок	Объем пород, км ³	Высота, м	Площадь оползания, м ²
I	1,44	67	38000
I-II	1,80	128	73000
I-II-III	2,00	140–145	92500

При обрушении отдельных участков или всего массива возможно образование волны высотой 20–100 м и перелива воды через тело завала. По данным ВСЕГИНГЕО, при обрушении I участка высота волны может достигнуть 14 м, при обрушении I и II участка высота волны может достигнуть 73 м и при обрушении всего массива – 85–90 м.

Экспериментальные исследования по моделированию этого процесса были проведены во ВНИИГМИ-МЦД В.В. Барониным и Г.Н. Маром на модели озера площадью 140 м². Каждый обвал моделировался десятки раз, что

позволило показать возможность образования значительных обвальных волн и перелива через завал огромных масс воды.

Здесь же следует отметить, что Сарезское озеро и Усойский завал расположены в сейсмоактивной зоне, на что указывают серии значительных землетрясений. Сейсмичность района Сарезского озера обуславливается близостью крупного Руман-Пшартского регионального тектонического разлома, от которого отходит большое количество более мелких оперяющих разломов. В настоящее время именно с деятельностью этого разлома связывают землетрясение 1911 г. Сейсмогенетическая структура разлома относится к категории наиболее опасных, с возможным возникновением землетрясений с магнитудой более 7,5.

Только за последние 17 лет в этом районе было зарегистрировано свыше 20 землетрясений магнитудой 5 и более. Наиболее значительные землетрясения отмечались 20 апреля 1941 г., 10 июля 1949 г., 11 августа 1974 г. (с магнитудой 7,5).

Как показывают исследования Института сейсмологии и сейсмостойкого строительства АН ТаджССР, проведенные по заданию Института Физики Земли АН СССР, в Памирской зоне возможно возникновение глубинных землетрясений с магнитудой 7,9, что обуславливает на поверхности более IX баллов.

Возможность возникновения подобного природного явления никак нельзя обрасывать со счетов, т.к. оно может оказать воздействие на формирование и эволюцию чаши озера и завала, а в конечном счете - на режим уровня воды в озере и его наполнение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной проблемой, связанной с Сарезским озером, является опасность его прорыва, который может повлечь за собой катастрофический паводок с бассейнов рек Бартанг, Пяндж и далее в Амударье. В связи с этим в нашей работе главное внимание было сосредоточено на явлениях и процессах, определяющих режим уровня озера, и соотношении максимальных его отметок и минимальных отметок завала. Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. В режиме наполнения Сарезского озера выделяются два периода: первый—интенсивное наполнение с 1911 г. до начала сороковых годов, второй—относительной стабилизации—с начала сороковых по настоящее время со средним приращением 20 см/год. Важную роль в многолетнем ходе уровня играют такие циклические составляющие, накладывающиеся на этот период и обусловленные колебанием климата.

2. В результате обобщения материалов гидрометеорологических наблюдений в бассейне Сарезского озера рассчитаны годовые водные балансы озера за период 1943–1980 гг. Боковая приточность воды в озеро, не учитываемая гидрометрическим путем, рассчитана двумя независимыми методами с использованием данных о стоке рек Мургаб и Лянгар, а также расчетом ледникового и смешанного стока для различных районов водосборного бассейна. Оба метода дали близкие результаты. Выполнена оценка точности учета компонентов водного баланса.

Рассмотрена зависимость расходов оттока (п. Барчидев) от уровня воды озера. Предложен статистический метод расчета основных компонентов водного баланса. Указано на сомнительность данных о стоке в створе р. Бартанг —п. Барчидев.

Рассчитанные периодические водные балансы озера позволили оценить точность гляциологических данных, использованных при подсчете бокового притока воды в озеро, неучитываемого гидрометрическим путем.

3. Усойский завал представляет собой устойчивое сооружение, хотя на его поверхности и в теле завала развиваются современные геологические процессы (фильтрационные, карстово-суффозионные и обвальноподолзневые). Ежегодно из тела завала выносятся более 7 тыс. т горных пород, что ведет к его оседанию. За период своего существования завал в северной части осел более чем на 60 м. Современные гидрогеологические процессы, происходящие в Усойском завале, могут способствовать образованию в будущем новых и увеличению существующих путей фильтра-

ции озерной воды сквозь тело завала, что в свою очередь приведет к его оседанию.

4. На основании расчета годовых балансов и оценки тенденции в многолетнем и внутригодовом ходе уровня дан прогноз наполнения озера до 2015 г. Показано, что наименьшая отметка завала к этому времени все еще будет иметь превышение в 25–27 м над возможной максимальной отметкой уровня воды в озере. Однако этот вывод сделан для условий неизменности состояния завала и бортов долины в привальной зоне. Сопоставление материалов топографических съемок завала и данных по стоку воды из озера заставляет сделать вывод о периодическом проседании и уплотнении завала, чему способствует и местоположение озера в районе повышенной сейсмической активности. Это может привести к тому, что превышение гребня завала над уровнем воды в озере в 2015 г. уменьшится по сравнению с прогнозируемой величиной. Отсутствие стабильности в режиме озера требует ускорения работ по разработке инженерных мероприятий, направленных на понижение его уровня и укрепление завала.

5. Тщательный анализ имеющихся в настоящем времени материалов по гидрологическому режиму Сарезского озера показывает, что до сих пор остается ряд неясных вопросов, требующих быстрого решения. В первую очередь это относится к фильтрации воды сквозь тело завала, определяющих, с одной стороны, его устойчивость, а с другой — одну из важнейших составляющих водного баланса. Кроме того, необходимо провести тщательные исследования по обрушению берегов в чашу озера, что приведет к изменению его уровня независимо от климатических причин.

Все еще недостаточно надежно учитывается боковой приток в озеро, что требует проведение дополнительных наблюдений по специальной программе. Имеется и еще ряд нерешенных проблем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А й з е р м а н М.А. Теория автоматического регулирования. - М.; Наука, 1966. - 452 с.
2. А к у л о в В.В. Некоторые наблюдения над состоянием Сарезкого озера в 1946 году. - Изв. ВГО, 1948, т. 80, вып. 3, с. 246-258.
3. А р у ш а н о в М.Л., Б е л о р у с с о в а Н.О., К о м а р е н к о Л.С. К вопросу об особенностях распределения полей облачности в январе и июле, полученных по данным метеорологических спутников, над югом среднеазиатского региона. - Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 33(II4), с. 50-61.
4. А р у ш а н о в М.Л., Ц а р е в Б.К., Щ е т и н н и к о в А.С. К вопросу о влиянии индийского муссона на режим ледников Памира. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, 1979, вып. 36, с. 143-150.
5. А т л а с Таджикской ССР. - Душанбе - М.: ГУГК при СМ СССР, 1968, - 200 с.
6. А ф а н а с ь е в В.А. Сарезское озеро. - Соц.наука и техника, 1938, №7, с. 69-77.
7. Б у к и н и ч Д.Д. Усойское землетрясение и его последствия. - Бюлл. Русского горн. о-ва, 1913, № 9, с. 9-12.
8. Б у р к о в а М.В., И н а г а м о в а С.И. К вопросу о воздействии индийского муссона на погоду Памира. - Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 65 (I46), с. 33-48.
9. В а с и л ь е в О.Ф. Наблюдения над состоянием Усойского завала на Сарезском озере в 1956 г. - Изв. ВГО, 1960, т. 92, вып. 5, с. 427-433.
10. В е б е р В.И. По поводу обвала на Памире в 1911 году. - Геологический вестник, 1915, №4, с. 7-9.
11. В и к у л и н а З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза. - Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 176 с.
12. В и т и н с к и й Ю.Н. Цикличность и прогнозы солнечной активности. - Л.: Наука, 1973, - 257 с.
13. В л а д и м и р о в а В.Н. Климатическое районирование. Гл. IV в кн.: Таджикистан. Природа и природные ресурсы. - Душанбе: Дониш, 1982, с. 199-203.
14. Г е т к е р М.И. Метод расчета максимальных снегозапасов в горноледниковых бассейнах для построения карт снежного покрова в Атласе СЛРМ. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. - 1981, вып. 40, с. 133-142.
15. Г е т к е р М.И., Г л а з ы р и н Г.Е., Е м е л ь я н о в Ю.Н. Расчет месячных сумм твердых осадков по общим месячным суммам

- осадков и средним месячным значениям температуры воздуха. - Труды САНИИГМИ, 1972, вып. 62 (77), с. 39-45.
16. Гидрометеорологический режим бассейна Сарезского озера/Т.П.Гронская, Ю.Н.Иванов, Д.А. Иванова, Л.С.Котова, А.М. Никитин. - Труды ГТИ, 1977, вып. 246, с. 34-57.
 17. Глазрин Г.Е. Расчет реакции оледенения Средней Азии на возможное изменение климата.- Труды МГИ, 1981, вып. 40, с. 69-73.
 18. Глазрин Г.Е., Аношина Н.В. Время наступления максимума осадков на территории Средней Азии. - Труды САНИИГМИ, 1978, вып. 69 (150), с. 43-50.
 19. Глазрин Г.Е., Ставицкий Я.С. Шабунин Г.Д. Новый подход к изучению баланса оз. Иссык-Куль. - Труды САНИИ Госкомгидромета, 1980, вып. 77(158), с. 57-63.
 20. Голицин Б.Б. О землетрясении 18 февраля 1911 года.-Изв. АН, 1915, №11, с.22-31.
 21. Горбунов А.П. Криогенные явления Памиро-Алая. - В кн.: Криогенные явления высокогорий, Новосибирск, Наука, Сиб. отделение, 1978, с. 5-25.
 22. Горелкин Н.Е., Никитин А.М. Испарение с водоемов Средней Азии.-Труды САНИИ Госкомгидромета, 1984, вып. 102(133), с.3-36.
 23. Григорьев А.А., Будико М.И. Классификация климатов СССР. - Изв. АН СССР, сер. географ. 1959, № 3, с. 3-19.
 24. Денисов Ю.Н. Схема расчета гидрографа стока горных рек. - Л.: Гидрометеонадат, 1965, -103 с.
 25. Дроздов О.А., Мосолова Г.И. Интенсивность таяния снега, фирна и льда в горах в зависимости от температуры и солнечной радиации.- Труды ГГО, 1970, вып. 263, с. 58-71.
 26. Елец А.И., Яцкив Я.С. О применении метода оценивания спектра с максимальной энтропией для изучения свободной близсубточной нутации.- Астрометрия и астрофизика, вып. 29, 1976, с. 3-8.
 27. Железняков Г.В., Данилевич Б.Б. Точность гидрологических измерений и расчетов.-Л.: Гидрометеонадат, 1966, - 240 с.
 28. Забиров Р.Д. Оледенение Памира. - М.: Географгиз, 1955. - 376 с.
 29. Иванов А.Г. Заметка о посещении Сареза в июле 1928 г. - Изв. Среднеаз. геогр. о-ва, 1929, т.19, с. 18-20.
 30. Караулов Н.А. Белый уголь Таджикистана. АН СССР, - М.; - Л., 1937, -100 с.
 31. Каталог ледников СССР, Т. 14. Средняя Азия. Вып. 3 - Амударья. Ч. 14. Бассейн р.Мургаба. - Л.: Гидрометеонадат, 1979. - 92 с.

32. К е р н о с о в Г.А. Новые данные о морфометрии Сарезского озера. - Труды САННИГМИ, 1979, вып. 66 (147), с. 82-88.
33. К о л е с н и к о в В.С. Краткое описание посещения Сарезского озера в 1925 г. - Изв. Среднеаз. геогр. о-ва, 1929, т. 19, с. 1-10.
34. К о н о в а л о в В.Г. Расчет и прогноз таяния ледников Средней Азии. - Л.: Гидрометеониздат, 1979, - 232 с.
35. К о р ж е н е в с к и й Н.Л. Краткий отчет о поездке на Памир в 1923 г. Изв. Турк. отд. РГО, 1924, т. 19, с. 10-21.
36. К р е н к е А.Н. Климатические условия существования оледенения Средней Азии. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1973, №1, с. 19-33.
37. К р е н к е А.Н., Р о т о т а е в а О.В. Поле аккумуляции для ледниковой системы Памира и его использования в расчетах стока. - Изв. АН СССР, сер. геогр., 1979, №2, с. 100-108.
38. К р е н к е А.Н. Разд. Режим ледников в Дополнениях к программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира". - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. 1980, вып. 39, с. 20-23.
39. Л а н г е О.К. Экспедиция по обследованию Усойского завала и Сарезского озера. - Народное хозяйство Средней Азии, 1926, №10, с. 75-79.
40. Л а н г е О.К. Современное состояние Усойского завала. - Изв. Среднеаз. геогр. о-ва, 1929, т. 19, с. 11-17.
41. М а к и е н к о И.Н., Н е с т е р о в а Л.Н., Р о м а н о в Н.Н. О возможности проникновения индийского муссона на Памир. - Труды САННИГМИ, 1979, вып. 70 (151), с. 94-97.
42. М а л л и ц к и й Н.Г. О необходимости наблюдения за Усойским завалом. - Вестн. ирригации, 1926, № 5, с. 123-127.
43. М а л л и ц к и й Н.Г. Справка о некоторых прорывах временных горных озер в Средней Азии и соседних странах. - Изв. Среднеаз. геогр. о-ва, 1929, т. 19, с. 21-23.
44. М а т е м а т и ч е с к о е моделирование процесса стока горных рек /Л.Н.Боровикова, Ю.Н.Денисов, Е.Б. Трофимова, И.Д.Шенцес. - Л.: Гидрометеониздат, 1972. - 152 с.
45. Н а б л ю д е н и я на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений. - Л.: Гидрометеониздат, 1970. - 91 с.
46. Н и к и т и н А.М. Водный баланс озер Средней Азии. - Труды САННИГ Госкомгидромета, 1978, вып. 59(140), с. 3-106.
47. П а р а м о н о в Б.А. Формирование рельефа Усойского завала. - Вест. Моск. ун-та. Сер. У, 1969, №5, с. 110-112.
48. П о с л а в с к и й В.В. Об одной катастрофе на Памире. - Гидротехника и мелиорация, 1968, №3, с. 98-116.

49. П р е о б р а ж е н с к и й И.А. Усойский завал. - В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 14. - Петроград, 1920. - 21 с.
50. П р о г р а м м а и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира /Под ред. В.М. Котлякова. - Материалы гляциологических исследований. Хроника, обслуживания. М.: Изд-во АН СССР, 1977, вып. 29, с. 53-186.
51. Р а ц е к В.И. Еще к вопросу о Сарезском озере. - Изв. ВГО, 1960, т. 84, вып. 4, с. 400-404.
52. Р е й з в и х В.Н. Водный баланс Сарезского озера. - Изв. Узб. фил. геогр. об-ва СССР, 1962, т. VI, с. 158-165.
53. Р е й з в и х В.Н. Основные черты гидрометеорологического режима Сарезского озера. - Сб. работ ТГМО, 1971, вып. 4, с. 29-48.
54. С е л и в а н о в Р.И., А н д р е е в В.И. Об уровне и режиме и возможной эволюции Сарезского озера. - Метеорология и гидрология, 1959, №3, с. 32-35.
55. С и д о р о в Л.Ф. О границе между Передней и Центральной Азией. - Изв. ВГО, 1964, т. 96, вып. 6, с. 495-498.
56. С л о н и м Ю.М., К у л е ш о в а К.Ф. Индексы солнечной активности для циклов 17-20 (1934-1977 гг.). - Ташкент: Фан, 1982, - 34 с.
57. С о к о л о в Л.Н. О температурном скачке на юго-восточном Памире. - Труды САНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 98 (179), с. 54-57.
58. С т а н к е в и ч Н.В. По Памиру. - М., 1904, - 56 с.
59. У к а з а н и е по расчету испарения с водной поверхности водоемов. - Л.: Гидрометеиздат, 1969, - 83 с.
60. Х о д а к о в В.Г. О зависимости суммарной абляции поверхности ледников от температуры воздуха. - Метеорология и гидрология, 1965, № 7, с. 48-50.
61. Ч и с т о в с к и й О.Г. Записки топографа. - М., Географгиз, 1955. - 128 с.
62. Ч у г а е в Р.Р. Гидравлика. - Л.: Энергопроект, 1982, - 672 с.
63. Ч у е н к о П.П. К геологии бассейна Сарезского озера. - Труды ТЭП, 1936, вып. 63, с. 13.
64. Ч у ч к а л о в Б.С. Материалы к характеристике климата Восточного Памира. - Информ. сборник о работах геогр. ф-та МГУ по МГТ. М., Изд-во МГУ, 1960, № 6, с. 5-32.
65. Ш п и л ь к о Г.А. Землетрясение 1911 года на Памире и его последствия. - Изв. РГО, 1914, т. I, вып. II, с. 69-94.
66. Ш у л ь ц В.Л. Указания к производству расчетного стока в условиях Средней Азии. - Ташкент, 1959, - 89 с.
67. Ш у л ь ц В.Л. Реки Средней Азии. - Л.: Гидрометеиздат, 1965, - 691 с.
68. Щ е г л о в а О.П. Питание рек Средней Азии. - Ташкент: Изд-во СамГУ, 1960, - 244 с.

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Возникновение Сарезского озера.....	4
1.1. История исследования озера.....	4
1.2. Усойский завал.....	7
Глава 2. Физико-географическая характеристика бассейна озера.....	17
2.1. Географическое положение.....	17
2.2. Рельеф.....	17
2.3. Гидрография бассейна.....	20
2.4. Климат.....	21
2.5. Оледенение.....	24
2.6. Гидрометеорологическая изученность.....	26
Глава 3. Уровенный режим озера.....	28
3.1. Морфометрия озерной чаши.....	28
3.2. Наполнение озера.....	34
3.3. Изменение уровня воды за период с 1938 г.....	35
Глава 4. Водный баланс.....	40
4.1. Поверхностный приток.....	41
4.2. Осадки на площадь зеркала озера и испарение с него.....	48
4.3. Сток воды из озера.....	49
4.4. Аккумуляция воды в озере.....	56
4.5. Водный баланс.....	57
4.6. Статистический метод расчета составляющих водного баланса.....	61
4.7. Использование водного баланса Сарезского озера для оценки точности гляциологических данных.....	67
Глава 5. Прогноз изменений уровня воды озера и связанных с ним явлений.....	72
5.1. Прогноз хода уровня воды в озере на ближайшие десятилетия.....	73
5.2. Связь гидрометеорологических элементов и статей водного баланса Сарезского озера с солнечной активностью.....	76
5.3. Изменения уровня озера непериодического характера.....	80
Заключение.....	82
Список литературы.....	84