

ОЗЕРОВЕДЕНИЕ

*Допущено Министерством высшего
и среднего специального образования
РСФСР в качестве учебного пособия
для университетов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1960

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
1.2. Литература	12
<i>Глава I</i>	
Краткий очерк истории озерамания	13
1.2. Литература	23
<i>Глава II</i>	
Озера как классифицируемые	24
Морфология озерных котловин	24
Морфометрия	25
Климатическая классификация озерных котловин	38
Литература	40
<i>Глава III</i>	
Водное питание и режимы уртовей	45
Устройство и годовой баланс	48
Режимы уртовей	61
Литература	72
<i>Глава IV</i>	
Термодинамика и водные явления	73
Термодинамика	75
Поступление и отражение солнечной радиации	75
Тепловой баланс	76
Проводимость тепла в воде и термический режим водной массы	89
Теплоемкость озер	105
Термическая классификация озер	108
Литература	110
Литература	111

Глава V	
Оптические явления	129
Литература	130
Глава VI	
Гидрология	140
Общие понятия	140
Течения и оледеневшие озера	148
Положительные особенности гидрологического режима водохранилищ и его практическое значение	165
Минеральные (бальнеологические) озера	171
Литература	177
Глава VII	
Движение озерной воды	178
Воды	178
Течения	187
Потоки и стоки	204
Сейши	212
Переувлажнение	213
Литература	246
Глава VIII	
Земные озера	256
Формирование и рекристаллизация донных отложений	258
Почвенные грязи	267
Географический характер озерных отложений	244
Практические соображения	247
Литература	258
Глава IX	
Берега	260
Формирование берегов	260
Принципы расчистки и укрепления берегов	270
Известность формирования берегов	286
Литература	287
Прилазская (К. А. Тихомировский)	
Особенности течения в озерах	289
Литература	321
Работы по изучению озер	321
Литература	338

ПРЕДИСЛОВИЕ

Знание особенностей режима и морфологии озероведных водоемов необходимо как для разработки ряда теоретических проблем гидрологии, гидрофизики, гидрохимии, гидробиологии, географии, так и для решения практических вопросов, связанных с использованием водных объектов.

Запросы народного хозяйства требуют широкого комплексного исследования природных озер и искусственных водоемов — водохранилищ.

Специальный курс озероведения включен в учебные планы гидрологической специальности географических факультетов университетов. Отдельные вопросы озероведения рассматриваются в некоторых других курсах, читаемых на географических, биологических, физических и геологических факультетах.

Изданные в нашей стране многочисленные труды по озероведению касаются только отдельные проблемы и вопросы этой отрасли гидрологии или обобщают материалы по определенным окрестным водоемам.

Можно сказать, только несколько работ, могущих до некоторой степени служить пособиями при изучении курса озероведения.

В настоящем пособии делается попытка осветить вопросы, входящие в программу курса озероведения географических факультетов.

Предлагаемая работа преследует учебные цели и не является справочником.

Во избежание ненужного параллелизма с другими специальными и общими курсами кафедры гидрологии нами не рассматриваются некоторые вопросы, освещаемые в этих курсах.

К числу относятся сведения о физических и химических свойствах воды, освещаемые в курсах общей гидрологии, методы и приемы водных исследований, приводимые в курсах гидрометрии и водных исследований, и методы расчетов гидротехники, относящиеся к курсу водохозяйственных расчетов.

В этом же соображении в разделе гидрохимии показаны главным образом результаты гидрохимических процессов, особенно гидрохимические типы озер и их территориальное распределение.

Режим водохранилищ рассматривается параллельно с режимом озер, поскольку между этими гидротехническими объектами много общего и выделение гидрологии водохранилищ в отдельный раздел неизбежно бы повлекло повторения и затруднило обобщение.

Вопросы биологии озер, по своей специфике существенно отличающиеся от других разделов курса, помещены в приложение, написанное доцентом К. А. Воскресенским. Глава «Гидрохимия» написана кандидатом географических наук Г. В. Цыганкиным.

Работа по созданию настоящего пособия выполнена из кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ.

Автор выражает искреннюю благодарность замечательному коллеге гидрологии суши географического факультета МГУ профессору Е. Б. Ближнему, профессору В. А. Аношину, доценту Ю. А. Дехну и многим сотрудникам В. И. Егорову, просмотревшим рукопись и давшим ряд ценных указаний, сотрудникам кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ В. И. Толяску, М. А. Подольской и М. А. Черасубовой — оказавшим большую техническую помощь при подготовке и оформлении работы.

ВВЕДЕНИЕ

Словом «гидрология» (гидрология) — отрасль гидрологии, изучающая водоемы замкнутого водообращения — озера, водохранилища, пруды.

Озера и водохранилища, объединяемые часто под названием озеровидных водоемов, составляют своеобразную группу водных объектов, существенно отличающихся как от рек, так и от морей.

Если в реках главной причиной движения воды является гравитационная сила тяжести, то в озерах — ветер. Но и ряде случаев черта речного режима присуща озерам, а озерного — участкам рек. Так, например, во многих проточных озерах существуют течения, характерные для рек. В свою очередь плесы медленно текущих рек, особенно перекатных в межень, имеют ряд особенностей, типичных для озер. Режим старых исподняков — в истоке речной, а в межень — озерный характер.

Основное отличие озера от моря — отсутствие непосредственного водообмена с океаном. Исключения составляют озера морских побережий, и которые водообмен с морем или океаном осуществляется непрерывно или периодически.

В режиме озера существенную роль играют форма и размеры водоема: в море, а тем более в океане, роль водоема гораздо менее важна. Кроме того, режим озер тесно связан с географическими особенностями окружающей суши и ее растительностью.

В режиме озер и водохранилищ, в зависимости от их размеров и местоположения, в различной мере сочетаются гидрологические особенности рек и морей: наряду с этим озеровидным водоемам присущи и специфические, свойственные только им, особенности и процессы.

По местоположению объектов исследования озероведение относится к гидрологии суши, но и ряде его разделов или при исследовании отдельных водоемов наряду с методами и законами гидрологии находят место методы и теоретические положения океанологии.

Каждое озеро возникает и развивается в определенной географической среде и взаимодействует с ней. Водное питание, как и любая другая водная масса и уровень, особенности режима озера зависят от размеров и географических условий их бассейнов, поэтому питание режима озер неразрывно связано с изучением их водосборной.

Руководящая роль в формировании и развитии озер принадлежит интегрирующим географическим факторам: рельефу, климату и т.д. Озера, как и все другие водные объекты земного шара, являются одним из звеньев географического процесса стока — процесса обмена водных масс между и суши, в котором факторы климатические, географические, физические, химические, биологические не только определяют общий облик и его характер, но и обуславливают круговорот веществ во всем процессе стока и в каждой водной (водном объекте) (Муромовский, 1946).

В каждом озерном водоеме происходят физические, химические и биологические процессы, совокупное действие которых определяет его режим. Интенсивность и направление этих процессов в свою очередь определяется воздействием географических условий, в которых существует озеро. Поскольку географическая среда является определяющей (хотя бы и через посредство перечисленных процессов) в развитии и режиме озера, озероведение, как и гидрология суши, разделом которой оно является, принадлежит к гидрологической географической науке. Это ни в коей мере не исключает применения и озероведения методов гидрологии, гидрохимии и биологии для решения частных вопросов и проблем. Описание озероведения целиком к области геофизики или к области биологии нельзя признать достаточно обоснованным. Нельзя согласиться с исследователями, подразделяющими озероведение на общее и специальное. Эти последовательности относятся к описанию озероведения исследования общих закономерностей и исследований, свойственных озерам как водным объектам, а к озеру озероведения озероведения исследования особенностей отдельных конкретных территорий. На наш взгляд, озероведение озероведение органически входит в гидрографию, содержание которой составляет: Описание и характеристики вод определенных территорий, свойств этих вод, их распределения, установление связей и взаимодействий их с физико-географическими условиями этих территорий (Давыдов, 1963).

Водная масса озера располагается в его котловине. Степень заволашевания водной массой зависит от водного бассейна озера (поступающая вода в водосбор и из него).

Конфигурация озера определяется под действием различных факторов, формирующих рельеф земной коры (тектонических движе-

ний, водной и ледниковой эрозии и аккумуляции, явлениях карста и др.). Водные массы их могут быть континентального (из вод атмосферных осадков и стока) или океанического (морского) происхождения. В последнем случае образуются остаточные (резидные) озера.

Для озера характерна замедленная водообмена, в результате которой водная масса, находясь продолжительное время в котловине, претерпевает существенные изменения и приобретает особенности, значительно отличающие ее от поступающих в водоем вод стока и атмосферных осадков.

Другой характерной особенностью озера является аккумуляция в них подавляющей части поступающих в процессе стока веществных, минеральных веществ и растворенных элементов, продуктов земного стока, а также материала, возникающего в самом озере в результате жизнедеятельности водных организмов и взаимодействия космичности и земной массы.

При длительном пребывании водной массы в котловине, в озере накапливаются поступающие в воду органические и минеральные вещества, происходят химические реакции, развиваются и стимулируются водные организмы. В результате этих изменений происходит круговорот веществ в водоеме, заключающийся в химическом и биологическом обмене между водной массой и грунтом дна, преобразованием большей части минеральных элементов в органические, накоплении последних и частичном восстановлении их в минеральные. Круговоротом веществ определяется биологическое, а в значительной степени и гидрохимическое состояние озера. В связи с этим роль биологических факторов в режиме озероведения водоемов исключительно больше, чем в режиме рек и морей.

Географическая роль озера определяется его местом в процессе стока и особенностями режима, связанными с этим процессом, взаимодействием и взаимодействием с окружающей географической средой.

Д. Н. Анучин рассматривал озеро как весьма сложный элемент ландшафта, развивающийся в определенной среде и взаимодействующий с ней. Озера, возникающие и развивающиеся под воздействием интегрирующих географических факторов, воздействуют на ряд компонентов ландшафта.

Географическое значение озера проявляется в следующих основных направлениях:

- а) регулирования стока;
- б) изменения (в результате гидрохимических процессов) минерализации и солевого состава поступающих вод;
- в) влияние на климат (особенно на микроклимат) прилегающего района;
- г) участия в формировании рельефа;

- д) воздействию на грунтовые воды;
- е) образованию новых горных пород из накопленных в озере отложений;
- ж) созданию специфических условий для жизнедеятельности организмов.

Озера регулирует сток рек, задерживая в своих котловинах часть воды и отдавая эти воды рекам в период межени. В реках, берущих начало из крупных озер, или имеющих значительную озерность бассейнов, колебания уровней и водочистоты меньше, чем в безозерных реках.

В водах озер происходят химические и биохимические реакции; одни элементы переходят из воды в донные отложения, другие — наоборот; в ряде озер (главным образом не имеющих стока) в связи с непрерывным повышением концентрации солей. Результатом являются существенные процессы минерализации и соленого состава озерных вод, часто весьма сильно отличающиеся эти воды от вод других водных объектов того же района.

Благодаря значительной тепловой инерции водной массы крупные озера смягчают климат прилегающих районов, уменьшая годовые и сезонные колебания метеорологических элементов. Примеры воздействия озера на климат и окружающую среду являются еще акватории и обьекты морской массы. Районам, окружающим крупные озера, присущи черты морской климата.

Озера могут воздействовать на рельеф путем изменения баланса эрозии рек при колебаниях уровня озера, влияющей большей или меньшей интенсивностью эрозии их бассейнов. Рельеф прибрежных участков суши видоизменяется в результате разливов, аккумуляции, сглаживания и других явлений, происходящих при формировании берегов, особенно интенсивном в водохранилищах. Формы, размеры и рельеф дна озерных котловин существенно меняются при наводнении донных отложений. Зарастание озер создает новые формы рельефа, различные или даже выпуклые. С отложениями озер, существующих в углублениях материкового дна, связано формирование холмов — кряжей. Озера и особенно водохранилища часто создают подпор грунтовых вод, вызывающий заболачивание близлежащих участков суши.

В результате непрерывного накопления органических и минеральных веществ в озерах образуются большие массы донных отложений. Эти отложения подолжняются при дальнейшем разложении водоемов и превращении их в болота или сушу. При определенных условиях они преобразуются в горные породы органического происхождения — биолиты.

Озеро является совершенно особой средой обитания организ-

мов, один из которых проводят всю жизнь в воде, другие по мере развития переходят на сушу.

Своеобразие ландшафтов формируется не только вокруг крупнейших озер, но и на весьма обширных территориях озерных районов, где сконцентрированы тысячи озер.

Человек не только оказывает существенное воздействие на режим ряда природных озер, но и создает искусственные озера — водохранилища с целью наиболее полного и комплексного использования природных вод. Их режим заранее проектируется с учетом влияния физико-географических факторов и вопросов народнохозяйства и в дальнейшем регулируется гидротехническими мероприятиями. В связи с этим режим водохранилищ приобретает ряд особенностей, отличающих их от озер, в частности необходимость выработать специфических методов исследования. Влияние больших водохранилищ на ландшафт окружающих районов не уступает влиянию крупнейших озер.

Значение озер и народнохозяйственное чрезвычайно велико. На озерах широко развито рыбное хозяйство и рыбные промыслы, по озерам проходят транспортные пути, из озерных отложений добывают ценнейшие и органические сырье. В ряде районов озера являются основными источниками водоснабжения. Лечебные грязи (донные отложения) некоторых озер широко используются в медицине.

Особенно важную роль в народном хозяйстве играют крупные водохранилища, создаваемые для регулирования стока, улучшения санитарных условий рек, получения гидроэнергии, водоснабжения. Наша страна занимает первое место в мире по строительству крупных водохранилищ. Созданные на территории СССР водохранилища: Рыбинское, Цимлянское, Кузнецкое, Камское, Волжское (Московское море), Днепровское ит. д. и другие не уступают по своим размерам крупным озерам нашей страны.

Помимо водохранилищ широко развинулось строительство прудов, которые обеспечивают хозяйства гидроэнергией, служат источниками водоснабжения, используются для рыбноводства и разведения водоплавающей птицы.

Мероприятия по комплексному использованию природных вод широко проводимые в нашей стране, ставят перед озероведением ряд новых задач. Эти мероприятия включают строительство и эксплуатацию крупных и малых водохранилищ, прудов, эффективное использование существующих водоемов, регулирование стока. Успешное проведение их требует всестороннего научного режима озероведческих водоемов и прогноза элементов режима для санитарно-гигиены, транспорта, бытового и промышленного водоснабжения, рыбного хозяйства, добычи полезных ископаемых, сельского хозяйства, балластности.

В связи с изучением и комплексным использованием природных богатств страны основные положения и методы озероведения необходимы для гидрологов и их помощников, представляющих интерес для работников других специальностей.

ЛИТЕРАТУРА

- Анучин Д. Н. Вода суши. Озера, «Всесоюзный т. III, кн. 2 (природоведение), 1953.
- Богородский Б. Б., Муромовский С. Д. Озера на озерах. Москва МГУ, 1957.
- Давыдов Л. К. Гидрография СССР, ч. I. Изд-во МГУ, 1953.
- Зайков Б. Д. Озера по озерам. Издательство, Л., 1955.
- Ковалев С. П. Основы теории земледелия. Ученый, Л., 1953.
- Мельников Н. П. Методические основы наблюдений на озерах. Изд-во Гидрометиздат, Тр. III Всесоюзной гидрологической конференции, т. IV. Издательство, Л., 1959.
- Муромовский С. Д. Природные как географический фактор. «Изв. АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1946, т. 10, № 6.
- Муромовский С. Д. Роль географических факторов в формировании географических комплексов. «Вопр. геогр.», сб. 9, 1948.
- Neibair W. Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde. Berlin, 1923.

Глава I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ОЗЕРОВЕДЕНИЯ

В настоящей главе охарактеризованы теоретические и исторические основы озероведения и влияния периода его развития.

Исследования отдельных водоемов и озерных районов, проводимые в различные периоды, не рассматриваются. Данные о них приводятся в курсе гидрографии СССР (Л. К. Давыдов, 1953; А. А. Соколов, 1952) и научных исследований (Е. В. Близов, 1952). Кроме того, изученность озер и водохранилищ в современном состоянии озероведения в нашей стране подробно охарактеризовано на III Всесоюзном гидрологическом съезде (Е. В. Близов и В. Г. Андреев, 1958).

Исследования озер на всех этапах истории обусловлены потребностями человеческого общества в их хозяйственном использовании. По мере перехода общества на более высокие ступени развития, расширяется использование природных ресурсов, в том числе и озер, и предъявляются более высокие требования к их исследованию.

Изучение процессов, происходящих в озерах, началось только на основе теоретических положений и методов ряда наук. Поэтому развитие озероведения в тесном контакте с основными науками: физической географией, гидрологией, рек, биологией, гидрофизикой, гидравликой, геологией, метеорологией.

Задолго до формирования озероведения озер привлекали внимание человека как транспортные пути, объекты рыболовства и охоты, промыслов.

Степень развития науки о озерах обусловлено степенью развития цивилизации ученых Ф. А. Фюреля. Основы русской школы озероведения заложил Д. Н. Анучин, Л. С. Вергом и А. Н. Воеводем.

В истории озероведения можно ориентировочно выделить три периода, отличающиеся друг от друга как по значению и характеру выполняемого исследования озерных водоемов, так и по применяемым методам, технике и результатам исследования.

Первый период — до начала 90-х гг. XIX в., который начинается с 90-х гг. XIX в., заканчивается в нашей стране Великой Октябрьской социалистической революцией, за рубежом — концом 20-х гг. XX в., второй — с конца второго периода до настоящего времени.

В первый период озероведение развивалось в связи с запросами рыболовства (попытки рыболовства), водного транспорта и сельского хозяйства.

Исследования в основном проводились по двум направлениям: географико-гидрологическому (общие описания и съемки озер, первые подмерные наблюдения, исследования отдельных элементов режима) и гидробиологическому (исследования флоры и фауны отдельных озер, начальные сведения о закономерностях распространения водных организмов).

Со второй половины XIX в. начались гидрохимические исследования не только озер.

Для этого периода характерны: накопление фактического материала, появление монографий по отдельным группам озер, изучение элементов гидрологического и биологического режима озер.

В начале второго периода исследования не имели еще систематического характера, описание озер и изучение их режима проводилось обычно попутно с общегеографическими исследованиями: исследования Байкала акад. П. С. Палла (70-е гг. XVIII в.), оз. Нелья-Куль — П. П. Семеновым (1856 г.), исследования Альтеевских озер в 60-х гг. XIX в. и др.

Наряду с этими работами организовывались специальные экспедиции для изучения режима озер и выяснения возможности их хозяйственного использования. Экспедициями собран ценный материал по режиму озер, произведено гидрографическое описание и съемки многих из них (Байкал, Каспий, Ладожское, Онежское озера). Особый интерес представляют работы Н. Стабровского на Онежском озере (1854—1857 гг.), впервые в мире обнаружившего стигию, экспедиция А. Г. Андриева по Ладожскому озеру, в результате которой написана классическая монография «Ладожское озеро» (1892 г.).

Первые озерные подмерные посты в России открыты в 1724 г. на Ладожском озере в связи со строительством Староладожских павлово, а также на Валдайских озерах. На Каспии подмерные наблюдения начаты в 1830 г., на Онежском — в 1847, на Ильмене в 1881, на Байкале — в 1886 г. Первая инструкция по подмер-

ным наблюдениям выпущена в 1868 г. Данные об уровнях озер, так же как и об уровнях рек, публикуются с 1876 г. в период 1876—1880 гг. — в виде атласа графиков колебаний уровня — «Сведения о состоянии уровня воды в реках и озерах Европейской России по наблюдениям на 80 водомерных постах», с 1881 г. — в виде «Сведений об уровне воды на внутренних водных путях».

Для детального изучения режима отдельных озер и установления закономерностей происходящих в них процессов на ряде водоемов уже в первый период истории озероведения ставились наблюдения, охватывающие периоды в несколько лет. Классическим примером таких работ является многолетнее наблюдение оснований ледников на Ф. А. Форелем на Женевском озере, продолжение им в основу методики и теории озероведения. В 1886 г. Ф. А. Форелем составил первый проект программы для подробных исследований озер.

В самом конце первого периода возникли проекты организации постоянных озерных станций, осуществившиеся лишь в следующем периоде.

Первые переносные (летучие) озерные станции были созданы в 1888 г. на Каспийских озерах (под Москвой) отделением земледелия Московского общества любителей естественной истории, в том же году на Нижне-Печерском озере близ Праги — проф. Фрико. Эти станции еще не имели постоянной оборудованной базы, работали эпизодически и, в ряде случаев, переносились с одного водоема на другой.

В 1884 г. можно считать годом оформления озероведения как самостоятельной отрасли географической науки. В этом году на Международном географическом конгрессе в Лондоне Ф. А. Форель обосновал и сформулировал цели и задачи лимнологии. Большое значение имело выступление на том же конгрессе одного из основателей русского озероведения — Д. И. Анучина.

Работы исследователей, главным образом в конце периода, проводились с целью накопления фактического материала. К таким работам относятся пятиязычный «Географо-статистический словарь» П. П. Семенова, изданный в 1862—1867 и 1883—1886 гг., содержащий ценные данные по гидрографии озер, сведения известного климатолога В. П. Копцева «Главнейшие озера и лиманы России» (1859) и др.

Большое творческое значение имеет труд крупнейшего русского ученого географа и климатолога А. И. Воеводина «Климаты земного шара, в особенности России» (1884). А. И. Воеводина впервые четко сформулировал связь колебаний уровня озер с их водным балансом, вывел уравнение водного баланса, по которому с большой точностью рассчитано среднее годовое испарение с водной поверхности Каспия.

Основную роль в развитии озероведения в России в первый период сыграли исследования, проводившиеся Академией наук и организованные в 1845 г. Русским географическим обществом, гидрографические изыскания и водомерные наблюдения, инициированные в 1875 г. Навигационно-описной комиссией Министерства путей сообщения.

Во втором периоде запросы растущей экономики (водный транспорт, рыбные и соляные промыслы, гидроэнергетика, водоснабжение) потребовали более полного использования озер и соответствующим развитием озероведения. Гривы минеральных озер стали широко применяться в медицине. Повысилась эффективность рыбозаповедения, наладился опыт по акклиматизации рыб. Стали создаваться искусственные озера — водохранилища для улучшения гидроэнергии и регулирования стока.

Для данного периода характерно расширение и укрепление теоретических и методологических основ озероведения, намечавшихся в конце первого периода.

Наряду с увеличением комплексности исследований проводится некоторая дифференциация их по биологическому, гидрологическому и гидрохимическому направлениям. В озероведении преобладает биологическое направление, связанное с рыбоводным хозяйством. Наряду с ним усиливается гидрологическое направление (главным образом исследования движения вод в связи с водным транспортом и термины для рыбного хозяйства).

Усиливаются гидрохимические исследования (в первую очередь на соляных озерах).

Расширяются экологические исследования крупных озер (Аральское, Саян, Онежское, Байкал, Чудское и др.) и озерных групп (Верхневожжские озера, озера Карелии, Шотландия и др.).

Открываются первые озерные станции, производные стационарные наблюдения.

Начало комплексных исследований озер России на широкой факто-географической основе положили работы на озерах Верхоянск и Западной Двины, проводившиеся в 1894—1895 гг. под руководством Д. Н. Анучина. Работы велись последовательной по исследованиям истинно-гидрологическим путем. Карелийской России, организованной по инициативе В. П. Докучаева. В опубликованной в 1898 г. монографии по исследованным водоемам Д. Н. Анучин рассматривает озеро в связи с географическими условиями их бассейнов. После работ Д. Н. Анучина широко географический подход к исследованию озер стал руководящим принципом в работе русских лимнологов.

Крупнейший географический характер носило исследование Д. С. Берга на Аральском море (1889—1902 гг.). Монография «Аральское море» (1906), написанная им в итоге исследований,

выходит за рамки региональной работы и охватывает ряд теоретических вопросов озероведения.

Важнейшим этапом в развитии озероведения была организация пресноводных озерных станций, которые в дальнейшем стали центрами экспериментальных и теоретических работ и базиса экспедиций.

В 1890 г. доктор О. Захарьин открыл в г. Плетке (Северная Германия) пресноводную биологическую станцию.

В 1891 г. отделением зоологии Московского общества любителей естествознания, этнографии и антропологии открыта первая русская гидробиологическая пресноводная станция на оз. Глубоким (Московская губ.). Основателем ее был Н. Б. Зотграф, первым заведующим С. А. Чернов. В 1892 г. открылась станция в Зингее (Финляндия). В 1896 г. проф. И. П. Бородин основал на Боденском озере (Новгородская губ.) станцию, названную вскоре Бородинской и в 1907 г. перенесенную на оз. Сатагур. Водомерные наблюдения на озерах и рассматриваемый период расширяются в связи с организацией гидрометеорологической сети.

Большую роль в развитии динамического направления лимнологических исследований сыграли работы американского исследователя Р. А. Бердса (1910, 1915, 1918 гг.) и австрийского метеоролога и лимнолога В. Шандта (1915, 1928 гг.). В основу этих работ положены исследования воздействия ветра на водную массу озер, перемешивания и устойчивости озерных вод и связей режима озер с климатическими процессами. Исследования продолжились Е. А. Берджем (совместно с Дилем) на озерах штата Висконсин (США), В. Шандтом — на Альпийских озерах.

Представителями биологического направления в лимнологии А. Тилеком (Германия) и Е. Паулемом (Швейцария), разрабатывая биологические (трофические) классификации озер, основывая на связи жизни и водоемов с особенностями их водной массы. Наряду с правильной типизацией водоемов, они в общих чертах озероведения придерживались идеалистических взглядов на озеро как на обособленный организм.

Заступой биологического + практического является разработка теории биологической продуктивности водоемов, связанной с образом жизни прибрежной (в первую очередь рыбы) с их режимом.

Результаты исследований в развитии теории озероведения имели работы Ф. А. Фореля, Д. Н. Анучина и Л. С. Берга.

Ф. А. Форель, собрав материалы многолетних данных наблюдений на Женевском озере, закончил в 1891 г. фундаментальную монографию по этому водоему. На основании тех же материалов и данных по другим озерам, он создал и в 1901 г. опубликовал первое руководство по озероведению (переведено на русский язык в 1912 г.). В работе Фореля, на высоком для того времени научном

уровне, рассмотрены элементы режима и морфологии озер, даны классификации озер по разным признакам. Труд Фореля и печатные пособия для десятилетних служил основным руководством для лимнологов.

Географ широкого профиля Д. Н. Анучин в работе «Воды суши. Озера» (1896) годился как преимущественно исследователем озер как в России, так и за рубежом, широко использовал результаты личных наблюдений и рассмотрел элементы режима озер, их характеризовал эти водоемы как компонент ландшафта, созданный и взаимодействующий с окружающей средой. С тех же позиций рассматривались озера и в других его работах. Д. Н. Анучиным подготовлено немало работ по развитию озероведения в Московском университете.

Акад. Л. С. Бергом проведены полевые исследования ряда озер нашей страны (Аралское, Иссык-Куль, озера Закавказья Сибири), написаны труды по отдельным озерам, общим вопросам и истории озероведения. В его трудах неуклонно проводится идея о связи озер с климатом и ландшафтом.

Географическое направление в отечественном озероведении, заложенное и утвердившее труды Д. Н. Анучина и Л. С. Берга, получило дальнейшее развитие в работах советских ученых более позднего периода.

В третий период биологическое и географо-гидрологическое направления в озероведении обособились в организацию и методическом отношении, сохраняя контакт и решая основные проблемы. При общей общности гидрологических исследований намечались серьезные проблемы (водный баланс, движение и обмен водных масс, термика и ледовые явления, зольность водоемов, переработка берегов, гидрхимия), для решения каждой из которых необходимы специальная методика, приборы и оборудование. В связи с этим усилилась дифференциация исследований, наметившаяся еще во второй период. Наряду с такой специализацией еще большее значение приобретает выявление общих закономерностей режима водоемов, без знания которых невозможно решение частных проблем. Дальнейшее развитие науки приводит ко взаимосвязи решений общих и частных проблем.

В нашей стране уже с первых лет советской власти перед озероведением поставлены совершенно новые задачи, связанные с проблемой комплексного использования водных ресурсов, регулированием стока, строительством и эксплуатацией крупных водохранилищ и гидроэлектростанций. В течение всего периода проводятся комплексные исследования озер и озерных районов, в общем плане выявление и наиболее эффективного хозяйственного использования природных богатств страны. Планирование народного хозяйства вызывает необходимость изучения режима

озер и водохранилищ. Развивается моделирование и лабораторные исследования.

Основные исследования озер ведутся с первых лет советской власти (Одесская экспедиция 1918 г. и др.).

Большую роль в централизации и расширении лимнологических исследований сыграл организованый в 1919 г. в Ленинграде Российский (ныне Государственный) гидрологический институт (ГГИ).

В 20-30-е гг. озерным делом ГГИ и другими организациями широко поставлены исследования крупных озер (Байкал, Онежское, Ладожское, Чудское-Гольское, Иссык-Куль, Теленское, Байкал, Аральское, Каспийское и др.). ГГИ и Косинской лимнологической станцией проведены лимнологико-исследования озерных районов в Карелии, Ленинградской области, центральных областях Европейской части СССР, в Якутии, на Алтае.

Научно-исследовательским институтом гидрографии АН СССР исследовались минеральные озера Крыма, Кузундинской степи и других районов. В результате исследований выявлены запасы лимнологического сырья и установлены возможности их использования.

Исследования и наблюдения по сети гидрометеостанций расширяются с организацией в 1929 г. Гидрометеослужбы СССР.

Обширные материалы, собранные экспедициями в 20-30-х гг., обобщены и опубликованы в виде отдельных монографий, в трудах различных научно-исследовательских учреждений и в изданиях ГГИ серии «Исследования озер СССР».

Большое значение в изучении водных объектов нашей страны имело издание Водного кадастра СССР, начатое в 1931 г. Материалы по режиму озер включены в издание Водного кадастра — «Справочник по водным ресурсам СССР» и «Сведения об уровне воды на реках и озерах СССР». С 1936 г. «Сведения об уровне» заменены «Гидрологическим ежегодником», содержащим, кроме данных об уровнях, материалы по температуре воды, ледовым явлениям и химизму вод.

Наряду с экспедиционными исследованиями расширяется стационарное наблюдение на озерных станциях. Продолжалась работа Косинская и Глубоководная станции. В 1921 г. возобновилась работа Бородинская станция, переведенная в Карелию. В 1926 г. в связи с проблемой оз. Сеног было организовано Севанское гидрометеобюро, руководимое В. К. Давыдовым. В 1928 г. открылась Байкальская лимнологическая станция в пос. Лиственном, организованная Г. Ю. Верещагиным. В 1931 г. была организована Карельская научно-исследовательская рыбохозяйственная станция в Петрозаводске. Для исследования озерных отложений в 1919 г. создана сапрудетерия комиссии АН СССР и сапрудетерия станция в бассейне оз. Медвежьего.

Наибольшее значение в развитии теории и методики освоения целого ряда Косинской станции, тропической, кроме стационарных наблюдений, широкие экспедиционные лимноскопия, Глубинно-участковой и Байкальской станции и Селенского гидрометеобюро, поставившего исследованием пераверия с водной поверхности и парного баланса. Из станций оформившиеся кадры лимнологов, выработавшие спетская школа освоения.

Значительное место в развитии освоения, так же как и других отраслей гидрологии суши, занимают Всесоюзные гидрологические съезды, проводившиеся в Ленинграде (I — в 1924 г., II — в 1928 г. и III — в 1937 г.), на I и II съездах работала озерная секция; она заслушала 33 доклада на I и 27 докладов на II съезде, на них вопросам гидрологии было посвящено соответственно 16 и 12 докладов. На III съезде организована секция озер и водохранилищ, заслушавшая 43 доклада; помимо этого, 67 докладов, освещающих режим озерных водоемов и вопросы, связанные с проектированием, эксплуатацией водохранилищ и с народнохозяйственным использованием озер, прочитали на других секциях. (Из них: 12 — на секции гидрофизики, 13 — на секции гидрохимии и санитарной охраны вод, 13 — на секции водного хозяйства).

Новой направленности в озероведении, связанной с проектированием, строительством и эксплуатацией крупных водохранилищ, возникла еще в 20-х гг. в связи с планом ГОЭЛРО. В 30-х гг. исследовались водохранилища Казань им. Москвы и Днепровское водохранилище. Особенно широкое развитие это направление получило после Великой Отечественной войны.

Изучение и прогнозирование режима водохранилищ потребовало не только использования материалов в метод озероведения, но и потребности новой специфической методики и разработки ряда вопросов, ранее мало затрагивавшихся при исследовании озер.

На водохранилищах исследуются и прогнозируются: величина режима, течение, сланы и парком, переработка берсто, запасы, водный баланс, техника и ледовые явления. Исследования на Днепровском, Рыбинском, Цимлянском водохранилищах, на водохранилищах Казань им. Москвы позволили сделать ряд обобщений по режиму искусственных озер, которые легли в основу проектирования Камского, Куйбышевского, Сталинградского водохранилищ, водохранилищ Братской и Иркутской ГЭС и прогноза их режима.

В последние время в нашей стране широко ведутся комплексные исследования озер и водохранилищ, разрабатываются методы расчета и прогноза их режима.

Для изучения гидрометеорологического режима водохранилищ и некоторых крупных озер ГЭЛМО СССР созданы научно-

исследовательские гидрометеорологические обсерватории на Рыбинском, Цимлянском, Куйбышевском, Горьковском, Камском, Сталинградском, Иркутском, Новосибирском водохранилищах и на оз. Селенг, а также 36 специализированных озерных станций. На озерах и водохранилищах СССР работает 319 водосмерных постов (до революции их было 33). Академией наук СССР организован на Рыбинском водохранилище Институт биологии водохранилищ, исследующий также и гидрологический режим водоемов.

Не менее важной проблемой является исследование и использование больших озер, прудов, строительство прудов и малых водохранилищ для целей водоснабжения и рыбохозяйства при освоении целинных земель и неиспользуемых местных ресурсов, связанных с перестройкой хозяйства областей и организацией совхозов. Из исследований, выполненных в этом направлении, следует отметить работы экспедиции ГИИ в Казахстане (1954-1955 гг.), исследование прудов Ростовской и Курской областей Лабораторией озероведения АН СССР.

Из зарубежных работ рассматриваемого периода наиболее значительны исследования Д. Э. Хетчинсона (США) на озерах Южной Африки, Индии, Тибета, Северной Америки. Хетчинсоном рассмотрен ряд элементов режима озер и даны классификации водоемов по различным признакам (котоэность, термизм, устойчивость, биологическая продуктивность), наиболее подробно по исследованию (1957). Заслуживают внимания исследования Ф. Гутнера (Германия) по термике, кислороду и другим элементам режимов озер и его руководству по лимнологии (1952). Известны также исследования Берда и Джерри (США) по динамике, сетке и гидрологическим озер. Большинство зарубежных лимнологов в своих работах уделяет значительное внимание биологическим вопросам.

В настоящее время исследования в области озероведения в СССР ведутся в основном научно-исследовательскими учреждениями гидрометеослужбы (ГИИ, Центральный институт прогнозов, обсерватории и др.), рядом научно-исследовательских институтов АН СССР (Лаборатория озероведения, Институтом геологии, Институтом лесоводства, Институтом океанологии), научно-исследовательскими и проектными учреждениями, связанными с гидротехникой, водным транспортом и рыбным хозяйством (Гидропроект, Гидропроект, Гидропроект, Всесоюзный научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) и др.). Исследования минеральных грязей и санитарно-гигиенических озерных вод ведутся научно-исследовательскими учреждениями Министерства здравоохранения (Всесоюзный научно-исследовательский институт курортологии и др.).

За последние десятилетия в нашей стране достигнуты значительные успехи в разработке ряда частных проблем озероведения.

действия: испарение с водной поверхности, водный баланс, термиче-
ские и ледовые явления, динамика и газовый режим воды, волновой
режим, стоки и нагоны, морфометрия, долгие отложения и заде-
щие наносов, переработка берегов.¹

Заметительно меньше работ посвящено общим вопросам озере-
водения и широким обобщениям. К ним в первую очередь относятся
фундаментальные монографии Н. В. Молчанова и О. С. Сосколов
и И. И. Шенников по водохозяйству, труды Г. И. Черепашкина и Л. И. Родина по комплексной элементной
режиму и общим вопросам озера, А. В. Шенников —
по связи режимов озер с климатом, С. Д. Муравейского — о роли
периодических водоемов в процессе стока и с их биологической про-
дуктивностью, С. Г. Лепкевой — о связи жизни и озер с их
режимом.

В дальнейшем развитии озера, наряду с решением
частных проблем, должно занять руководящее место и работа
широкого гидрографо-гидроэкологического профиля, продолжаясь
традиции, заложенные Д. И. Анучиным и И. С. Бергом.

В заключение исторического обзора необходимо кратко рассмотреть не-
которые работы, которые частично имеют отношение к курсу
озероведения.

Первое систематическое руководство, написанное Ф. Форелем в 1891 г.
(Форель, 1912), до сих пор является единственным учебником. В настоящее
время оно устарело.

В руководстве В. Хальбеггена «Основы сравнительного озера-
водения» (Halbeger, 1921) описаны озер и их режимы дано их классификация по
различным географическим зонам. Помимо географической части, книга вклю-
чает большой фактический материал. Труд и влияние от большинства ранее
более ранних обобщающих работ, имеет гидрологическое, а не биологическое
направление. Режим озер рассмотрен Хальбеггеном детально. Книга может
служить дополнительным пособием, но как основное руководство служить
применительно к изучению фактически материала, некоторые разделы не
удовлетворительны.

Основной ладней труда С. Г. Лепкевой «Жизнь и строение (Лепкева,
1950) является характеристика озер как среды для жизни водных организмов.
Анализ гидрологического режима и озер, который для авторов на основе систем этих
показателей с географическими условиями окружающей территории. Географи-
чность работы и ценность фактического материала делает ее весьма ценным по-
собием. Однако последние руководящие работы служить не может, так как от
этих акцентированных озер перешли к ней озерному.

Руководство Ф. Рутнера «Основы лимнологии (гидробиологии пресных
вод)» (Rutner, 1952) и П. С. Ратца «Биология» (Welch, 1952) имеют биоло-
гическое направление и ставят своей задачей дать представление об озерных вод
и их биологическом строении. В связи с озерными исследованиями работ не
имеет биологического режима озер рассматривается с биологической точки зрения. В руко-
водстве Рутнера четыре раздела, посвященные термике, ветровым и пере-
менам, Работы озерных водных организмов фактический материал. В книге дан
краткий обзор озерных организмов. В работе Лепкевой гидрологическим разделом отде-
лено всего около четверти текста и написаны они (не исключение термиче-
ский и биологический) схематично и без достаточной глубины для систематического руководства.

В «Справках по озерам» В. Д. Зайкова (Зайков, 1955) рассматри-
ваются биологические, физические явления и процессы, происходящие
в озерных водах. Авторами использованы последние научные сведения
и частично зарубежные материалы. Труд В. Д. Зайкова имеет комплексный
характер по рассмотрению и тем разделам курса.

Пособие В. Б. Ботсильевского и С. Д. Муравейского «Справочник озер-
водения» (Ботсильевский и Муравейский, 1953) с разницей по сравнению с
разделом курса и включает характеристику фактического материала, водоемов.
Однако в связи с тем, что в последние годы ряд трудностей озерной
озер и их характеристик (в первую очередь на термике, переработке берегов и
водной биологии), книга нуждается в дополнении.

Наиболее полным из зарубежных руководств является «Трактат о лимно-
логии» Д. В. Хетчинсона (Hutchinson, 1957). Авторами рассмотрены озерные
климаты, физические и химические свойства воды, водный баланс и устои,
динамика воды (волны, течения) ветры и термиче озерных вод. На-
иболее полный и интересный раздел: гидрологический материал (вода, ледовый
режим, классификация), морфометрия, гидроэкология и термиче. В книге
недостаточно рассмотрены биологические явления, устои озер и режим тер-
миче. Книга может служить хорошим пособием, но не совсем полно характеризует
описание и на-за большого объема (более 1000 стр.) и обилием справочного
и иллюстративного материала рассматривает ее как основную руководящую
задачу.

ЛИТЕРАТУРА

- Анучин Д. И. Воды суши. Озера. Издательство, т. III, кн. 2
(издательство), 1955.
Берг И. С. Очерки истории изучения озер России и гидрологическое
описание. Изд. Рос. гидрограф. ин-та, 1923, № 5.
Ботсильевский В. Б., Муравейский С. Д. Справочник озер-
водения. Изд-во МГУ, 1953.
Булгаков К. П. Водные ресурсы, М., 1952.
Булгаков К. П. и Андреев В. Г. Исследования озер и их гидро-
логический СССР, т. III Воды, гидрографический, т. I. Гидрометеорологический, Л., 1956.
Давыдов Л. К. География СССР, т. I. Изд-во МГУ, 1953.
Зайков В. Д. Очерки по озерам. Гидрогосиздат, Л., 1955.
Лепкева С. Г. Жизнь озер. Изд-во «Жизнь пресных вод СССР», т. III.
Изд-во АН СССР, М.—Л., 1950.
Сосколов А. А. Гидрография СССР. Гидрогосиздат, Л., 1952.
Форель Ф. Руководство по озерам, СПб., 1912.
Halbeger W. Grundriss einer vergleichenden Seenkunde, Berlin, 1921.
Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology, vol. 1 (Geography,
Physics and Chemistry), New York—London, 1957.
Rutner F. Grundriss der Limnologie (Hydrobiologie des Süßwassers)
2 Aufl., Berlin, 1952.
Welch P. S. Limnology, 2 ed. New York—Toronto—London, 1952.

¹ После сдачи авторской работы в печать вышла в свет II часть «Спра-
вок по озерам» В. Д. Зайкова (Гидрогосиздат, Л., 1956).

Глобальная карта мира*

Название	Площадь тыс. км ²	Средняя от- метка уров- ня, м. абс.	Площадь таблица, м
1	2	3	4
СССР			
Каспийское	294,0	-28	980
Аральское	65,5	104	768
Байкал	30,5	455	1741
Падиковское	17,7	4	291
Балхаш	17,1	339	28
Чиманское	9,6	83	110
Иссык-Куль	6,1	1050	702
Зайсан	1,8	380	8
Сарыи	1,4	1914	13
Западный Европ			
Венерн	5,5	41	80
Вестерн	1,9	86	119
Бельгийское	0,6	378	329
Балатон	0,6	105	1
Азия			
Кулунер	4,2	3935	38
Ван	3,7	1912	—
Меркское море	1,9	-382	368
Африка			
Викториа	69,2	1131	80
Танганьика	32,9	728	1416
Ньяса	30,3	472	206
Чад	29,0-11,0	210	7-1
Северная Америка			
Верхнее	82,1	168	903
Гурон	59,6	177	928
Мичиган	58,0	177	281
Беринг	51,0	119	127
Большое Медвежье	30,3	160	140
Ори	24,7	174	61
Гари	23,5	217	10
Озария	15,5	10	237
Южная Америка			
Титикака	8,3	3612	301
Австралия			
Эйр	6,2	-12	—

* Данные заимствованы из Атласа мира, М., 1964.

Глава II

ОЗЕРНАЯ КОТЛОВИНА

Озерной котловиной называется углубление поверхности суши, не имеющее одностороннего уклона, заключенное до некоторого уровня водой. В большинстве случаев водой заполнены только части котловины.

МОРФОЛОГИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН

Размеры озерных котловин земного шара весьма различны. Акватории крупнейших озер исчисляются десятками тысяч квадратных километров (табл. 1), а многочисленные маленькие озера и площади не превосходят нескольких гектаров. Наряду с глубочайшими впадинами суши (Байкал — 1741 м, Танганьика — 1435 м) распространены почти совсем выходящие степные иерны глубиной в несколько сантиметров.

Различна и форма озерных котловин. Наряду с почти правильными конусообразными конетовыми воронками распространены овражно-балочные причудливых форм с сильно изрезанными берегами и озера с настолько резко выраженными котловинами, что трудно даже установить их границы.

Озерная котловина может представлять собой или одну простую впадину, или сложную, включающую несколько впадин и возвышений. Некоторые возвышения, поднимаясь над поверхностью воды, образуют острова.

В оврагах, имеющих сложную озерную впадину и неровный рельеф дна, выделяются отдельные части: плечи, острова, бухты, губы.

Плещи — части озера, обособленные озерными берегами и рельефом дна, нередко значительно отличающиеся друг от друга и по режиму. Примером озера, состоящего из нескольких плещей, может служить Селенгер.

Завиы, бухты и губы¹ — части озера, более или менее далеко вдающиеся в сушу; в зависимости от степени водообмена с озером могут иметь специфические черты режима.

Первоначальный рельеф дна озерных котловин и их очертания их в значительной мере, происхождением котловины. В дальнейшем на озерную котловину воздействуют различные факторы и процессы, происходящие в самом водоеме. В результате этих воздействий котловины большинства озер настолько видоизменяются, что в них сохранились только незначительные черты первоначального рельефа.

Из внешних факторов, преобразующих котловины, главнейшими являются течение воды, ветры, а в некоторых районах ледники; из внутренних, происходящих в водоеме, — волны, течения, жизнедеятельность водных растений и организмов.

В различных частях котловины, в зависимости от глубины, рельефа дна и конфигурации берегов, складываются специфические особенности режима водных масс и условия жизнедеятельности организмов. В связи с этими особенностями и условиями в озерах (за исключением мелких) выделяются две зоны: литораль — прибрежная часть, в которой дно подвержено воздействию волн, и профаундаль (пелagiaль) — глубинная область, в которой волны непосредственно не воздействуют на дно. Литораль является местобитанием высшей водной растительности. Переходным участком между этими основными зонами служат с у б л и т о г а л ь, составляющая вместе с литоралью прибрежную область озера.

Преобразование котловины идет в двух направлениях: формирования берегов и накопление донных отложений.

Под действием ветровых волн фиксируются профили берегов и видоизменяется очертания береговой линии. При изрезанности последней размыты и верху озерная поверхность подвергается выступы берега (мысы); в бухтах преобладает аккумуляция. Постепенно береговая линия приобретает более сглаженные очертания без резких выступов и значительных бухт. В прибрежных частях водоемов образуется отмель².

Поскольку накопление донных отложений, поступающих с водосборов при стоке и ветровым нагоном, образуются при разрушении берегов и при отмирании водной растительности и организ-

мов. На литорали складываются преимущественно крупные частицы речных и дождевых наносов, продуктов разрушения берегов и т.д., сплывающий главным образом из участков высшей водной растительности. Более мелкие частицы, формирующиеся в озерах, в первую очередь углубления дна, в которых движение воды замедленно. Таким образом, с одной стороны, закладываются впадины в глубинной части озера, с другой — заполняются отмельными прибрежными участками. Дно выравнивается, водосмывается, заросли высшей водной растительности постепенно продвигаются от берегов к середине озера зарастает. Нередко зарастание озер происходит с образованием сплавня — забитого частицами из водной растительности «стакан», скрепленных корнями многолетних растений и мхом, распространяющихся от берегов по водной поверхности.

Котловины многих озер заполнены массой донных отложений, превосходящий по своей мощности в несколько раз современную глубину воды в этих озерах.

С изменением котловины меняется гидрологический режим озера и условия жизни в нем. За время своего существования озеро переходит от стадии водоема с изрезанными берегами, неровным дном, прозрачной, чистой водой, богатой кислородом и большой органической жизнью, к стадии зарастающего водоема с пологими берегами, замутненным дном, бурой, богатой органическими веществами, водой. Конечной стадией развития озера является болото. Вкратце описанная схема развития озера может нарушаться с изменением климата, стока и вследствие тектонических движений земной коры.

Неисчерпаемые озера — водохранилища, создаваемые человеком для хозяйственного использования вод, резко отличаются от других типов озер как по режиму, так и по формированию котловины. Котловинами водохранилищ обычно служат участки долины рек, реже котловины подпруженных озер, после затопления затопленной долины и озера. Размеры водохранилищ определяются рельефом и размерами затопленной долины и длиной распространения водохранилища по размерам не уступают большим озерам (табл. 2).

По строению котловины водохранилища делятся на речные и речные. Первые располагаются в верховьях расширения речных долин (реже в подпруженных котловинах озер) или возникают при затоплении нескольких речных долин и разделяющих их водоразделов. Вторые представляют собой затопленные участки сравнительно узких речных долин и являются полными подпорами при затоплении поймы до коренных берегов (или террас) водохранилища называется д о л и н ы м и, при затоплении русла и небольшой части поймы — р у с л о в ы м.

¹ Б у х т а — небольшой залив, защищенный от ветра и волн и обычно отделенный от озера сравнительно узким проливом; г у б ы — продолговатый залив, большой частью расположенный устьем реки (главным образом в озерах в северной части СССР).

² Поскольку формирование берегов озер связано с деятельностью волн, пологие берега выходящие в сравнительно равнину, подвержены после отложения этих донных отложений.

Крупнейшие водохранилища СССР
(по Г. В. Блинову и Б. Г. Андрееву)

Водохранилище	Река	Площадь, км ²	На- пор, м	Объем, км ³	
				полный	полезный
Куйбисовское *	Ангара	32 570	30	23 500	68,6
Куйбышевское	Волга	8450	23	58,0	34,8
Рыбинское	Волга	4850	18	35,4	11,7
Шиманское	Дон	2700	27	21,9	11,6
Каховское	Днепр	2150	16	18,3	7,0
Камское	Кана	1930	21	10,2	6,7
Саратовское	Волга	1570	17	8,7	2,8
Выгское **	Невский Выг	1200	13,0	—	1,2
Новосибирское	Обь	1070	20	8,8	4,4
Мингочурское	Куря	605	15	16,1	7,4
Кейран-Кузское	Сыр-Дарья	510	25	4,2	2,1
Озёрное	Днепр	410	36	3,3	1,4
Камышенское	Волга	330	11	1,2	0,6
Удильское	Волга	220	11	1,3	0,6

* Гидропарк оз. Байкал.

** Вольное оз. Выг.

В каждом крупном водохранилище выделяются характерные части котловины: сближающиеся друг от друга как по морфологическим особенностям, так и по некоторым чертам режима расположенных в них подпояс вод².

Нижняя, прилегающая к дельте (к части глубоководия при любой частоте урона). Скорости течений небольшие, за исключением временной порушки через плотину, в основном в связи с направлением ветра, особенно в межень. Внешних наносов мало. В приустьевых наносы мелкие, у берегов — крупные. Волнение сильное и при прочих равных условиях больше, чем в остальных частях водоема. Переработка берегов активная. При понижении уровня иллы разрушает отмели, возникшие при более высоких уровнях. Дно, за исключением прибрежной части, не подвержено воздействию волн.

Средняя (озерно-речная) часть глубоководия только при высоких уровнях; при сбросе вода полностью не входит в межениое русло и пойма остается затопленной. Продоль-

ные течения сглаживаются сильнее, чем в нижней части, по подпержению намыслившим под действием ветра. Крупные иллы могут оставаться в открытой части. Волнение достаточно сильное. При сбросе глубина уменьшается значительно, что все дно практически находится под воздействием волн и быстрого течения в 2—3 навигации) интенсифицируется. Переработка берегов слабее, чем в нижней части. При понижении уровня отмели, возникшие при высоких уровнях, не могут разрушаться из-за малых глубин, и лабиринт застывает.

Верхняя (речная) часть — при высоких уровнях — мелководный озерный водоем; при низких — вода большей частью входит в межениое русло, но подпор сохраняется. Большие глубины образуют только в русле. Продольные скорости течения значительны. Крупные наносы отлагаются ближе к середине. Волнение слабое и переработка берегов либо отсутствует, либо мала.

Участок выходящий из подпора характеризуется как сезонным изменением режима, так и изменением его в связи с работой ГЭС. Весной это — паводок, летом — увод воды, при падении уровня (в связи со сбросом) — устье подпорной водоем реки.

Кроме этих частей, в крупных водохранилищах выделяются заливы, имеющие свои особенности режима.

Границы частей водохранилища варьируют в связи с колебаниями уровней, скоростями течений возникающих реч и режимом работы ГЭС.

МОРФОМЕТРИЯ

Морфометрией озерных водоемов называется совокупность методов и приемов количественного выражения элементов формы и размеров котловины и объема затопляемых их вод. Абсолютные и относительные величинны, характеризующие форму и размеры озерной котловины и количество заключенной ее воды, носят название морфометрических показателей (характеристик) озера.

Для определения морфометрических характеристик озера необходимо иметь или карту водоема в изобатах или изогонсах, построенные по данным съемки и промеров. При проектировании водохранилищ для этой цели используется план (карты) его будущей части с нанесением отметок поперечных горизонтов воды.

При исследованиях озер применяются различные виды съемок. Выбор вида съемки в каждом случае определяется целью и подробностью последующей. Точность и детальность промеров, проводимых при съемках, связаны как с характером и целью исследования, так и с особенностями озерных котловин (иссле-

* Б. А. Андреев. Изучение взаимосвязи берегов искусственных водохранилищ. Тр. Ин-та гидротехники АН СССР, 1951, в. 10.

С. И. Вильямс. Исследования режимов крупных водохранилищ, проведенные Гидроэнергопроектом в 1952—1957 гг. Тр. ЦИ Вост. вод-ра, вып. 2. IV. Гидротехиздат, Л., 1958.

ные сложны по форме и рельефу водовая требует более детальных примеров). Методика съемок и примерных работ на водных объектах и применение для этих целей приборов подобны, рассматриваются в курсах гидрографии и водных исследований.

Точность вычисления морфометрических характеристик отдельных озер и определение количества в единицу озероводных водоемов той или другой территории (например, при определении озерности речных бассейнов) зависит от качества и масштаба карты (плана). При морфометрических расчетах следует отдавать предпочтение крупномасштабным планам и картам, поэтому и для съемок озер рекомендуется крупные масштабы (для мелких и средних озер, а также для прибрежной полосы крупных озер — не менее 1:50 000). От масштаба карты зависят размеры, следовательно, и количество озер, наносимых на нее. По карту оценивается только озеро, каждая из которых занимает в масштабе этой карты площадь не менее 2 кв. км. Более мелкие озера приносятся лишь в тех случаях, когда они имеют для данного района большое гидроэкономическое или географическое значение.

Нельзя проводить сопоставления между масштабами наиболее употребительных карт и наименьшими площадями зеркала озер ($S_{\text{оз}}$), наносимых на эти карты:

Масштаб	$S_{\text{оз}}$ кв. км
1:500 000	0,02
1:250 000	0,08
1:500 000	0,32
1:1 000 000	1,28

Как при определении морфометрических характеристик озер, так и при определении озерности территории (отношения суммарной площади расположенных на ней озер к общей площади), необходимо указывать масштаб карты или плана, по которым производится вычисление.

Длина линий на планах озер определяется двукратно при помощи циркуля-линейки. Точность измерений зависит от расстояния измерителя и масштаба карты. Для достижения большей точности данные измерений можно редуцировать (привести к масштабу 1:1)¹. Определять площадь рекомендуется планиметрическим. Основные морфометрические показатели озера характеризуют его форму (длина, ширина, площадь зеркала, длина и извилистость береговой линии, размеры островов), глубину, объем и форму излонов, уклон дна, площадь всей надводной массы и отложенных слоев. Планта все морфометрические

показатели меняются с изменением уровня воды, поэтому при их определении необходимо указывать уровень, к которому они относятся.

Морфометрические показатели поверхности озера. **Длина озера (L)** — кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными друг от друга точками береговой линии, измеренное по его поверхности. Как видно на рис. 1, длина может приближаться к длине прямой или ломаной линии, где не пересекающийся берегов водоема. **Ширина озера**

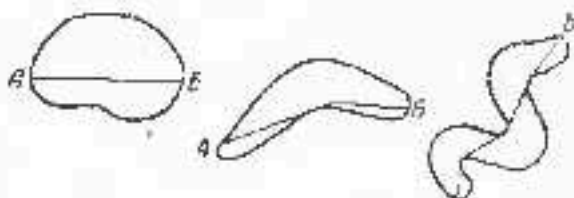


Рис. 1. Определение длины озера (по С. Д. Мурашевскому). А — В — длина озера

В: средняя ширина ($B_{\text{ср}}$) — численность от деления площади зеркала ($S_{\text{оз}}$) на длину озера (L), т. е. $B_{\text{ср}} = \frac{S_{\text{оз}}}{L}$; **максимальная ширина (B_{max})** — наибольшее расстояние между берегами по перпендикуляру к длине озера. В ряде случаев (например, для узкой суходолы) определяется ширина озера на наиболее узких участках.

В старых исследованиях определялась также большая ось озера — кратчайшее расстояние между наиболее удаленными друг от друга точками береговой линии по прямой, которая может пересекать береговую линию и проходить через сушу, и малая ось — наибольшее расстояние между берегами по перпендикуляру к большой оси. Очевидно, что обе эти величины полностью характеризуют размеры озера, поэтому при современных исследованиях они не определяются.

Длина береговой линии (l) измеряется по урзу воды (нулевой высоте).

Развитие береговой линии характеризуется отношением длины береговой линии озера (l) к длине окружности круга, площади, равной площади зеркала озера:

$$K = \frac{l}{2\pi R}$$

так как

$$R = \sqrt{\frac{S_{\text{оз}}}{\pi}}$$

$$K = \frac{l}{2\pi \sqrt{\frac{S_{\text{оз}}}{\pi}}}$$

(1)

¹ См. Н. Болле и Л. Карломанна де лаужье Географич. «Пробл. фин. широт. Изд-во АН СССР, 1958, № 12.

Некоторые исследователи называют величину K изрезанностью, или коэффициентом изрезанности береговой линии. Такое определение неверно, так или, скорее, наоборот, всякое озеро правильной, но отличной от круглой формы (например, эллиптической) должно иметь изрезанную береговую линию. С. Д. Муравейским было предложено характеризовать изрезанность береговой линии как отношение длины береговой линии (B) к периметру димансий линии, обходящей контур озера (U_0):

$$K = \frac{B}{U_0} \quad (2)$$

Площадь поверхности (зеркала) озера (U_0) в площади, ограниченной изобатами ($I_1, I_2, \dots, I_n$). Для ряда расчетов (определения объемов издельных водоемов, зависимости между площадью его зеркала и уровнем и др.) необходимо знать не только площадь поверхности водоема, но и площадь, ограниченную изобатами. Последние характеризуют размеры зеркала озера при изомециях его уровня, поэтому их целесообразно отнести к морфометрическим характеристикам водоемности водоема.

Площадь больших озер определяется по грациям, разбиваемым на полях этих озер; для наиболее крупных водоемов при измерении площади учитывается сферичность земной поверхности.

Приближенное значение площади озера и площадей, ограниченных изобатами. Приближенное определение площадей может быть выполнено при помощи палетки или по способу трапещей. В последнем случае на плане внутри контура озера проводятся на равных расстояниях друг от друга параллельные прямые, лежащие поверхностью водоема на уровне, боковыми сторонами которых является отрезки береговой линии; площадь зеркала определяется по формуле:

$$I_n = \pi \left[\frac{n}{2} (1 + b + \dots + (n-1) + \frac{n}{2}) \right] \quad (3)$$

где n , b , $(n-1)$, n — длины отрезков параллельных прямых, проведенных внутри контура озера, m — расстояние между этими прямыми.

Определение площади озера путем заштриховки на аналитических планах контура озера, вычерченного в каком-либо масштабе и затем переведенного на бумагу и, наоборот, площади, вырезанной из той же бумаги, применяется редко.

Площадь зеркала озера, имеющего остров, высчитывается как разность между общей площадью водоема и суммарной площадью островов. Для таких озер определяется острожность (I):

$$I = \frac{\sum I'}{I} \cdot 100\%, \text{ или } I = \frac{I - I_0}{I} \cdot 100\% \quad (4)$$

где $\sum I'$ — суммарная площадь островов; I — общая площадь озера; I_0 — площадь зеркала.

Морфометрические показатели объема, глубины и дна. В сферических водоемах определяется максимальная ($H_{\max}$) и средняя (H) глубины. Первым изобретением по донным промерам. Вторым равно количеству от донной объема воды (V) на площадь его зеркала (U_0):

$$H_{\text{ср}} = \frac{V}{U_0} \quad (5)$$

Объем озера может быть определен как для всей водоемности, так и для водной массы, занимающей некоторую часть ее при данном уровне. Методы расчетов в обоих случаях одинаковы. Вычисление объема производится графически (по батиметрической или топографической карте, в которой будет показано место и анализически — путем подсчета площади всей водоемности или отрезанных ее слоев с применением геометрических телами. Более точным является графический метод. При расчетах по аналитическому методу лучшие результаты дает применение объемам отдельных слоев с последующим суммированием их для получения полного объема:

$$V = \sum V_i$$

В дальнейшем изложении примем обозначения: V — объем озера, S — объем слоев, I_1 — площадь зеркала, $I_1, I_2, \dots, I_n$ — площади, ограниченные изобатами, H — средние изобаты. Наиболее точной из формул, применяемых для расчета объема слоев, является для большинства озер формула усеченной пирамиды (усеченного конуса):

$$s = \frac{h}{3} (U_1 + I_1 + \sqrt{I_1 \cdot I_2}) \quad (6)$$

Параболическая формула

$$s = \frac{h}{8} (U_1 + 4I_1 + I_2) \quad (7)$$

позволяет рассчитывать объемы двух рядом лежащих слоев и может применяться только для некоторых озер.

Формулы среднего арифметического

$$s = \frac{h}{2} (U_1 + I_1) \quad (8)$$

пригодно только для грубых расчетов.

При малых глубинах озера или для ориентировочных вычислений можно применять для определения объема водоемов формулу, а также параболическую

$$v = \frac{g}{8} (f_1^2 + 4f_1^2 + 2f_2^2 + 4f_2^2 + 2f_3^2 + \dots + f_n^2) \quad (9)$$

Для характеристики котлован со сложным рельефом необходимо учитывать объемы впадин (v_n) и поднятий (v_m) дна. В этом случае общий объем котлована будет:

$$V = v_{n-1} + \sum v_n - \sum v_m \quad (10)$$

где v_{n-1} — объем воды от нулевой изобаты до изобаты, ограниченной впадины и подъем дна (изобаты второго порядка).

При гидрологических, гидрохимических и биологических исследованиях часто бывает необходимо характеризовать режим глубинной части водоема. Для этой цели определяется объем водной массы, расположенной под той или иной изобатой.

Основными морфометрическими показателями для водоема является уклон и площадь (вершинная поверхность дна).

Средний уклон дна определяется по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h \sum l}{L} \quad (11)$$

где α — средний угол наклона дна; $\sum l$ — сумма длин изобат.

Истинная поверхность дна (f_n) определяется по формуле

$$f_n = \frac{f_0}{\cos \alpha} \quad (12)$$

Сечение изобат на батиметрических планах и картах следует выбирать так, чтобы они не сгибались при вычерчивании. При определении сечения изобат (h), необходимого для составления карты определенного масштаба (N — знаменатель масштаба), учитывается уклон дна ($\operatorname{tg} \alpha$):

$$h = \frac{N}{1000} \rho \cdot \operatorname{tg} \alpha, \quad (13)$$

где ρ — заложение изобат.

Наименьшее допустимое заложение — 0,2 мм. Практически обычно вычерчивают с 1 мм. Зная сечение, определенным масштабом и заложением, можно по приведенной формуле рассчитать сечение изобат.

Батиметрическая (гипсометрическая) и объемная кривые. Существуют определенные зависимости между уровнем (или глубиной) озера (H), площадью его зеркала (f_0) и между уровнем и объемом водной массы (V). Эти зависимости позволяют определять по данным гидрометрических наблюдений площадь и объем озера. Связи $f_0 = f(H)$ и $V = v(H)$ имеют для каждого озеровидного

водоема свой характер и могут быть выражены графически в виде батиметрической (гипсометрической) и объемной кривых.

В батиметрической кривой изображены зависимости между глубиной и площадями, охваченными изобатами на соответствующих глубинах; гипсометрическая кривая — та же кривая, но с отметками изобат (уровней) вместо глубин. Для построения этих кривых на вертикальной оси строится шкала глубин (или уровней), на горизонтальной — шкала площадей, охваченных изобатами; каждая из этих площадей ($f_1, f_2, \dots, f_n$) откладывается на горизонтальной линии

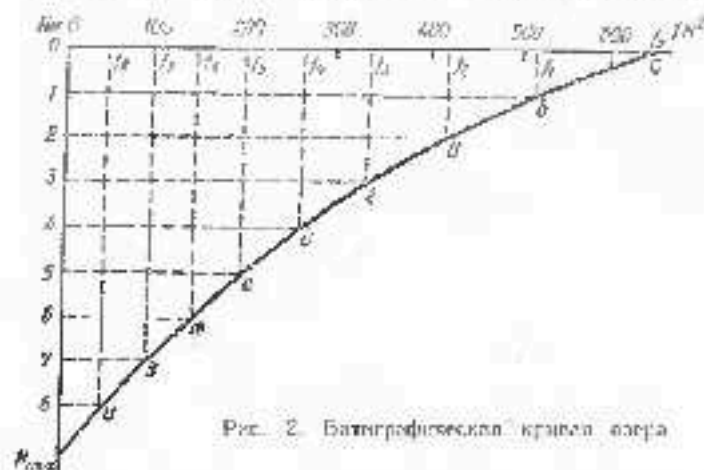


Рис. 2. Батиметрическая кривая озера

соответствующей глубины (точки $a, b, \dots$ на рис. 2). Изнесенные точки соединяются плавной кривой. В точке экстремальной глубины кривая пересекает ось глубин ($f=0$). Если на отметке максимальной глубины располагается ровная площадка, то ее площадь изобразится горизонтальным отрезком кривой на линии наибольшей глубины.

По батиметрической или гипсометрической кривой можно графически определить объем всей водной массы озера и объема отдельных слоев при различных уровнях. Объем водной массы определяется вычислением площади фигуры oac (на рис. 2) и умножением ее на значение единицы площади в масштабе чертежа. Объемы слоев определяются аналогично по площадям, соответствующим им на чертеже (площади $oabf, fba2$ и т. д. — на рис. 2). Указанный способ определения объемов является наиболее точным.

Объемная кривая (рис. 3) отражает зависимость между объемом водной массы озера и его уровнем (глубиной). Для ее построения по вертикали (так же как и при построении

батиграфической кривой) откладываются глубины (уровни), по горизонтали — объемы воды, заключенные под соответствующими изобатами; на линии нулевой глубины (отметки зеркала) — объем всей водной массы (V), на линии глубины 1 м — тот же объем, за вычетом объема первого метрического слоя (v_{0-1}) — $V - v_{0-1}$, на линии глубины 2 м — соответственно $V - v_{0-1} - v_{1-2}$ и т. д. Нанесенные точки (A, B, B, D, D) соединяются плавной кривой. В точке

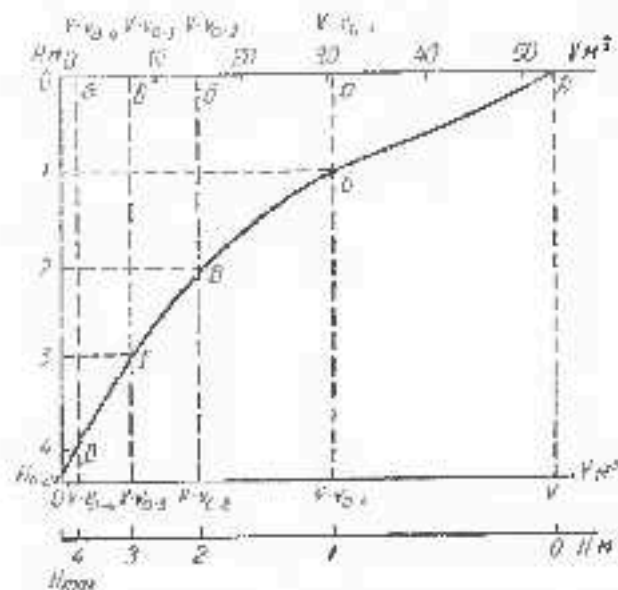


Рис. 3. Батиграфическая кривая и объемная шкала озера

наибольшей глубины объемная кривая всегда порежется ось глубины ($V=0$).

Батиграфическая и объемная кривые, как известно, строятся на одном вертикале и имеют общую вертикальную шкалу. Большие значения имеют эти кривые при проектировании и аннулировании водохранилищ. Для расчета количества тепла, кислорода и других элементов в воде озера удобно пользоваться о б ъ е м н о й ш к а л о й, которая строится по объемной кривой. Построение шкалы ведется путем проектирования объемов V , $V - v_{0-1}$, $V - v_{0-1} - v_{1-2}$ и т. д. на горизонтальную прямую, расположенную на чертеже ниже объемной кривой (рис. 3). Разные значения объема вы откладываются глубинами (отметкой изобат), под которыми расположены эти объемы. Если объемную шкалу расположить вертикально, а по горизонтали отложить количество

тепла, кислорода или других элементов в единице объема на различных глубинах и полученные точки соединить плавной кривой, то, определив площадь между осью координат и кривой, получим запас данного элемента в водной массе озера. Аналогично можно рассчитать его количество в отдельных слоях, планиметрируя соответствующие этим слоям площади.

Формы котловин. Многие особенности резаных озер определяются формой его котловины. Так, котловина, озеро, имеющее значительную площадь и малую глубину, будет легче перемещаться ветром, вследствие чего тепло и растворенные вещества проплынут в нем на большую глубину, чем в озере того же объема но более глубоком и соответственно обладавшем меньшей площадью. Для характеристики формы озерной котловины многие исследователи (Г. Ю. Вербицкий и др.) сравнивали все озера с конусом либо одним геометрическим телом (большая часть с конусом). Ввиду разнообразия и сложности форм озерных котловин такое сравнение мало показательно и затрудняет учет форм котловины при различных расчетах. С. Д. Муравовский (1948) предложил новый метод характеристики форм озерных котловин — показатель формы озерных котловин:

$$C = \frac{H - \bar{z}}{S_0}, \quad (14)$$

где S_0 — глубина нахождения центра тяжести озера, $H - \bar{z}$ — средняя глубина.

Вычислив C для различных озер, можно, во-первых, сравнить эти озера между собой по форме котловины, во-вторых, определить, к какому геометрическому телу ближе всего каждой озерной котловине, и приравнять ее к соответствующему телу при геометрических расчетах. Показатель формы для цилиндра равен 2,6, конуса — 1,78, шаровиды — 1,51, конуса — 1,33.

Ниже приводятся разработанный С. Д. Муравовским метод определения нахождения центра тяжести озера.

Нахождение центра тяжести по вертикали для озера, в силу непрерывности распределения масс, при выборе начала координат на поверхности воды определится следующим:

$$S = \frac{\int H dm}{M}, \quad (15)$$

где S — расстояние по вертикали от поверхности озера до центра тяжести; M — масса воды всего озера; dm — элементарная масса воды, H — глубина.

Интегрирование проводится по всем элементарным массам dm . Пренебрегая изменением плотности в элементарном объеме,

исполним $dM = \rho dv$, где ρ — плотность; v — элементарный объем воды. Тогда

$$S = \frac{\int H \rho dv}{\rho} = \frac{\int H dv}{\rho}$$

Интегрирование проводится по всему объему озера. При неизменной плотности ($\rho = \rho_0$) получим

$$S_0 = \frac{\int H_0 dv}{\rho_0} = \frac{\int H dv}{\rho_0}, \quad (16)$$

где S_0 — положение центра тяжести при неизменной плотности воды во всем озере.

Величина $\int H dv$ определяется графически по объемной кривой.

Для первого слоя (1—0 м) эта величина определится как площадь фигуры $AB\Gamma$ (рис. 3), так как прямая $B\Gamma$ представляет собой (в масштабе) глубину H , а прямая AB — приращение объема в слое 0—1 м. Аналогично для слоев 0—2 м получим $\int H dv$, определив площадь $AB\Gamma$ и т. д. Величину $\int H dv$ для всего озера получим, определив площадь между осями координат и объемной кривой.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН

С происхождением (генезисом) озерных котловин тесно связаны их размеры и форма, а следовательно, и некоторой степени и режим озер. Происхождение озерных котловин сравнительно

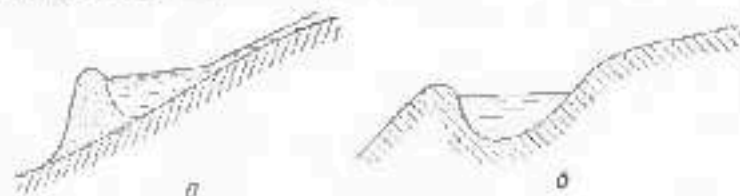


Рис. 4. Плоскотно и котлообразное озера: а — плоскотно, б — котлообразное

но легко может быть установлена по ряду признаков: по рельефу окружающего района, геологическому строению и геологической истории бассейна. Истинно, хотя генезис котловины не является исчерпывающим признаком для характеристики озер, он позво-



Рис. 5. Тонкое озеро. Котловина сформировалась при погружении территории. Фото А. П. Шендман

жаты в основу классификации этих водоемов, разработанных рядом исследователей.

Общезвестна генетическая классификация М. А. Первушина (1937). Она положена нами в основу при описании генетических типов озер.

Децивые озера по происхождению котловины их и дотренины, образующиеся путем перегораживания речной долины, обрыва, балки естественной или искусственной плотикой (рис. 4, а), и котловинами, расположенными в углубленных поверхностях суши (рис. 4, б), возникших тем или иным путем, приводимые в целом ряде работ, весьма признаны, удачным, поскольку оба указанных типа озер могут возникнуть под влиянием самых разнообразных факторов. В формировании подавляющего большинства озерных котловин участвует несколько факторов, поэтому генетическая классификация базируется на выявлении фактора, руководящего в создании каждой котловины. Котловина, возникшая под воздействием одного фактора, в дальнейшем может быть видоизменена действием других. Ниже кратко характеризуются основные генетические типы озерных котловин.

Тектонические. Образуются в понижениях, возникших в результате тектонических движений земной коры (трещины, обрывы, гребни и т. п.). Для этих котловин характерны большие глубины (глубочайшие озера мира — Байкал и Танганьика относятся к этому типу) и крутые склоны. Часто такие котловины в дальнейшем значительно преобразуются под воздействием других факторов. Тектонические озера (рис. 5) приурочены к областям крупных движений земной коры: таким озерам африканского гребня (Рудольфа, Альберта, Виктория, Ньяса, Танганьика); западно-американские озера (Эри, Онтарио, Гурон, Мичиган и др.), Каспий, Онежское, Байкал, Иссык-Куль, Селенг. Более мелкие озера этой группы встречаются в горных областях (ряд озер Урала, Кавказа).

Ледниковые. Возникновение их связано с деятельностью ледников (древних или современных). В зависимости от характера деятельности ледника эти озера можно разбить на две подгруппы:

1. **Эрозионные**, в формировании котловин которых преобладает эрозионная деятельность ледника. К ним относятся озера, возникшие на крутых кристаллических массивах (большинство озер Карелии, Кольского полуострова и Скандинавии); каровые (аресловинные) озера горных областей (Альп, Кавказа, гор Сибири и др.) (рис. 6). Мелкие озера последней группы могут возникать также в результате морозного выветривания (нищеты).

2. **Аккумулятивные**, появившиеся среди моренных отложений (рис. 7). Таких озер очень много в областях древнего оле-



Рис. 6. Каровое озеро на Кольском полуострове. Фото Г. А. Писаркина

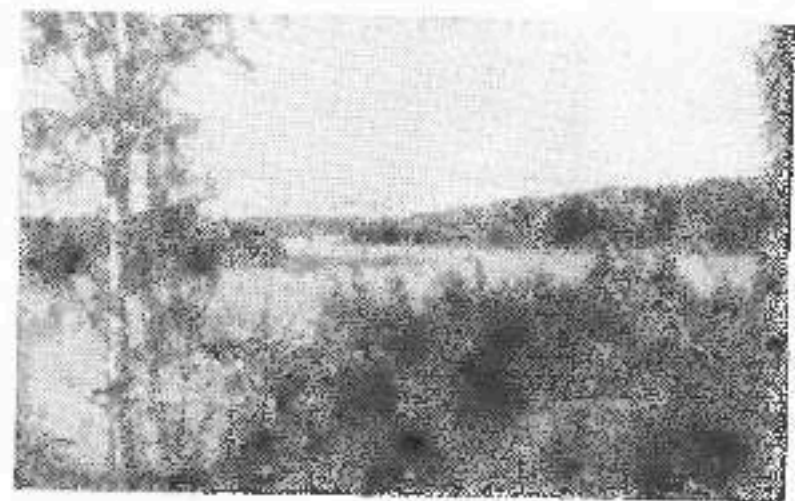


Рис. 7. Озеро ледникового происхождения (долина им. Вуляги на Карельском перешейке). Фото А. П. Радзюны

дешевизна (север), северо-запад и средняя полоса Европейской части СССР, Гримальтика, север и средняя часть Западной Сибири, Канада, США. Встречаются они и в предгорьях (Кавказ, Алтай, горы Восточной Сибири, Северный Урал).

Часто, особенно в горных областях, в формировании ледниковых озерных котловин участвуют оба фактора (ледниковая эрозия и аккумуляция).

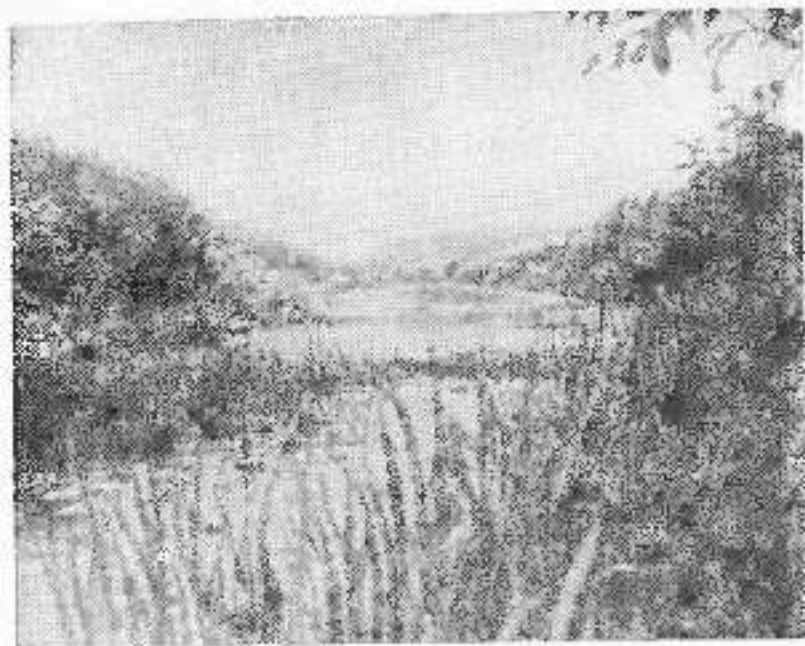


Рис. 8. Озерно-старица в пойме р. Белый. Фото Н. Г. Дмитриевой

По действительному фактору (лед) близко к этому типу стоят термокарстовые озера, но по особенностям котловин их лучше отнести к провальным типу.

Водно-эрозийные и водно-аккумулятивные. К этому типу относятся озера речного и морского происхождения:

1. **Старицы** (рис. 8) широко распространены в долинах рек; одни из них сообщаются с рекой во время паводков и паводков, другие обособлены от рек.

2. **Паводные**, разбросанные в межень плесы пересыхающих рек в районах недостаточного увеличения расширения долины и русел рек Западной Сибири (тумань).

3. **Дельтовые**, распространены в дельтах крупных рек (Волжские ильмены, озера Кубанских плавней, дельты Лены и др.); часть из них связана только с дождевыми реками, другая часть испытывает воздействие моря.

4. **Лагуны** и **лиманы** — озера морских побережий (рис. 9). Большинство это отдухируемые от моря выположили; часто — устьевые участки рек, отгороженные от моря наносами, косами или барами. Таких озер много на побере-

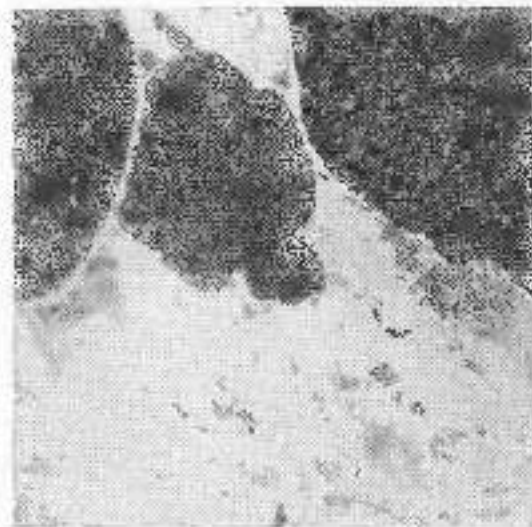


Рис. 9. Лагуна на побережье Карского моря. Аэрофотоизображение

жье Белого моря, на Новой Земле, на северо-западном побережье Черного моря (лиманы), на побережье Балтийского моря (гафы). Часть из них сообщается с морем во время паводков и приливов, часть обособилась и превратилась в реликтовые озера.

5. **Фюрьды** — озера в низовьях от моря заносами или завалами участков фюрьдов.

Провальные. Сюда относятся карстовые и провальные (суффозивные) озера; по форме котловин к ним близки термокарстовые.

1. **Карстовые** озера (рис. 10) — возникают в районах распространения известняков, доломитов, гипсов, легко подвергавшихся растворению. В их формировании большую роль играют трещины, способствующие закарстовыванию. Котловины обычно представляют собой воронки правильной формы с отно-

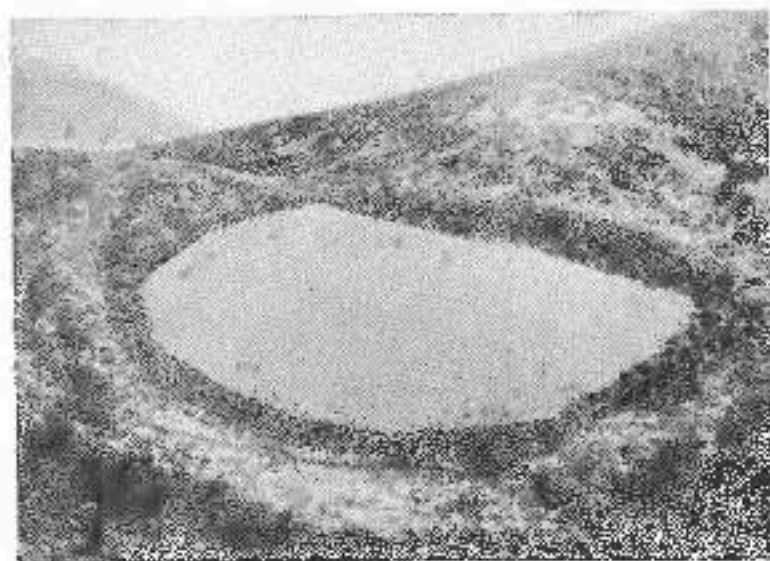


Рис. 10. Карстовое озеро на южном склоне хр. Беринга (Якут. Край)
Фотос Г. Н. Павлова

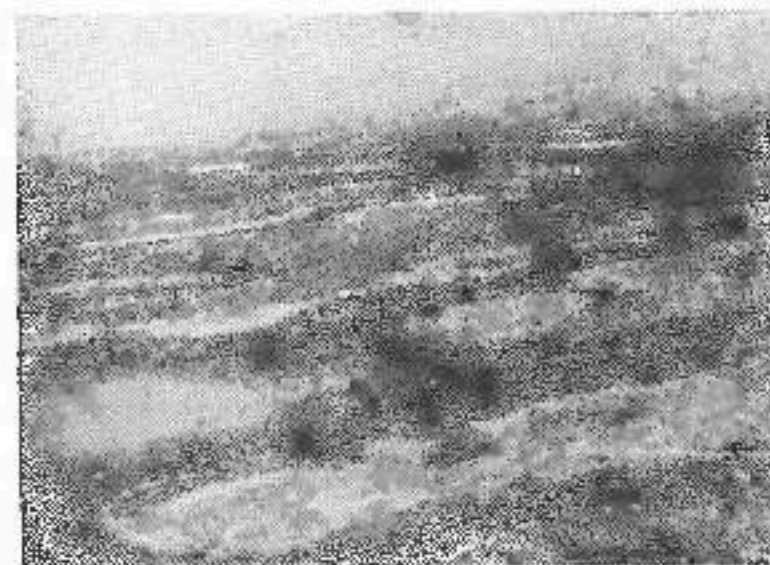


Рис. 11. Термкарстовое озеро на IV надпойменной террасе р. Оби
у г. Салехарда. Фото А. Н. Гинько

сильно большой глубиной при сравнительно малой площади. Различно карста существует на разных горизонтальных или слабо наклонных поверхностях, замкнутых ступа. Для образования карстовых озер необходимо наличие устойчивого стока, достаточного для покрытия наносами дна в бортовой впадине; в противном случае если будет проникать по трещинам глубь породы и район будет безводным, что и наблюдается в ряде карстовых областей. Карстовые озера распространены в Обь-Енисейском бассейне Оленекским и Енисейскими озерами; несомненно участие карста в формировании Буйго озера, встречаются они также в Архангельской и Горьковской областях, Марийской АССР и в других районах. Типичны периодически исчезающие озера (например, оз. Смыт в Архангельской области). Ближе к нам по генезису озера, возникающие при растворении рыхлых осадочных пород и соляных куполов.

2. Просадочные. Вулканические озера образуются в районах, где подземные воды растворяют и вымывают из почвы и грунтов некоторые соли, цементующие их, пыльная осадочная масса жидкнет. Копытца большей частью округлой формы в отрыве пологих берегов. Типичны для лесостепных и степных районов с недостаточным и неравномерным увлажнением. Район наибольшего их распространения на территории СССР — юг Западной Сибири (Кулундинская и Барабинская степи).

3. Термкарстовые. Известны также под названием «аласных» озера районов вечной мерзлоты, возникающие на участках промерзания ее и связанного с ним оседания грунта. Как уже говорилось выше, по действующему в их формировании фактору они близки к ледниковым. Копытца преимущественно овальной формы, берега мало изрезаны, глубины незначительны (рис. 11). Очень часто образуются на вырубках и местах лесных пожаров. Широко распространены в тундре, много их в тасманской Сибири. К этой группе следует отнести и озера, возникающие в результате таяния мерзлого льда.

Вулканические. Озера, возникшие в кратерах потухших вулканов или среди лавовых полей. Распространены в областях древней или современной вулканической деятельности (Закатные, Исландия, Италия, Сивалия, Камчатка, Япония и др.) (рис. 12).

Завальные. Озера, возникшие в результате горных оползней, пригравинных речные долины. Примером может служить Сарезское озеро на Памире, возникшее в 1911 г. в результате протравления р. Мургаб обвалом при землетрясении. К этой же группе относятся озера, возникшие вследствие протравления ледниками, потоками лавы и др.

Затопленные. Озера, расположенные в затопленных выдуваниях или между дюнами. Озера Селикмы болотного происхождения ред-

ия. Оймен каранду с ветром на котловину воздействуют пода, просадки и другие факторы. Встречаются по берегам морей (Пун-бантика) и в засушливых районах (Казахстан, Средняя Азия).

Вторичные. Побочные озера, возникающие на месте заросших озер и на болотах (большая часть в сфагновом торфе). К этой же группе относятся также чигдары — болотца, появ-

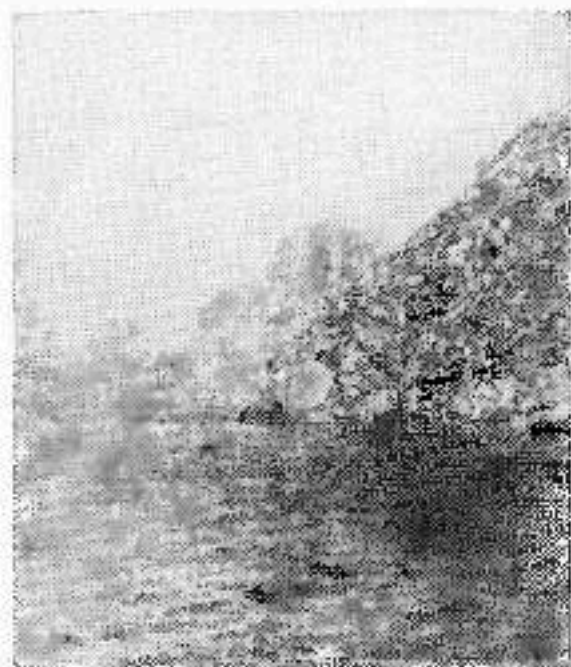


Рис. 12. Оз. Куринское на Камчатке. Справа от Сердца Анжидо, вдали вулкан Илизарик. Фото П. Ф. Козлова

ляющие при выгорании углястых торфяных массивов и связанных с ним просадках.

Более детальную генетическую классификацию озерных котловин дает Хетчинсон (Hutchinson, 1957). Озера подразделяются им по факторам, руководящим в формировании котловин, на 11 групп, в основе которых лежат 4 типа Перукина. Внутри групп выделяются подгруппы, типы и подтипы озер по характеру действия формирующих факторов. Всего Хетчинсоном замечено 76 типов котловин.

I. Тектонические котловины подразделяются на 9 типов (озера, возникшие на дне моря, на островах, в синклиналях, грабенах и др.).

II. Вулканические делятся на 9 типов и 6 подтипов.

III. Котловины, сформированные оползнями на 3 типа и 3 подтипа.

IV. Мерниковые включают четыре подгруппы: А — подпруженные современными ледниками или мореными отложениями в контакте с ними; В — эрозивные; С — подпруженные мереными или флювиоглацциальными отложениями; Д — моренные (аккумулятивные), расположенные среди моренных отложений; внутри подгруппы выделено 19 типов озер и 20 подтипов.

V. Карстовые — 5 типов и 2 подтипа.

VI. Речные подразделяются на три подгруппы: А — плесы пересыхающих рек; В — подпруженные речными наносами; С — пойменные (старички, котловины между валами поймы, в элюциях и др.); группы дельт на 11 типов.

VII. Болотные — 4 типа.

VIII. Озера побережий — 5 типов (лиманные, лагуны и др.).

IX. Сформированные органической аккумуляцией (в отложениях торфов, на коралловых атоллах) — 3 типа.

X. Возникшие в результате деятельности животных и человека (3 типа — подхранилища и пруды, озера в заброшенных карьерах, карьерах и т. п., озера у бобровых плотин).

XI. Возникшие при падении метеоритов (2 типа).

В работе Хетчинсона рассмотрены морфогенез озерных котловин узлавно с их происхождением; охарактеризованы типы берегов, приведены коэффициенты развития береговой линии, свойственные различным генетическим типам водоемов, выявлены особенности озер этих типов в плане и характерные для различных типов берегов соотношения между средней и максимальной глубинами. Помимо классификации котловин, Хетчинсон разработал генетическую классификацию озерных островов.

ЛИТЕРАТУРА

- Богословский В. В., Муравейский С. Д. Очерки по озероведению, Изд-во МГУ, 1956.
 Билибин Е. В. Водные исследования. Труды, М., 1952.
 Билибин В. Д. Гидрометеорология, Л., 1949.
 Денисов С. Г. Живые озера, Со. «Живые пресные вод СССР», т. III, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1953.
 Муравейский С. Д. Очерки по теории и методам морфометрии озер, «Полное собр.», Со. 7, 1948.
 Роговский Л. Л. Морфология Косенских озер, «Тр. Кеменской биол. станции», вып. 2, Гидроиздат, 1925.
 Перукин М. А. О генетической классификации озерных котловин, «Землеведение», 1937, № 6.
 Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology, vol. 1 (Geography, Physics and Chemistry). New York, London, 1957.

ВОДНОЕ ПИТАНИЕ И РЕЖИМ УРОВНЯ

ПИТАНИЕ И ВОДНЫЙ БАЛАНС

Водный баланс характеризует соотношение питания и потерь воды озерными водоемами. Водным балансом определяется величина водной массы озера и колебания ее во времени, а следовательно и основные черты режима водоемов.

Озера питаются водами атмосферных осадков, выпадающих на зеркало водоемов и на прилегающую территорию. В последнем случае вода поступает в озеро путем поверхностного и подземного стока. Конденсация водяных паров на поверхности озера играет значительную меньшую роль, чем осадки и сток.

Потери воды могут происходить путем испарения, поверхностного и подземного стока из озера.

По водному балансу озера подразделяются на бессточные и сточные.

1. Бессточные озера не имеют ни поверхностного, ни подземного стока и теряют воду практически только за счет испарения¹. Основную группу бессточных озер образуют так называемые «глухие» — небольшие озера на плоскогорьях и в высокогорных районах, прилегающих к ледовой зоне, питающиеся атмосферными осадками на зеркало.

2. Потери воды из сточных озер происходят, помимо испарения, путем поверхностного или подземного стока.

Среди сточных озер выделяются проточные, сток из которых составляет значительную долю объема водной массы. В них обычно заметно течение, связанное с режимом плавающих и погруженных льдов.

¹ Фактически поверхностный приток и сток озер в водном балансе не учитываются ввиду малости их влияния. Существенным является сток из озера в виде поверхностного и подземного.

Озера с переменным уровнем с течением времени претерпевают колебания уровня между двумя группами. Они дают сток только в период паводков вод и значительные выходящие из них воды не перестают.

Приток и расход воды озера может быть представлен в виде уравнения водного баланса, которое составляет для определенного периода и включает все виды поступления и расходования воды за этот период. Для сточных озер (при неисчислении всех составляющих в единицах объема) оно имеет следующий вид:

$$X + Y_{\text{по}} + Y_{\text{п}} + K - Y_{\text{с}} - Y_{\text{в}} - Z = \pm \Delta V, \quad (1)$$

где X — осадки на зеркало озера, $Y_{\text{по}}$ — поверхностный приток в озеро, $Y_{\text{п}}$ — подземный приток в озеро, K — конденсация водяных паров на зеркале озера, $Y_{\text{с}}$ — поверхностный сток из озера, $Y_{\text{в}}$ — фильтрационный сток из озера, Z — испарение с зеркала озера; ΔV — изменение объема воды озера за расчетный период (при неисчислении составляющих водного баланса в виде стока, величина ΔV является изменением уровня (ΔH) за расчетный период).

Для бессточного озера уравнение примет вид:

$$X + Y_{\text{по}} + Y_{\text{п}} + K - Z = \pm \Delta V. \quad (2)$$

Потери за счет конденсации (K) по сравнению с другими составляющими водного баланса невелики и не учитываются в точном расчете, поэтому при расчетах этой величиной, ее редкими исключениями пренебрегают.

При расчете водного баланса по месяцам или сезонам необходимо учитывать потери за счет схождения льда на берега во время колебания уровня и притока воды из таяния льда. В годовом балансе эти составляющие исключаются.

В водном балансе подхраняющих поверхностный сток замечается сбросом вод через плотину и подпруды через гидротехнические сооружения. В этих случаях существенную роль может играть потребление воды для различных хозяйственных целей (P), а также фильтрация, которую можно определить по гидротехническим данным или из уравнения водного баланса. Водный баланс подхраняющих можно рассчитывать по уравнению:

$$Y_{\text{с}} + Y_{\text{в}} + Y_{\text{п}} = Y_{\text{с}} + Y_{\text{в}} + X + Y_{\text{п}} - (Y_{\text{с}} - P - Z + Y_{\text{по}} + Y_{\text{в}} + Y_{\text{п}}) = A_0 + A_p + A_z + H, \quad (3)$$

где $Y_{\text{с}}$ — приток по основным рекам, $Y_{\text{в}}$ — базовая приточность (приток скважинный и по малым водотокам); $Y_{\text{п}}$ — подземный

¹ Поднимаются воды для гидроэнергетических целей и для рыбного хозяйства.

притоки; Y_1 — приток через гидротехнические сооружения, Грин-левские и гидротранспланты, за исключением сооружений на основных притоках; сток через которые учтен в Y_1 ; Y_2 , Y_3 — фильтрация в подокраинице через расположенные выше гидротехнические сооружения; X — атмосферные осадки на зеркало; $V_{\text{л}}$ — запас воды во льду и снегу, осевшем на берега при зимней сработке уровня и увеличившемся весной; $V_{\text{с}}$ — сбросы через сооружения гидроузла; P — забор воды на гидроэлектростанции на водохранилище, орошение и т. п.; Z — испарение с водной поверхности; $G_{\text{в}}$ — фильтрация в створе гидроузла; $G_{\text{п}}$ — фильтрация через борты и ложе; K_1 — запас воды во льду и снегу, осевшем при зимней сработке на берегах; A — аккумуляция; A_1 — та же, что A ; A_2 — в руслах и низовьях выходящих рек ниже гидростворов; A_3 — в руслах долей и бортов; H — поправка баланса (допустима в пределах 2—3% для месячного и 1—2% для годового баланса).

Составляющие, связанные с ледовым режимом (K_1 и $V_{\text{л}}$), в годовом балансе взаимно компенсируются, но в месячных и сезонном выражат известную разность. Для ряда водохранилищ некоторые составляющие баланса (Y_2 , Y_3 , P) отсутствуют в связи с местонахождением и особенностями эксплуатации этих водоемов.

Более точный расчет водного баланса возможен путем определения его составляющих по материалам полевых исследований. Сток определяется по данным гидростворов на реках, находящихся в водоскы и вытекающих на них. Методы расчета стока изложены в курсах гидрометрии и учение и стока. При отсутствии материалов приближений возможны расчеты стока по картам плаваний (для территории СССР, например, по картам Б. Д. Зайкова)². В настоящее время данных полевых наблюдений по испарению для большинства озер водостаточны. Это позволяет применять в расчетах формулы, связывающие испарение с водной поверхностью с метеорологическими элементами (в первую очередь с дефицитом влажности и скоростью ветра).

Часть этих формул выведена по приближениям на испарениях (Б. В. Поляков, С. И. Руденко), другие по тепловому (Д. Б. Шулейкин, В. С. Сажогайнов) или водному (Б. А. Ансольский) балансам.

Лучшие результаты дают формулы Б. Д. Зайкова

$$E = 0,15 (e_s - e_{\text{ср}}) (1 + 0,72 w_{\text{ср}}) \text{ мм/сут.} \quad (4)$$

¹ Руководство по обработке и подготовке к печати материалов наблюдений на озерах и водохранилищах. Гидроиздат, Л., 1967.

² См. Б. Д. Зайков и др. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. «Тр. ИГиРГЭС СССР», сер. IV, вып. 24, Л., М., 1948.

где E — испарение (мм/сут); e_s — максимальная влажность воздуха при температуре испаряющей поверхности (мм); $e_{\text{ср}}$ — влажность воздуха при высоте 200 см над водной поверхностью (мм); $w_{\text{ср}}$ — скорость ветра на высоте 200 см над водной поверхностью (м/сек); и А. П. Браславский и З. А. Пискунов.

$$E = 0,13 (e_s - e_{\text{ср}}) (1 + 0,72 w_{\text{ср}}) \text{ мм/сут.} \quad (5)$$

При недостаточности данных для расчетов могут быть использованы карты испарения с водной поверхностью, построенные для территории СССР Б. Д. Зайковым (1949), А. П. Браславским и З. А. Пискуновым (1954).

Следует отметить, в виду, что указанные карты построены для водоемов небольших размеров (первая для площади зеркала до 100 кв. м; вторая для размера водного течения, равного 10 км в средней глубине водоема — 8 м, с поправками для других размеров озер).

Расчеты испарения для крупных озер и водохранилищ, последние особые метеорологические условия, создающиеся на этих водоемах, должны выполняться по фактическим данным или формулам.

С увеличением минерализации воды испарение уменьшается. При малых концентрациях растворов (до 50—70‰) разность между испарением с их поверхности и с пресной воды находится в пределах погрешности измерений и ее можно пренебречь. Так, например, в условиях Арала при минеральности солёности от 10 до 40‰ испарение уменьшается всего на 5%.

Испарение с поверхности рассолов высокой концентрации (более 100‰) значительно меньше испарения с поверхности пресной воды. На оз. Балхын³ испарение (в период май — октябрь) меньше испарения с поверхности пресной воды на 20% при концентрации раствора 200‰ и на 91% при концентрации 300‰ (табл. 3; рис. 13). На оз. Балхын (ДВК) испарение раствора с концентрацией 134‰ на 27% меньше испарения с пресной воды⁴.

Испарение с поверхности рассолов соляных озер зависит, помимо концентрации раствора, от его солевого состава, минеральности плавлений испарения несколько различны в озерах с разным солевым составом.

³ См. И. В. Фейсман и др. Испарение рассолов оз. Балхын в естественных условиях. «Тр. Всесоюзного института гидрографии АН СССР», 1954, вып. XVI, ч. II.

⁴ См. И. А. Бирюков, Н. С. Сперо, Е. С. Тихончик. Концентрационные изменения растворов солей в озерах Балхын. «Тр. Всесоюзного института гидрографии АН СССР», 1957, вып. XV, ч. II.

Помимо диффузного испарения, в крупных водоемах, под воздействием действия ветра, существенную роль играет механическое испарение, заключающееся в ветровом выносе частиц воды и последующем испарении их в воздухе. Данные о механическом испарении водоемов незначительны, и о его значении можно судить только ориентировочно. Некоторое

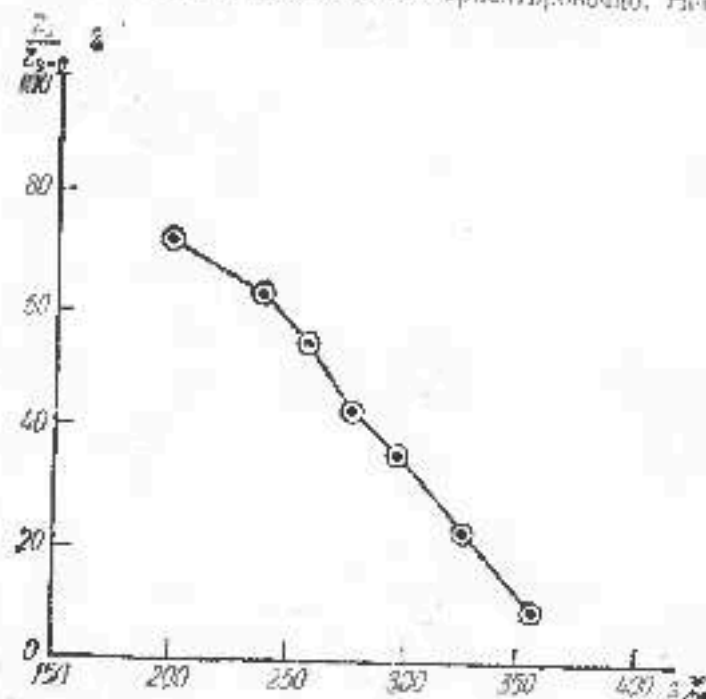


Рис. 13. Кривая зависимости испарения растов от длины от него солености. Z_x — испарение растов с поверхности S ; $Z_{\text{рас}}$ — испарение арской воды, $S_{\text{рас}}$ — площадь.

понятие о порядке этой величины дает результаты наблюдений на Каспии, где бывшая часть ветрового выноса на гудки (300) м² воды на 1 км берега.

Транспирация водной растительности играет незначительную роль в крупных, слабо зарастающих водоемах, где прибрежная полоса зарослей занимает небольшую часть акватории. В малых зарастающих лимнах, прудах и водохранилищах участие растений может играть весьма важным образом процесс испарения.

Роль транспирации в суммарном испарении с водоемом зависит от климата, метеорологических условий отдельных лет, вида растительности и ее густоты.

Растения с плавающими листьями (ряска, кубышка, кувшинки и др.) несколько понижают испарение, а в некоторых случаях не влияют на него. Так, по данным ВНИИЛ (Валдай), испарение с открытой и с покрытой ряской поверхности водоема практически одинаково. Так же при покрытии 50% зеркала водоема листьями кубышки испарение уменьшилось на 6%. На Нижневолжской створной станции (в бассейне Дона) покрытие ряской уменьшило испарение на 16%.

Таблица 3

Испарение с поверхности растов различной концентрации на оз. Заволжье за период апрель—сентябрь в мм и % от испарения с поверхности арской воды (1934—1937 гг.)

Пресная вода		Растов							
		200‰		250‰		300‰		350‰	
мм	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	%
2267	100	1605	71	1926	84	200	35	208	9

Полупогруженная водная растительность (камыш, тростник, рогоз, хвощ и др.) увеличивает испарение с водоемом.

По данным опытов в Ладожском, испарение при наличии растительности примерно испарение с открытой водной поверхности Валдая (1949—1954 гг.) в 1,2—3 раза, в Нижневолжском (1931—1936 гг.) в 2,1—2,9 раза, в Онежском, под Ленинградом (в 1941 г.) в 2,3 раза. На оз. Рабинский Саянск (в Ладожском) увеличение испарения в 1952 г. в 1,5 раза больше открытой водной поверхности, на Валдайском озере (1953—1954 гг.) — в 1,1—1,9 раза, в дельте р. Невы (1949—1955 гг.) — в 1,0—1,8 раза.

Испарение значительно варьирует в зависимости от вида растений. Суммарное испарение за июль—сентябрь на Валдае колебалось в 1932—1954 гг. для рогоза — в пределах 490—720 мм (2—2,5 мм на 1 г сухой массы), для осины — в пределах 338—522 мм (3,6—1,3 мм на 1 г сухой массы), для хвоща — в пределах 167—389 мм (6,6—7 мм на 1 г сухой массы). В период 1949—1956 гг. рогоз испарял в 1,2—3 раза больше открытой водной поверхности, хвощ — в 1,1—2 раза¹.

Существенно влияет на испарение густота растительности. Так, на Валдае испарение с 24/VI по 18/IX—1953 г. при густоте зарослей хвоща 480 экз. на 1 м² достигало 185 мм, при 120 экз. на 1 м² — всего 98 мм.

Коэффициент перехода от испарения с открытой водной поверхности к испарению с заросшей колебался на Валдае (в равные воды и для разных видов растений) в пределах 1,3—2,0, в дельте р. Невы (1954—1955 гг.) — 1,6—1,8, в дельте р. Аму-Дарья — до 2,0.

В испарении с зарастающих водоемов транспирация домини-

¹ См. В. Н. Кузнецов. Об испарении с зарастающих водоемов. «Гидрометеоиздат», М., 1958.

рует, составляя, по наблюдениям на Валдае и в долине Илы 70—80% суммарного испарения за сезон (в отдельные месяцы до 88%, а в отдельные сутки до 98%). Испарение с водной поверхности между растением, вследствие большой влажности воздуха и отсутствия ветра и аэрозоль, составляет всего 20—30% от испарения с открытой водной поверхности. Как величина испарения с этих водоемов, так и ее ход и течение вегетационного периода почти целиком обусловлены транспирацией.

Приведенные данные, как и материалы некоторых других наблюдений, позволяют сделать только предварительные качественные выводы о существенной роли транспирации.

Количество атмосферных осадков, выпавших на зеркало малых озер, может быть вычислено по данным ближайших метеостанций, так как особенности этих водоемов на климат и микроклимат весьма невелики.

Как показала наблюдения, количество осадков на зеркало крупных водоемов меньше количества осадков на сушу. Это, по-видимому, связано с интенсивным перемещением воздушных масс над менее изрытой водной поверхностью. В результате воздуха, уходящего при испарении, быстро перемещается на сушу, а атмосферные фронты движутся над водой с большими скоростями и период выпадения фронтальных осадков над водоемами короче.

Данные береговых и, тем более, континентальных метеостанций могут использоваться для крупных озер и водохранилищ только при тщательном анализе и сопоставлении их с материалами наблюдений на островах и судных станциях (хотя бы на островах-завозах).

Определение осадков на зеркало крупных озер по фронтальным картам изобет (например, по картам В. А. Троцкого¹) дает значительные ошибки. При определении количества атмосферных осадков и испарения необходимо учитывать площадь зеркала озера, соотношение с колебаниями его уровня.

Величину изменения объема воды озера за расчетный период (ΔV) можно определить по объемной кривой, раскрывшей данные о колебаниях уровня.

Финических данных по грунтовому стоку для бассейнов озер почти нет, поэтому он может быть найден практически только из уравнения водного баланса при условии достаточно точного определения всех остальных его составляющих. Доли грунтового питания и водном балансе некоторых озер весьма значительна и должна учитываться при расчетах. Так, в озерах Бараньской долины грунтовое питание составляет для озер Кулун-

дского и Сартан — 20%, оз. Кучук — 30%, оз. Чебавла — 38%. Грунтовый сток из Сенежского озера в связи с распространением карста достигает 70%².

Подсчет водного баланса во излиянии его составляющих дает несомненно точность (сшибки порядка 10—15, а в некоторых районах 30%) и потому может применяться только при очень точных измерениях. Для установления целесообразно проводить измерения для бассейнов озер отдельно, так как фоновые карты далеко не всегда учитывают специфику небольших районов.

В гидрологическом режиме, климатических и биологических явлениях, происходящих в озерах и водохранилищах, весьма важную роль играет обмен вод этих водоемов (водообменность).

Водообменность — (D) среднего водоема характеризуется отношением объема его водной массы (V) к годовому стоку из него (Q):

$$D = \frac{V}{Q}$$

В некоторых работах величина D названа пролонгностью. Чем это отношение меньше, тем быстрее обновляется вода в водоеме. В том случае, если годовой приток в водоем и сток из него незначительны, вода в течение длительного времени (годы и десятилетия) остается в водоеме и претерпевает существенные изменения под влиянием химических и биологических процессов. В зависимости от длительности пребывания вода в водоеме складываются специфические температурные условия, изменяется химический баланс, минерализация, газовый режим, оседimentация и накопление донных отложений.

При интенсивном водообмене значительная часть извлеченных и растворенных в воде веществ, поступающих в водоем, сравнительно быстро выводится из него, не успев претерпеть существенных изменений. Роль водообмена сводится к выводу из водоема растворенных веществ и илов. Воздействуя на режим водоема, водообменность влияет и на развитие жизни в нем. Следует заметить, что водообменность — понятие несколько условное, так как за тот или иной промежуток времени не каждая частица воды в водоеме будет заменена новой: часть воды, особенно находящаяся в глубоких индлах, задерживается и встает. Поэтому затруднен водообмен в озерах сложной формы с пересеченным рельефом дна и состоящих из нескольких плесов со значительными глубинами.

В табл. 4 приведены данные о водообменности некоторых озер и водохранилищ.

¹ См. В. А. Троцкий. Гидрологическое районирование СССР. Изд-во АН СССР, М.—Д., 1918.

² См. А. В. Агулов. Расчет величин подземного стока и водообмена с помощью топографической карты водного баланса, стр. 114 Бюл. гидрометеоролог., т. IV. Гидрометеоролог. А., 1959.

Таблица 4
Водобалансность векторных озер и водохранилищ (по В. В. Пистраткину)

Название	Площадь, F_0 , км ²	Средняя глубина, $H_{ср}$, м	Объем воды, V , км ³	Сток воды, Z , км ³	Водобалансность $D = \frac{V}{F}$
Озера					
Белое	110	4,5	4,75	11,9	0,40
Галицкое	75	1,8	0,130	0,10	0,81
Зайцев	1850	4,0	7,40	7,92	0,93
Ильмень	1000	2,0	2,0	18,9	0,11
Иссык-Куль	812	15,5	11,0	4,86	2,26
Кубовское	368	1,1	0,406	6,29	0,064
Лача	335	1,3	0,436	2,08	0,102
Саратовское	9500	30,7	291,0	18,9	15,6
Селитер	223	1,0	1,8	0,50	2,20
Сельское-Челюское	3630	6,8	24,8	0,81	2,52
Водохранилища					
Кубовское	6450	9,4	68,0	242	0,240*
Чемальское	5700	8,1	23,8	23,2	1,03**

* При НПВ (вертикальный подпорный режим) = 131,0 м.

** При НПВ = 35,0 м.

Величины и соотношения составляющих водного баланса озер связаны с воздействием основных географических факторов: климата, рельефа и стока. Роль каждого фактора на водосборах различна и в той или иной степени подчинена географической зональности, поэтому водный баланс озер также подчинен географической зональности. По соотношению элементов в приходной и расходной частях водного баланса можно выделить типы озер и зоны, для каждой из которых характерны озера определенного типа.

Не менее важную роль в водном балансе играет соотношение площадей зеркала (F_0) озер с площадями их бассейнов (F). Соотношение этих площадей $K = \frac{F_0}{F}$ можно назвать коэффициентом площади озера в отличие от озерности, учитывающей все озеро-бассейн. В том случае, если площадь бассейна значительно превосходит над площадью зеркала озера, водный баланс определяется процессами водосбора в бассейне. Если площадь озера относительно велика, баланс в значительной мере обусловлен водосбором через зеркало озера. Эта особен-

ность водного баланса особенно выявляется при расчете основных его составляющих по многолетним данным (без учета подтечного притока и стока, для характеристики которых недостаточно материалов) с помощью уравнения:

$$Y_{\text{пр}} F + X I_0 = Z I_0 + Y_{\text{ст}} (F + I_0), \quad (6)$$

полученного из уравнения (1) при вычитании $Y_{\text{пр}}$, $Y_{\text{ст}}$, X и Z в виде стока. Уравнение (6), подставив его левую и правую части на F и заменив $\frac{I_0}{F}$ через K и $\frac{I_0 - I_0}{F}$ через K_1 , можно преобразовать в

$$Y_{\text{пр}} + KX = KZ + K_1 Y_{\text{ст}}. \quad (7)$$

Сопоставление очевидно, что по мере увеличения площади бассейна, при той же площади зеркала, растет роль стока в водном балансе, по мере уменьшения F возрастает роль стока на зеркале и испарения. Крайними водобалансовыми типами озер будут, с одной стороны, малое дренажное озеро с водосбором, близким к водосбору участка реки, и другой — «глухое» озеро с почти нулевой площадью бассейна. В первом случае, приравняв площадь зеркала равной нулю, получим величины $X = 0$, $Y_{\text{ст}} = Y_{\text{пр}}$, т. е. условие, справедливое для стока реки.

Во втором случае, приравняв площадь бассейна к нулю, получим $Y_{\text{пр}} = 0$ и при $X = Z$, $Y_{\text{ст}} = 0$.

Всеосмысленные водобалансовые типы озер находятся между этими пределами. В результате сочетания воздействия географических факторов с размерами озера и его бассейна, соотношениями составляющих водного баланса будут различны как для озер разных географических зон, так и для озер разных размеров внутри одной зоны. Путем определения величин составляющих баланса, соотношения их между собой и анализа условий формирования баланса того или иного типа можно разработать подобию классификацию озер. Для сравнения озер с различными по абсолютным значениям составляющих балансов целесообразно выразить приток с бассейна и сток на зеркало в процентах от приходной части баланса, а сток из озера и испарение — от расходной. Поскольку точность расчетов водного баланса, как говорилось выше, не велика, можно принять только широкие пределы величины его составляющих. Составляющая на долю которой приходится 50—75% прихода или расхода, названа приходной и соответствующей части баланса, превышающая же 75% — расходной.

Озера подразделяются на 2 группы по элементам, преобладающим в расходной части баланса: стоковые и испаряющие (табл. 5). Сток на озер первой группы (стоковых — С) превышает испарение с их поверхности ($T_{\text{ст}} > Z$), озера второй группы (испаряющие — И) характеризуются обратным соотношением

Схема классификации озер по содержанию кальция

Группы	Тип	Подтип*	Сфера действия
Стокные (С) $Y_{ст} > Z$	Стокно-прибрежные (СП) $Y_{ст} > X$	$CH_1(Y_{ст} > 75\%; Y_{ст} > 75\%)$ $CH_2(Y_{ст} > 75\%; Y_{ст} = 50-75\%)$ $CH_3(Y_{ст} = 50-75\%; Y_{ст} > 75\%)$ $CH_4(Y_{ст} = 50-75\%; Y_{ст} = 50-75\%)$	Енисей, Обь, Ангара, Байкал
	Стокно-пелитовые (СН) $Y_{ст} > X$	$CH_1(X \approx Y_{ст}; Y_{ст} > 75\%)$ $CH_2(X \approx Y_{ст}; Y_{ст} = 50-75\%)$	Белое (БССР)
	Стокно-дождевые (СД) $X > Y_{ст}$	$CH_1(X > 75\%; Y_{ст} > 75\%)$ $CH_2(X > 75\%; Y_{ст} = 50-75\%)$ $CH_3(X = 50-75\%; Y_{ст} > 75\%)$ $CH_4(X = 50-75\%; Y_{ст} = 50-75\%)$	Меланг
Испаряющие (П) $Z > 1$ ст	Испарительно-пелитовые (ИП) $Y_{ст} > X$	$PH_1(Y_{ст} > 75\%; Z > 75\%)$ $PH_2(Y_{ст} > 75\%; Z = 50-75\%)$ $PH_3(Y_{ст} = 50-75\%; Z > 75\%)$ $PH_4(Y_{ст} = 50-75\%; Z = 50-75\%)$	Аральское, Балхаш, Каспийское, Целин, Каспий, Нуль
	Испарительно-дождевые (ИД) $Y_{ст} > X$	$PH_1(X \approx Y_{ст}; Z > 75\%)$ $PH_2(X \approx Y_{ст}; Z = 50-75\%)$	Малая, Ахская, Хазка
	Испарительно-дождевые (ИД) $X > Y_{ст}$	$PH_1(X > 75\%; Z > 75\%)$ $PH_2(X > 75\%; Z = 50-75\%)$ $PH_3(X = 50-75\%; Z > 75\%)$ $PH_4(X = 50-75\%; Z = 50-75\%)$	Кучук, Сарган

* При делении подтипов БССР атмосферные осадки на берегу (X) и приток с бассейна ($Y_{ст}$) выражен в процентах от исходной величины осадков, а испарение с зеркала (Z) и сток из озера ($Y_{ст}$) — от исходной части.

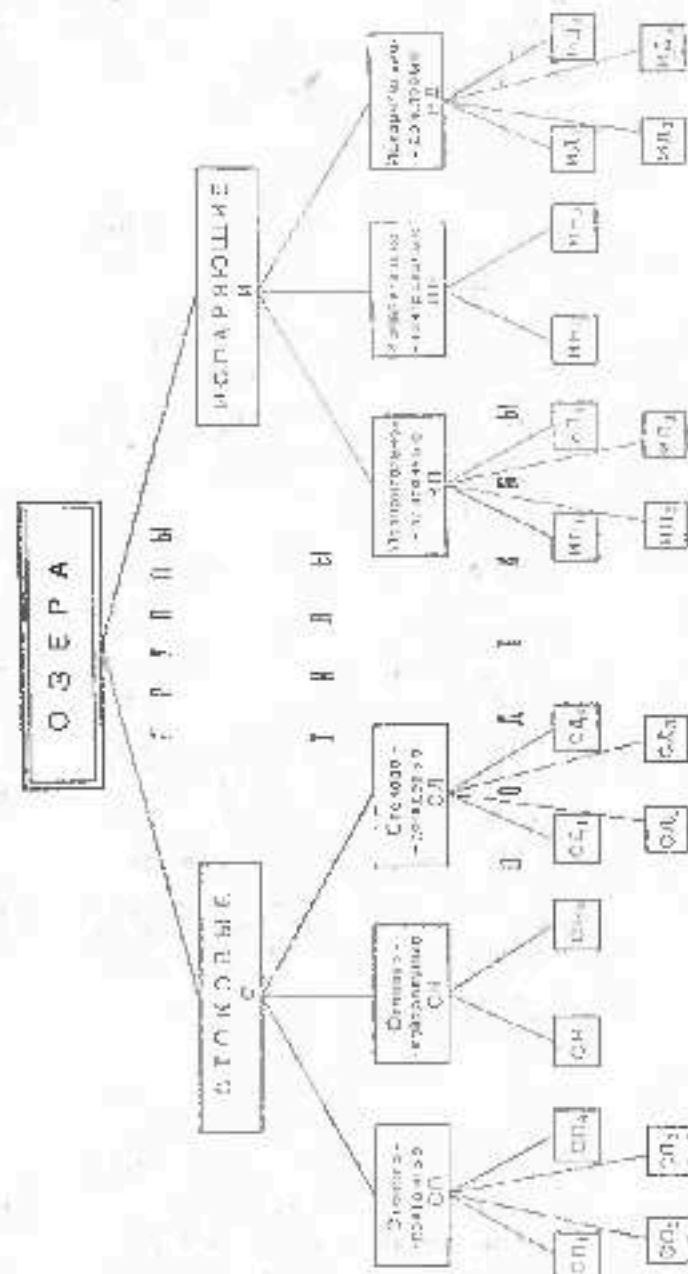


Рис. 14. Схема классификации озер по содержанию кальция, выраженное соотношением, см. в табл. 5

ся элементу ридмиды (ZrY_2); значительная часть их бессточная. Внутри группы выделяются типы озер по элементам, руководящим в трихотомной части баланса. В каждой группе могут существовать три типа озер: 1) проточные, в приконтинентальной части бассейна которых приток с бассейна дименирует над атмосферными осадками; 2) дождевые — с преобладанием или господством осадков на вершине водосема (учитывается и накопление снега на льду, значительное для арктических озер); 3) нетрлечные, получающие примерно равные количества воды от притока и осадков. Таким образом, замечается шесть основных типов озер: в стоковой группе [C].

$$C[1] - \text{состояние приращения } (Y_m \geq X, F_{01} \geq Z).$$

$\square$ Суммно нейтральные $(X = Y_{\text{sum}}, Y_{\text{sum}} \geq Z)$:

СИ — споро-дождевые ($X > F_{\text{мин}}$, $Y_{\text{ст}} > Z$)

в испарениях и в воздухе (Ж).

[11] — абстрактный тригонометрический ($\Gamma_{\text{тр.}} \rightarrow X$, $Z \rightarrow Y_{(1)}$).III — непереносимые нейтральные ($X \approx Y, Z \approx Y$);

ИЗ неаритметично дробење ($X > Y_{\text{max}}$, $Z > Y_{\text{min}}$)

Схема классификации приведена в табл. 5 и на рис. 14.

Бадитинское озеро выделяется не принятому соотношению состава водорослей водного батонуса и его прибрежной и раскормленной частей.

В Притомье и дождевой период выделяется по четыре подтипа: 1-й и 2-й подтипы характеризуются балансирами в приливочной части притока (1-го и 2-го подтипы) или впадины (1-й и 2-го); в расхолодной части балансиры 1-го подтипа (СН, СН₁, НН, НН₁) стоят или в середине осадочного, 2-го подтипа (СН₂, СН₂, НН₂, НН₂) — преобладают (1-й — 50—75% или 2-й — 50—75%). В приливочной части балансиры 3-го и 4-го подтипов имеют или остатки преобладающих (1-й — 30—75% или 2-й — 30—75%), в расхолодной части балансиры 3-го подтипа (СН₃, СН₃, НН₃, НН₃) стоят или в середине осадочного, 4-го подтипа — преобладают. По своему основному соотношению приливочной части балансиры отличаются от приливочных раппин: 1-й и 2-й — в основном в приливочной и испарительной испарительной части, 3-й и 4-й — в основном в расхолодной части балансиры: 1-й — с их подтипом 1-го или 2-го и 2-й — с их подтипом 1-го или 2-го (табл. 4, рис. 14).

[illegible]

Палеонтологический расчленяется на три бассейна, из которых выделяется в первую очередь одна географическая зона и водный бассейн формируются в условиях этой зоны. Вулканические и осадочные, плагиогенные и пресные воды, по своему составу различны.

Важнейшими факторами, влияющими на динамику численности населения, являются естественный прирост, смертность, миграция и демографическая структура. В последние десятилетия в большинстве стран мира наблюдается тенденция к снижению естественного прироста населения, что связано с уменьшением рождаемости и увеличением продолжительности жизни. В то же время миграция остается одним из основных факторов, влияющих на демографическую ситуацию в различных странах.

этим способом могут существовать даже и асимметричные зоны. Однако, обладая малым радиусом (по сравнению с радиусом зеркала), могут быть бесформенными и в окладной зоне. При картировании необходимо учитывать приоблакающие соотношения боковой зеркала и боковой створ для каждого района.

[illegible]

Для малых озер, отличающихся преобладанием стока из озер из категории (1) ($\Sigma \text{ст} > 2$), характерна стоковая группа озер, характеризующаяся стоком в приточный тип водоема. Сток в этот тип водоемов составляет около 50%, а из выходящих улавливающих и балансирующих для стока водоемов приходится 75% расхода воды водного баланса. Приток воды в бассейн (Уин) доминирует в приточной части бассейна озера. Для водоемов с относительно большими водобережиями доля стока в приток достигает до 80–90% (Балашовское, Батос, Кубарское и другие озера). В водном балансе группы озер с относительно большими водобережьями преобладают приток с бассейна Печорского водоема (Синевское озеро — до 70% притока) и стока в улавливающий тип водоемов. К стоковым, донным и стоково-донным нейтральным относятся озера с относительно малыми водобережьями. Значение стока выходящих в расходной части бассейна водоемов, имеющих незначительный по сравнению с расходами приток воды отбоя водотоков. Из крупных водоемов Печорского бассейна выделяются Минотер и Юсалин около 70% притока. В СССР только крупные озера этого типа встречаются.

Балжсан үеийн нийслэлтэй тэнцүү, иймд н.с.с.д-ийн хэргийг Ажлынхон

[illegible]

Сухая лопатка исключает деформации, вызванную изгибом и кручением.

Сейчас, воблакистая низинная (пашенная, луговая) местность, заросшая калужкой и донником, отдаленно напоминает Губатку: от теплых степей, образующихся в первом образце единственно водного и болотного бассейна. Губатка — единственный болотный бассейн, почти минеральный озер (та. VI) в области одичавших лесных ландшафтов (та. VIII) болотки обжаривают соевый.

Внутри зон достигнутой четкой подделкой, а именно, соответствующие типы (рис. 5), причинами которых служат различные соотношения составляющих внешнего баланса в его приходной и расходной частях.

и их бассейнов. Озеровидные водоемы регулируют сток, задерживая воды половодий и повышая водополноту рек и энтоны. В районах с недостаточным увлажнением, где истощение с водной поверхности (Z_p) значительно превышает испарение с водосбора (Z_v), озера и водохранилища снижают уровень стока. В увлажненных районах при близких значениях Z_p и Z_v влияние озер на сток является незначительным, что находит отражение в пределах точности расчетов. Эта закономерность выявлена рядом исследований и поправки на поверхность бассейна внесены в формулы для расчета стока¹.

А. А. Соколовым (1935) рассчитано уменьшение стока озером (в % от стока безозерных рек) при различной озерности бассейна и построена карта удельных потерь стока (при озерности, равной 1%) на территории СССР. Эти потери в увлажненной зоне не превышают 1-5%, т. е. находятся в пределах точности расчетов, но в засушливых районах достигают значительных величин (30-80%). Подобные карты, характеризующие уменьшение стока озерами, могут быть построены для бассейнов с различной озерностью.

РИЗНИК УРОВНЕЙ

Изменения и колебания уровней озеровидных водоемов могут происходить при значительных объемах водной массы этих водоемов или при нарушении горизонтального положения их поверхности. Первые связаны с изменением элементов водного баланса, вторые, возникающие деформациями, — с деформацией озерной чаши (котловины, склоны и шаттумы, сейсмизм и др.). Деформации будут рассмотрены в VII главе.

Поверхность воды крупных озеровидных водоемов вследствие деформаций редко и только при шторме бывает горизонтальной. Поэтому уровни на водомерных постах, расположенных в различных пунктах водоема, будут различны. Для ряда расчетов формирования составляющих водного баланса, установление зависимости площади и объема озера от уровня и др.) необходимо знать средний уровень водоема. Этот уровень при наличии на водоеме нескольких водомерных постов определяется как средний взвешенный с учетом частей площади дна, лежащих к водомерным постам.

В расчете среднего уровня допускается постоянство общего объема водной массы водоема при деформациях. Вследствие этого постоянство алгебраическая сумма изменений объемов на отдельных участках будет равна нулю. Обозначим через I_1 ,

$I_2, \dots, I_n$ площади участков дна, лежащих к водомерным постам 1, 2, ..., n, а через $H_1, H_2, \dots, H_n$ — значения уровня на этих участках, получим:

$$I_1 \Delta H_1 + I_2 \Delta H_2 + \dots + I_n \Delta H_n = 0. \quad (9)$$

При небольших изменениях уровня можно считать, что сумма площадей участков дна, равна общей площади акватории водоема (I):

$$I_1 + I_2 + \dots + I_n = I. \quad (10)$$

Умножив последнее равенство на средний отсчетку уровня (H_{cp}), получим:

$$I_1 H_{cp} + I_2 H_{cp} + \dots + I_n H_{cp} = I H_{cp}. \quad (11)$$

Сложив уравнения (9) и (11) и разделив обе части полученного выражения на I_{cp} , можно написать:

$$H_{cp} = \frac{I_1}{I} (H_{cp} + \Delta H_1) + \frac{I_2}{I} (H_{cp} + \Delta H_2) + \dots + \frac{I_n}{I} (H_{cp} + \Delta H_n). \quad (12)$$

Выразив отклонения ΔH_i в виде десятичной дроби, можно рассчитать H_{cp} по уровням $H_{cp} + \Delta H_i$, зафиксированным на водомерных постах. Таким методом могут быть определены как средние значения, так и характерные уровни. При наличии только одного водомерного поста на водоеме средние и характерные уровни определяются способом, описанным в курсах гидрометрии. Погрешность средних и характерных уровней, определяется их повторяемостью и общечисленностью.

Для водохранилищ характерными уровнями являются:

1. Нормальный подпорный горизонт (НПГ) — высокий уровень, который всегда полностью поддерживается водохранилищем охоружением;

2. Формированный уровень (фурсированный горизонт — ФГ) — уровень, представляющий НПГ, могут изменяться только временно, большей частью во время половодий;

3. Уровни сработки:

а) уровень ежегодной (афсептсерекоп) сработки, до которого ежегодно опирается водохранилище с целью лучшего использования стока и срезки максимальных расходов воды;

б) проектный уровень минимальной сработки, соответствующий нормативному, предусмотренному для многолетних неблагоприятных периодов;

в) уровень наибольшей технической сработки, порождение водохранилища, которое включает за собой прекращение исправной работы гидроэнергетических установок;

¹ См. Л. Л. Соколовский А. Речной сток, изд. 2. Гидрометиздат, Л., 1939.

г) уровень наибольшего возможного угноружения может быть достигнут при сбросе воды через все имеющиеся водоспуски (дождевые водоспуски и т.п.).

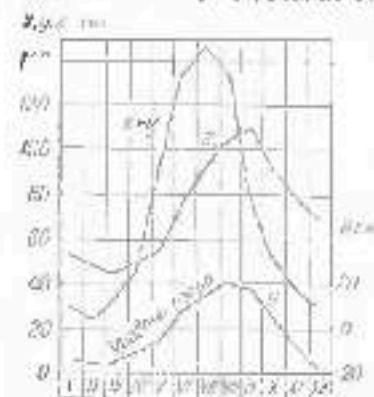
Характерным уровнем водохранилища соответствует определенная величина объема (емкости) его водной массы:

1) емкостью форсировки — объем воды, располагающийся выше ННГ;

2) технически поддающаяся испаряющаяся емкость — ограничивается сверху ННГ, снизу — уровнем прибавленной технической работы;

3) мертвый объем располагается ниже уровня наибольшей технической допустимой работы; верхняя часть его может быть сброшена при достижении уровня наибольшего возможного опорожнения.

Колебания уровня, связанные с изменением объема воды в подпорах, вызывают периодический, стрелковидный ход элементов водного баланса и течение года или более длительного периода, к непериодическим, зависящим от случайных изменений течения или иного элемента баланса.



В случае значительного преобладающего потерь воды из водоема над ее поступлениями может произойти временное пересыхание или полное исчезновение подпора. На рис. 16 приводятся графики колебаний элементов водного баланса и уровня оз. Иссык-Куль, в течение года. Как видно из чертежа, в периоды преобладания приходной части баланса вод расходами превосходит подпор уровня; преобладание расходной части вызывает спад уровня.

Удельный вес отдельных составляющих в водном балансе

водоемов и их годового и многолетнего хода имеют географическую зависимость. При анализе колебаний уровня можно выделить их особенности, характерные для определенных географических районов. Наряду с этим в водном балансе озер одной и той же географической зоны могут преобладать те или другие составляющие в зависимости от конкретных размеров водоема с площадью его водосбора, а чем говорилось выше. Соотношения размеров озера с площадью бассейна, а следовательно и с объемом стока с последнего, существенно влияют на колебания уровня.

В озерах, имеющих небольшие (по сравнению с площадью водосбора) площади зеркала, амплитуда колебаний уровня больше, чем в озерах со значительной площадью зеркала. Так, годовая амплитуда колебаний уровня Ононского озера, площадь водосбора которого всего в 6 раз больше площади зеркала, не превышает 1 м, в то время как в Кузнецком озере (площадь водосбора в 40 раз больше площади зеркала) она достигает 3,5 м. Амплитуда колебаний уровня Теленского озера с площадью во-

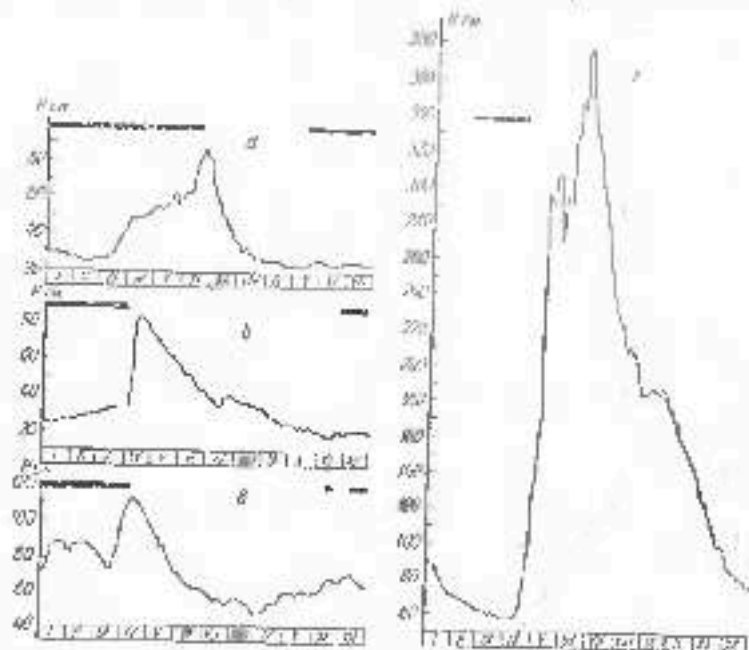


Рис. 17. Графики колебаний уровня озер СССР: а) — озеро Иссык-Куль (Кыргызская АССР), ств. 100 м, площадь 149,15 кв. км., 1945 г.; б) — оз. Кизил-Кумук (Персидская АССР), ств. 126,68 м, 1945 г.; в) — оз. Улун-Куль (Латвийская ССР), ств. 100,26 м, 1946 г.; г) — оз. Теленское (пос. Кизил, ств. 100,65 м, 1949 г.).

досбора, превышающей площадь зеркала в 10 раз, ств. больше (4—5 м).

На территории СССР можно заметить определенные типы режимов уровня озер, связанные с типом и водным балансом этих водоемов.

В зоне достаточного и избыточного увлажнения преобладает снежное питание; сток доминирует как в приходной, так и в расходной частях баланса, потери на испарение сравнительно невелики. В западной части озер существенную роль играют и дожде-

ные воды. В связи с такими особенностями питания и водного баланса в течение года уровень колеблется: подъем в период таяния талых вод, минимальные уровни наступают в конце весны, начале, иногда середине лета. Далее уровень стал устойчивым, продолжается до осени, когда у ряда озер небольшой подъем вызывается дождями. Минимум уровня бывает, в зависимости от

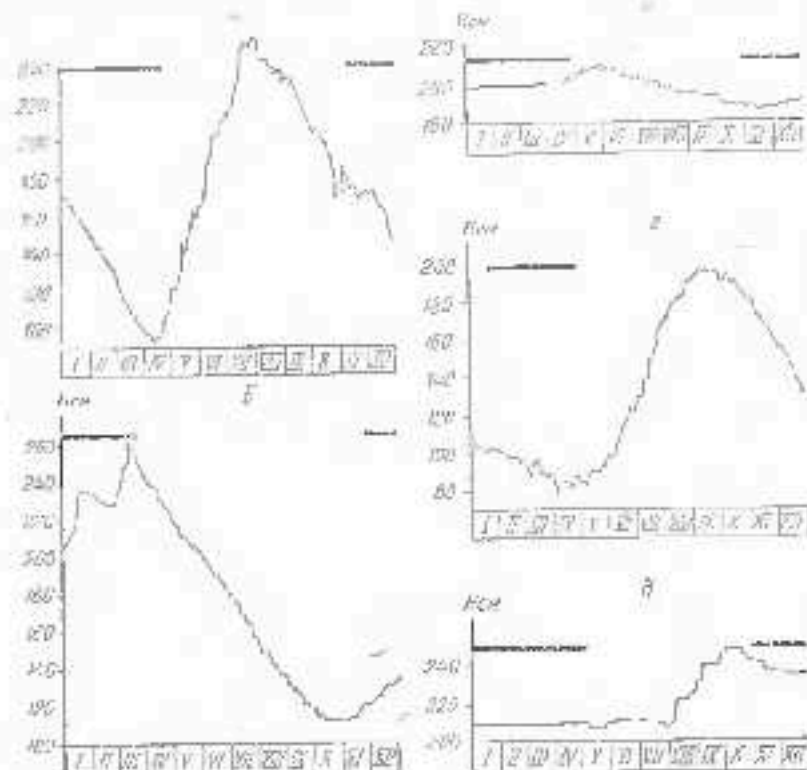


Рис. 18. Графики колебаний уровня озер СССР (для сравнения по высоте лет): а — оз. Байкал-Нор — с. Токтогөл-Алсе, оз. «В» графика 63,0 м укл., 1943 г.; б — оз. Байкал-Куль — с. Динкель-Минусь (Крепкая Азия), оз. «В» графика 146,00 м укл., 1950 г.; в — оз. Убинское — с. Черный мыс (Барыбинская возвышенность) оз. «В» графика 46,26 м укл., 1950 г.; г — оз. Байкал — с. Байкал, оз. «В» графика 454,04 м укл., 1910 г.; д — оз. Селенское (Забайкалье) оз. «В» графика 45,10 м, укл., 1949 г.

метеорологических условий года, бывающей частью в конце зимы (перед началом весеннего подъема), реже осенью (рис. 17). На отлив спада уровней нередко вкладываются подъемы сло от дождей. Амплитуда колебаний уровня крупных озер (Нижне-ское, Оножское) редко превышает 1 м; у меньших по размерам

водоемов она достигает 2,5—3,5 м (Кенозеро, Кубенское) и даже 4—6 м (Икменль).

По мере перехода от увлажненных областей к засушливым в водном балансе начинают играть существенную роль потери воды на испарение; среди озер преобладают бессточные.

Многие озера засушливых областей характеризуются резким весенним подъемом уровня с последующим спадом, вплоть до полного пересыхания в отдельные годы (например, Сарыгское озеро в Прикаспии); для других характерен сравнительно небольшой весенний подъем, после которого уровень медленно понижался в течение лета, поддерживался дождями и грунтовыми водами. Максимум уровня обычно бывает в мае или июне, минимум — осенью и зимой (озера Барыбинской и Кулундинской степей; рис. 18). Амплитуда колебаний уровня сильно варьирует в зависимости от размера озер и условий стока в их бассейнах. В ряде озер она достигает 2—4 м. Для озер, получающих питание от талых вод ледников и высокогорных снегов, характерен летний максимум уровня. Сюда относятся как крупные озера засушливых районов, получающие питание из горных частей бассейнов (Арал, Балхаш, Зайсан), так и горные озера (Телецкое, Иссык-Куль, ряд озер Алтая, Кавказа; рис. 17, 18). В связи с несомненным периодом таяния снегов и ледников на различных высотах в ходе уровней многих озер этого типа отмечается несколько пиков, приходящихся на конец зимы и лето (Телецкое озеро; рис. 17).

Амплитуды колебаний уровня сильно варьируют от 0,5—1 м (Севан, Иссык-Куль) до нескольких метров (Телецкое 4—5 м).

На Дальнем Востоке, в Забайкалье, ряде районов северо-востока Азиатской части СССР, на Камчатке складывается преобладание и питание озер джидовых под, которое у многих водоемов компенсируется со снегом и ледниками.

В зависимости от периода выпадения дождей и от сочетания дождей с другими видами питания максимальные уровни могут наблюдаться летом или осенью. Так для Байкала и ряда забайкальских озер (рис. 18) типичны осенние (сентябрь—октябрь) максимумы. Озера, лежащие в горных частях бассейнов Яны и Индигирки (Саран-Кель, оз. Джера Лондон; рис. 19), имеют подъем уровня в конце весны и начале лета от талых снеговых вод и ряд дождевых пиков в течение лета, почти не уступающих по высоте снеговому. На озерах Камчатки дождевые и талые воды вызывают подъемы уровней с весны до конца лета. Максимум обычно приходится на середину лета. В связи с разнообразием географических условий бассейнов амплитуды колебаний уровней сильно варьируют. Типичным для озер с большой долей дождевого питания является режим уровней оз. Ханка

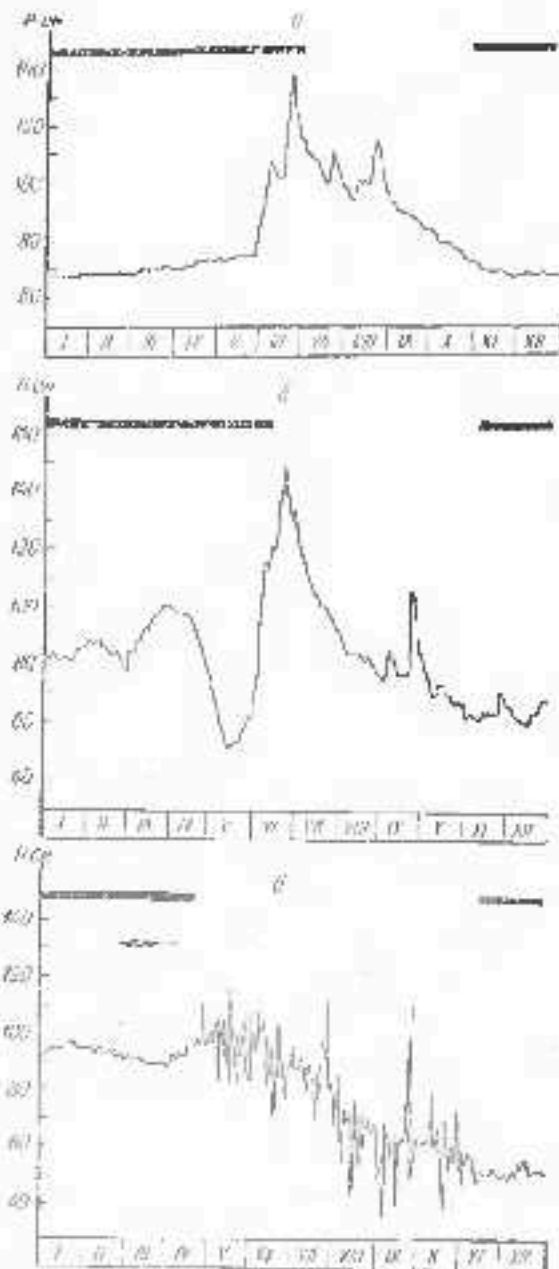


Рис. 15. Профиль колебаний уровня озер СССР (по средним по годам): а — оз. Джонс Лопара — у города Варданта (бассейн р. Колхиды) отн. к профилю 801,27 м усл., 1952 г.; б — оз. Наикиноское — метеостанция Наикино (Кавказ) отн. к профилю 348,35 м, 36%, 1931 г.; в — оз. Хазан — с. Астрахань, отн. к профилю 70,24 м, 36%, 1940 г.

с чередованием пиков в течение всей течения части года (рис. 19). Максимумы в зависимости от распределения осадков и стока приходится в отдельные годы на весну или осень.

Уровень одного и того же озера в различные годы может сильно варьировать в зависимости от особенностей метеорологических условий отдельных лет. Так, например, Н. В. Молчанов для Онежского озера выделяет семь типов годового хода

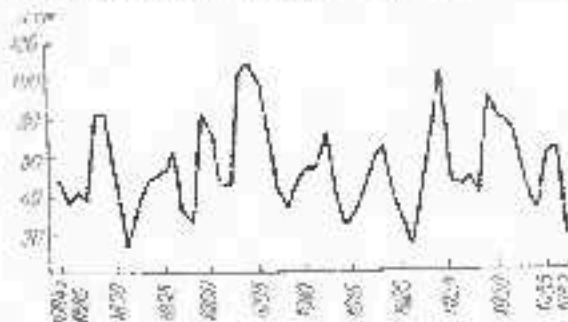


Рис. 22. Средние годовые уровни Онежского озера у южной точки поста Волонтове за 1861—1927 гг. (по Н. В. Молчанову)

уровня. Наиболее характерным для этого озера является подъем уровня весной и в начале лета с последующим спадом до осени, но в отдельные годы высокие уровни держатся до ледоставля, а в другие — весенне-летний подъем выражен слабо.

Рядом исследований установлено наличие сезонных колебаний уровня озер. Такие колебания имеют определенную периодичность и прослеживаются наиболее ясно в степных озерах Западной Сибири, Казахстана, Средней Азии, но отмечены и для озер других районов (рис. 20). Продолжительность циклов изменений объема водной массы озер и связанных с ними колебаний уровня, по исследованиям А. В. Шатилокова, ограничивается периодами в 24—35 и 40—50 лет, редко выходя за эти пределы. Для отдельных районов продолжительность циклов может значительно варьировать. Наличие таких изменений уровня является колебания количества атмосферных осадков, летних температур воздуха и связанного с последними испарения. Эти колебания водного режима озер (в первую очередь их объема и уровней) не имеют определенной направленности и происходят около средних многолетних значений. Кроме этих колебаний, атмосфера имеет длительные периоды уменьшения и увеличения объема водяной массы озер и соответствующих изменений поверхностных их уровней, связанные с длительными засухами и обильными дождями. Повышение увлажнения материков проходит более интенсивно и в сравнительно короткие

периоды времени (около 200—400 лет), температурные станции существуют более длительное время (более 1000 лет) и поэтому более давно. Результаты последних исследований у ряда исследователей, располагавших данными об изменении уровня озера сравнительно короткие промежутки времени (несколько столетий), свидетельствуют о прогрессивном увеличении уровня озера. При анализе многолетних колебаний уровня ряда озер обнаруживается связь их с количеством атмосферных осадков; связь с температурой воздуха не так ярко выражена и прослеживается лучше у озер замкнутых районов.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров П. А. Устье и река, Изд-во МГУ, 1931.
Беланин С. Ю. Особенности течения рекных озер Барановский лимана. «Тр. ГИВ», вып. 38 (124), 1923.
Верт Д. С. Жизнь и жизнь. Гельсингфорс, М., 1947.
Волосинский Б. В. О районировании озер СССР по условиям биологии. «Тр. Изв. Вост. сибир. озер», т. IV, Гидрометиздат, Л., 1939.
Волосинский Б. В. Связь гидрологического климата озер и климата озер СССР. «Вост. Азия», т. 1, вып. 1962, № 2.
Браунинский А. Н. и Павлов В. А. Нормы осадков с поправкой на влажность. Гидрометиздат, Л., 1951.
Давыдов В. К. Водный баланс озера Саян. «Материалы по истории оз. Саян и его бассейнов». Гидрометиздат, Л.—М., 1934.
Давыдов В. К. Гидрография СССР, т. I. Изд-во ЛГУ, 1953; т. II. Изд-во ЛГУ, 1955.
Зайков В. Д. Методы с водной поправкой приливов и малых колебаний на территории СССР. «Тр. ГИВ», вып. 216/217, 1919.
Зайков В. Д. Водный баланс и уровень Аральского моря в связи со строением Голубого туркменского канала. «Тр. ГИВ», 1926, вып. 346.
Молчанов И. Б. Озерное море. Гидрометиздат, Л., 1936.
Муромцевский С. П. Роль гидрологического фактора в формировании гидрологического климата. «Вопр. географ.», № 9, 1938.
Розберг Г. Г. Гидрологический вод. баланс озера Саян и его бассейнов. «Тр. ГИВ», т. II, III, IV, 1919. Гидрометиздат, Л.
Синдлер А. А. Водные озер на берегах реки. «Метеорология и гидрология», 1955, № 1.
Синдлер А. А. Связь водного баланса озер и водного баланса и его бассейнов в гидрологическом климате. «Вопр. гидрол. Изд-во МГУ, 1955.
Синдлер А. А. Водные озер и их бассейны на территории реки. «Тр. ГИВ», вып. 346, т. II, Гидрометиздат, Л., 1939.
Шейнман А. В. Подводный мир озер Кузнецкого и Кузнецкого. «Тр. ГИВ», 1918, вып. 4 (124).
Шейнман А. В. Эволюция водного и климатического климата озера Саян. «Тр. научн. лагерь. Вост. сибир. озер», Изд-во АН СССР, 1936, т. II.
Шейнман А. В. Озера Западной Сибири и Северного Казахстана и их гидрологический климат. «Тр. АН СССР», 1937, т. V.
Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology, vol. 1 (Limnology, Physics and Chemistry). New York, London, 1957.

Галкин В.

ТЕРМИКА И ЛДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

ТЕРМИКА

Термический режим озер обусловлен приходом и расходом тепла из атмосферы и распределением его в водной массе и донном слое. Вода озера всегда содержит большое количество тепла, т. е. обладает некоторым теплозапасом, зависящим от величины и соотношения составляющих теплового баланса. Как поступление, так и расходование тепла обуславливаются в первую очередь через поверхность озера. Распределение тепла в водной массе связано с происходящими в ней движениями, из которых в свою очередь выделяется существенное влияние стрессового теплового. Таким образом, термическое состояние озера в любой промежуток времени является, с одной стороны, функцией географического положения озера и стоячих и связанных с ним климатических условий и погоды, с другой — функцией динамики водных масс, обуславливаемой как воздействием метеорологических факторов и течения, так и рельефом и формой котловины.

Основным источником прихода тепла в озерную водную массу является солнечная радиация (диффузная и рассеянная). Помимо для анализа термического режима необходимо кратко остановиться на особенностях поступления солнечной радиации на водную поверхность, отражения ее в атмосферу и приповерхности воды. Детально эти вопросы рассмотрены в работе В. Д. Зайкова (1955).

Поступление и отражение солнечной радиации

Поступление солнечной радиации на поверхность воды. На рисунке приведены основные факторы, влияющие на количество поступающей на поверхность воды солнечной радиации.

$I_{\text{сол}} = I_{\text{сол}}^0 \cdot \cos \theta \cdot \cos \alpha \cdot \cos \beta$

(1)

Большая часть наблюдений проведена при высоте солнца 20—60°. Цель исследований — установление зависимости альбедо от высоты солнца для озер с водой различного цвета. Результаты исследований приведены на рис. 21.

Рассмотрение данных рис. 21 показывает, что при значительных высотах солнца (более 30°) альбедо исследуемых водоемов (за исключением Белого моря и оз. Трил) принципиально альбедо вычисленное В. Б. Шуваловым, в некоторых случаях в два раза.

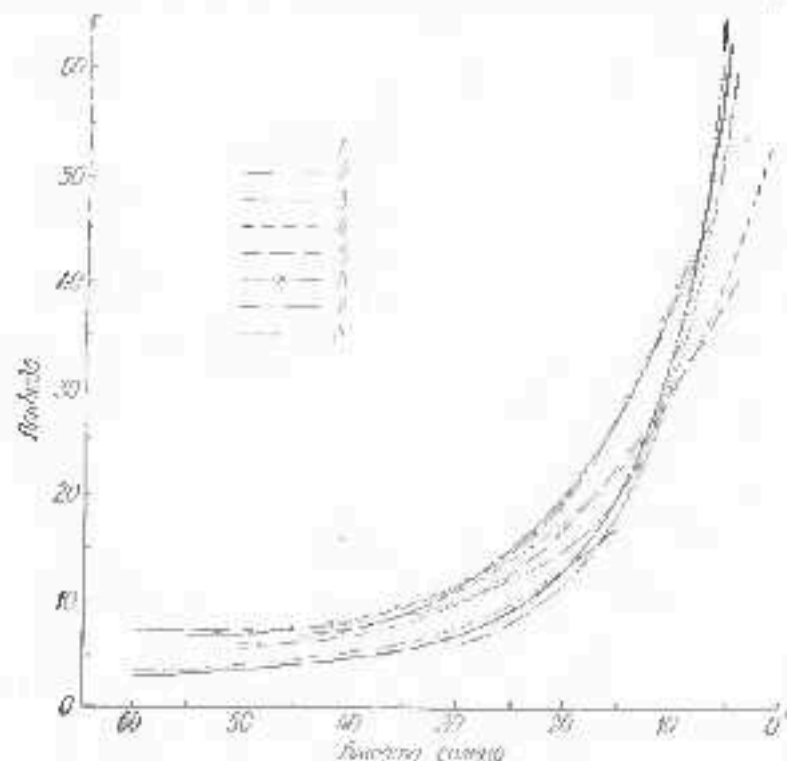


Рис. 21. Альбедо озерной поверхности озер в зависимости от высоты солнца над горизонтом (по В. Б. Шувалову): 1 — озеро Байкал; 2 — озеро Хубсугул; 3 — озеро Иссык-Куль; 4 — озеро Балхаш; 5 — озеро Каспийское; 6 — Белое море.

1 — озеро Байкал; 2 — озеро Хубсугул; 3 — озеро Иссык-Куль; 4 — озеро Балхаш; 5 — озеро Каспийское; 6 — Белое море. Альбедо озерной поверхности озер в зависимости от высоты солнца над горизонтом (по В. Б. Шувалову): 1 — озеро Байкал; 2 — озеро Хубсугул; 3 — озеро Иссык-Куль; 4 — озеро Балхаш; 5 — озеро Каспийское; 6 — Белое море. Альбедо озерной поверхности озер в зависимости от высоты солнца над горизонтом (по В. Б. Шувалову): 1 — озеро Байкал; 2 — озеро Хубсугул; 3 — озеро Иссык-Куль; 4 — озеро Балхаш; 5 — озеро Каспийское; 6 — Белое море.

Кроме при больших высотах солнца идут примерно параллельно друг другу, что свидетельствует о малой роли цветности воды и отражения солнечной радиации. При малых высотах солнца (менее 20—25°) альбедо озер со слабо окрашенной водой быстро возрастает и приближается к расчетному теоретически, альбедо непосредственно окрашенных вод (кривые 4 и 5) — уменьшается. Это различие объясняется преобладанием длинноволновой радиации при низком положении солнца, ослабляющейся менее интенсивно окрашенными водными массами. Исследованиями Бердэ и Дюда установлено, что длинноволновая радиация поглощается окрашенными водными массами сильнее, чем бесцветными. Озеро с сильно окрашенной водой, поглощая бо́льшую часть падающей радиации, охладится не меньше, чем обладающее бесцветной водой.

Многие отражение рассеянной солнечной радиации значительно труднее из-за разнообразия углов падения и различности направления этой радиации, поступающей от различных участков небосвода. В большинстве случаев коэффициент отражения рассеянной радиации от водной поверхности принимается равным 10%.

Коэффициент отражения суммарной солнечной радиации (r_c) может быть рассчитан по формуле:

$$r_c = \frac{Q}{Q + r_p} + \frac{r_s}{Q + r_p} \quad (3)$$

где r_p и r_s — коэффициенты отражения прямой и рассеянной радиации, Q — действительная сумма прямой радиации, q — действительная сумма рассеянной радиации.

Альбедо мутной воды значительно превышает альбедо прозрачной воды (по данным Н. П. Калмына для Ялдинского порта — в 2—3 раза).

А. П. Бердэ и Дюда рассчитали величину средних суточных коэффициентов отражения суммарной радиации по месяцам для географических широт при различной облачности. Анализ полученных им данных позволяет сделать следующие выводы: особенностью отражения прямой, рассеянной и суммарной радиации в широтах и месяцах широты. При облачности 0% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 10% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 20% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 30% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 40% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 50% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 60% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 70% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 80% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 90% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно. При облачности 100% альбедо суммарной радиации в широтах 40° и 50° составляет 0,15 и 0,10 соответственно.

Альбедо по-разному изменяется с увеличением облачности в широтах и высотах широт. В широтах широты на море увеличивается облачность, а следовательно и доля рассеянной радиации, облачная поверхность альбедо, что приводит к увеличению альбедо. В широтах широты, где альбедо прямой радиации

Составляющие этой формулы могут быть вычислены по известности (8 и 9):

$$1) Q_{\text{из}} = \beta \cdot \sigma (273 + t_w)^4, \quad (7)$$

где t_w — температура поверхности воды; β — лучеспускательная способность тела, применяемая для гладкой водной поверхности, равной 0,95; σ — постоянная Стефана — Больцмана, равная $1,189 \cdot 10^{-8} \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп.} \cdot \text{град.}^4$

Подставляя значения параметров, получаем:

$$Q_{\text{из}} = 1,81 \cdot 10^{-7} (273 + t_w)^4 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп.} \quad (8)$$

$$2) Q_{\text{из}} = \sigma (273 + t_{\text{воз}})^4 \left[\frac{\alpha_1 N_1}{15} + \frac{\alpha_2 - (N_2 - N_1)}{10} \right] + A \left(1 - \frac{N_1}{10} \right) \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп.} \quad (9)$$

где $t_{\text{воз}}$ — температура воздуха на высоте 200 см; A , α_1 и α_2 — коэффициенты, зависящие от температуры, влажности воздуха и облачности, определяемые по таблицам, составленным А. П. Браславским; N_1 — облачность в баллах; N_2 — облачность в баллах вверху и внизу.

Точность расчета $Q_{\text{из}}$, повелевая из-за малой точности измерений величин, необходимых для вычислений. Потери тепла эффективным излучением достигают 20—40% от поглощенной водой солнечной радиации.

Потери тепла на испарение и аэродинамическом вихревых явлений является наибольшей из составляющих расходуемой части теплоты. Она зависит в первую очередь от температуры поверхности воды и от количества испаряющейся воды. Формула для определения потерь тепла на испарение ($Q_{\text{ис}}$) имеет следующий вид:

$$Q_{\text{ис}} = E (597 - 0,57 t_w) \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп.} \quad (10)$$

где E — испарение в мм/сут; t_w — температура на поверхности воды; 597 — сырая теплота испарения при 0° в ккал/г.

Величина E вычисляется по формулам испарения с водной поверхности, например по формулам В. Д. Зайцева:

$$E = 0,15 (e_s - e_{\text{воз}}) (1 + 0,72 W_{\text{воз}}) \text{ мм/сут.} \quad (11)$$

или А. П. Браславского и З. А. Вихулиной:

$$E = 0,13 (e_s - e_{\text{воз}}) (1 + 0,72 W_{\text{воз}}) \text{ мм/сут.} \quad (12)$$

где e_s — максимальная упругость водяных паров при температуре поверхности (ммб); $e_{\text{воз}}$ — упругость водяных паров на высоте 200 см над водной поверхностью (ммб); $W_{\text{воз}}$ — скорость ветра на высоте 200 см над водной поверхностью (м/сек).

Для ориентировочных подсчетов испарения с водной поверхности (E) можно использовать карты, составленные В. Д. Зайцевым (1949), А. П. Браславским и З. А. Вихулиной (1954). Математические зависимости, выведенные для определения скорости турбулентного теплообмена воды с атмосферой ($Q_{\text{ат}}$), дают весьма разноречивые результаты.

Определение $Q_{\text{ат}}$ упрощается, если принять общее представление вертикального турбулентного обмена между водной поверхностью и атмосферой единичным для тепла и влаги. Тогда для расчета $Q_{\text{ат}}$ можно применить формулу:

$$Q_{\text{ат}} = 390 \frac{K}{t_{\text{воз}} - t_w} (t_{\text{воз}} - t_w), \quad (13)$$

где $t_{\text{воз}}$ — температура воздуха на высоте 200 см; t_w — температура на поверхности воды; остальные обозначения те же, что и в формулах (11 и 12).

Если рассчитывать испарение по формуле (11), то

$$Q_{\text{ис}} = 5,85 (t_{\text{воз}} - t_w) (1 + 0,72 W_{\text{воз}}) \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{суп.} \quad (14)$$

Применяя вместо формулы (11) формулу (12), получим коэффициент 5,07 вместо 5,85.

Теплообмен с дном ($Q_{\text{дн}}$) практически складывается в теплоном режиме только в зимнее время, когда вода находится в ледяном режиме их водных масс. Теплоемкость воды при незначительной по сравнению с другими составляющими балласта. Величина теплообмена с дном ($Q_{\text{дн}}$) характеризуется уравнением:

$$Q_{\text{дн}} = -\lambda \frac{dt}{dz}, \quad (15)$$

где λ — коэффициент теплопроводности грунта; $\frac{dt}{dz}$ — вертикальный градиент температуры грунта. Поток тепла положительный в направлении убывания температуры, т. е. градиент температуры $\frac{dt}{dz}$ отрицателен (знак минус в левой части уравнения).

Коэффициенты теплопроводности грунтов (λ ккал/см·град·сут) достигают следующих значений: песок, насыщенный водой, — 450; глина, насыщенная водой, — 423; гранит (скальные породы) — 450; ил — 130.

Расчет по приведенной формуле представляет значительные трудности, так как измерений температур в грунте почти нет. Поэтому расчет $Q_{\text{дн}}$ может быть выполнен по формулам, характеризующим распространение температурных полей. Для приближенного расчета теплообмена с дном в тепловодных водоемах в пределах 30—70° с. ш. на территории СССР может быть использована табл. 6.

Таблица 6

Приблизительные значения тепла (тепла с грузом для (кал/см²·сут)
(по А. П. Браславскому)

Месяц	Температура, °C	Средняя глубина озера, м				Месяц	Температура, °C	Средняя глубина озера, м			
		0-5	10	15	20			0-5	10	15	20
I	30	25	13	23	17	VI	30	-23	-19	-16	-14
	50	14	12	11	9		50	-21	-21	-15	-16
	70	8	7	6	5		70	-23	-24	-21	-18
II	30	14	14	11	9	VII	30	-10	-9	-8	-7
	50	9	8	7	6		50	-9	-8	-7	-6
	70	5	4	4	3		70	-8	-7	-6	-5
III	30	-8	-7	-6	-5	IX	30	5	4	4	3
	50	8	7	6	5		50	9	8	7	6
	70	4	4	3	3		70	13	12	10	9
IV	30	-40	-36	-31	-27	X	30	30	27	23	20
	50	-15	-13	-12	-10		50	24	21	18	16
	70	5	4	4	3		70	21	16	16	14
V	30	-39	-29	-25	-22	XI	30	33	28	26	22
	50	-23	-20	-15	-11		50	27	23	21	18
	70	-20	-18	-16	-13		70	20	18	16	15
VI	30	-32	-25	-25	-21	XII	30	26	22	20	24
	50	-34	-30	-26	-23		50	21	19	16	14
	70	-35	-31	-27	-23		70	9	8	7	6

Для расчета количества тепла, поступающего от притоков и ледяных осадков и расходуемого при этапе и таянии твердых осадков, принимаем удельную теплоемкость (C_p) и плотность (ρ) воды разными единицами. Тогда тепло, поступающее с водой притоков (или расходуемая ею сток), будет равно:

$$Q_{\text{теп. в}} = \frac{5,64 \cdot q \cdot t}{l_0} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сут}, \quad (16)$$

где q — средний суточный расход воды (м³/сек), t — температура воды притока (или вытекающего водоток); l_0 — средняя площадь зеркала озера (км²) за расчетный период.

Тепло, приносимое ледяными осадками, вычисляется по формуле:

$$Q_{\text{л}} = \frac{\lambda \cdot l_{\text{ос}}}{10} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сут}, \quad (17)$$

где λ — суточный слой осадков (км); $l_{\text{ос}}$ — температура осадков, замешанная температурой воздуха на высоте 200 см.

На таяние твердых осадков затрачивается тепло:

$$Q_{\text{т}} = \frac{\lambda [80 + 0,5(t_{\text{в}} - t_{\text{л}})]}{10} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сут}, \quad (18)$$

где $t_{\text{в}}$ — температура плавления льда (0°), 80 — скрытая теплота плавления льда (кал/г·град), 0,5 — теплоемкость льда (кал/г·град).

Количество тепла, затраченное на плавление льда или таяние при льдообразовании, рассчитывается по формуле:

$$Q_{\text{л}} = \rho_{\text{л}} h l_{\text{л}} \text{ кал/см}^2, \quad (19)$$

где $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда, г/см³, h — толщина льда, см, $l_{\text{л}}$ — скрытая теплота плавления льда.

Пример годового хода составляющих теплового баланса озера дан на рис. 22. В табл. 7 приведены составляющие теплового баланса для озер различных районов СССР.

Таблица 7

Потери тепла извернутых водоемов на безветренный период в процентах от положительной ледовой тепловой разницы (по А. П. Браславскому)

Водоем	$Q_{\text{в}}$	$Q_{\text{л}}$	$Q_{\text{т}}$	$Q_{\text{теп}}$
оз. Белое	30,0	27,7	10,4	2,9
оз. Сенежское (Московская обл.)	46,0	32,1	18,4	3,0
оз. Кудыкинское (Псковская обл.)	50,9	25,0	19,6	3,5
оз. Убинское (Челябинская обл.)	63,0	27,0	4,5	3,5
оз. Псковское	49,7	28,4	13,4	3,5
Псковское водохранилище	58,5	26,9	16,8	3,8
Велижское водохранилище	68,0	28,0	2,1	1,9
оз. Боровицкое (Псковская)	73,0	23,6	1,0	1,8
Аранинское	63,0	33,0	0,6	0

$Q_{\text{в}}$ — потери тепла на испарение;

$Q_{\text{л}}$ — потери тепла на эффективное таяние;

$Q_{\text{т}}$ — потери тепла на турбулентный теплообмен с атмосферой;

$Q_{\text{теп}}$ — потери тепла на теплообмен с дном.

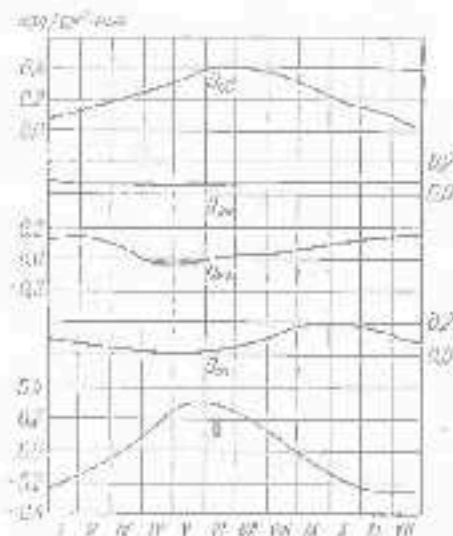


Рис. 29. Годовой ход элементов температурного баланса оз. Саян (по В. Д. Зайкоу).

Q_0 — тепло солнечной радиации, $Q_{\text{эф}}$ — эффективное излучение, $Q_{\text{х}}$ — теплообмен с атмосферой, $Q_{\text{в}}$ — тепло на испарение, Q — общее количество поступающего или расходующего тепла.

Данные таблицы подтверждают, что наибольшие потери тепла происходят на испарение (46–73%) и эффективное излучение (25–33%), значительно меньше потери на турбулентный теплообмен с атмосферой (2–18%) и теплообмен с дном (до 1%).

Проникновение тепла и воды в термический режим водной массы

Проникновение солнечной радиации, подогретой воды, в глубину и распространение тепла в водной массе обусловлено термическими свойствами воды и движением ее слоев под воздействием ее свойств избирательного поглощения солнечной энергии; волны радиации по-разному поглощаются в зависимости от их длины. Наибольшее поглощение имеет инфракрасный (ультрафиолетовая) и малая часть спектра.

Лучи с длиной волны более 1500 мк не проникают глубже 1 см, на глубину 1 м проникают только волны короче 900 мк, на глубине 100 м можно обнаружить лишь волны инфракрасной области спектра с длиной волны 350–500 мк.

По данным расчетов и наблюдений по некоторым водоемам можно заключить, что наиболее интенсивное поглощение сол-

нечной радиации происходит в неглубоком поверхностном слое водной массы. В табл. 8 приведены результаты наблюдений поглощения солнечной радиации в озерах Северамериканских озер (по Берджу и Дажу).

Таблица 8

Поглощение радиации на различных глубинах некоторых Северамериканских озер в процентах от поглощения на поверхности воды чистой воды (по Берджу и Дажу)

Озеро	Цветность воды	Глубина в метрах, на которой прозрачность равна 1 м	Мутность, ед.	Глубина, м							
				0	1	2	3	5	7	11	14
Плато	6	8,3	4,44	100	22	15	—	4,4	2,0	0,64	0,10
Сильвер	5	2,4	7,33	100	25	19	—	3,6	2,3	0,12	0,012
Туртл	68	2,3	27,75	100	7,33	1,24	0,27	0,021	—	—	—
Хелмет	368	0,8	65,50	100	1,10	0,83	0,012	—	—	—	—

ПРИМЕЧАНИЕ. Цветность воды в озерах плато и Сильвер невелика, поэтому в таблице не указаны значения коэффициента поглощения или коэффициента прозрачности или коэффициента оптического. В озерх туртл и хелмет цветность воды велика, поэтому в таблице не указаны значения коэффициента прозрачности.

Из данных табл. 8 можно сделать вывод о том, что в поверхностном слое солнечной энергии в первом метре воды и в большой концентрации ее поглощения водная масса, содержащая взвеси и имеющие темную окраску, по сравнению с прозрачными водами. Так, в озерх с чистой окраской воды (Плато, Сильвер) в малой мутности на глубину 1 м проникает 22–29%, а на глубину 14 м — 4,4–5,6% поступившей на поверхность радиации; в озерх с чистой окраской воды и чистой водой (Туртл, Хелмет) до глубины 1 м доходит всего 1,1–7,3%, а до глубины 5 м — не более 0,02% радиации, идущей на поверхность воды.

Если проанализировать поглощение радиации в первом метре воды (по тем же материалам Берджу и Дажу), то окажется, что в чистой воде 25% поглощается в озерх с чистой мутностью 43–59%, а в озерх с повышенной мутностью — 70–80% падающей радиации.

Рассмотренные особенности поглощения солнечной радиации позволяют заключить, что в неглубоком слое воды и на поверхности воды наиболее интенсивно происходит поглощение тепла

и глубины осуществлялись бы в ничтожных размерах. Об этом свидетельствуют и данные о теплопроводности воды.

Если бы вода была совершенно неподвижна, то нагрев ее до тех температур, которые она имеет в природе, был бы невозможен. Молекулярная теплопроводность неподвижной воды значительно меньше теплопроводности ряда твердых пород (коэффициент теплопроводности неподвижной воды равен 0,0015, песка — 0,0026, гранита — 0,0097).

В неподвижной воде суточные колебания температур ограничены бы только до глубины 40 см, а годовые — до глубины около 8 м. Суточные амплитуды температур уменьшились бы в десять раз уже на глубине 15 см.

В озерах суточные колебания температур проследимы только в глубине нескольких метров, и тогда же обычно захватывают всю водную массу (за исключением некоторых наиболее глубоких озер). Печально маломолекулярная теплопроводность для осуществления теплообмена в таких мощных слоях воды недостаточна, если, что в глубине воды может подняться, только путем переноса его с частицами воды.

Перенос тепла в глубины озера, а следовательно и термический режим глубин, связан с двумя видами перемешивания водной массы — вертикальным обменом частями воды, связанным с разностью плотностей этих частей, и горизонтальным (турбулентным), вызываемым в результате трениями водных масс, вызванного какими-либо динамическими факторами.

Конвекция может привести к нагреву глубинных слоев при нагреве озер только при высоких температурах воды ниже 4° . Поясним это на примере. Если вода какого-либо озера имеет температуру 3° и в поверхностном слое происходит нагрев до 4° , то вода с температурой 4° , как более плотная, погружается в глубину, и на ее место поднимается более холодная и менее плотная вода. Конвекция будет продолжаться (при нагреве поверхностных слоев воды) до тех пор, пока вся вода озера не достигнет температуры 4° . При дальнейшем нагреве тепло будет концентрироваться (при отсутствии перемешивания) только в поверхностном слое. При температурах выше 4° конвекция может лишь охлаждать озеро, так как в этом случае в глубинах будет присутствовать только более холодная (и более плотная) вода. Теплая (следовательно, имеющая меньшую плотность) вода сможет проникать в глубины только под воздействием динамических факторов, т. е. путем турбулентного перемешивания. Фактор, вызывающий это перемешивание в озерах — ветер.

Перемешивание озерных вод распространяется на различную глубину в зависимости от силы ветра, формы и размеров озерной котловины. При сильном ветре в открытом водоеме с достаточной площадью зеркала развивается значительное волнение,

связанное, кроме ветра, с разном уровнем и могущее вызвать полное промерзание его вод до дна.

Теплопроводность льда и особенно снега, покрывающего лед, велика. Средний коэффициент теплопроводности чистого льда равен $0,0054 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$ (при плотности 0,92); коэффициент теплопроводности снега (при плотности 0,15—0,20) колеблется в пределах 0,00015—0,00027. Вследствие малой теплопроводности льда и снега теплообмен водной массой озер с атмосферой и период ледостава (за исключением периода перед вскрытием) практически не сказывается на термическом режиме.

В результате подуплывания и отдачи тепла через водную поверхность и перераспределения его в водной массе в озерах наблюдается различие двух термического режимов.

Рассмотрим особенности распределения температуры в озерах в течение года в пресных озерах зоны умеренного климата.

Важнейший период термического режима начинается у озер с устойчивым ледяным покровом еще задолго до момента вскрытия. Как мы увидим дальше, поздней осенью в этих озерах бывают высокие температуры (обычно близкие к 4°) наблюдаются в придонных слоях воды. Поверхностный слой имеет низкие (и самым верхним слоем близкие к 0°) температуры. Такое распределение температур, обусловленное увеличением плотности пресной воды при ее охлаждении ниже 4° , сохраняется в течение зимнего периода подо льдом (около IV, рис. 23) и носит название обратный температурный стратификации (сложности).

Снег, покрывающий лед большинства озер в зимний период, практически прекращает теплообмен водной массой озера с атмосферой. Весной, по мере таяния снега, солнечная радиация начинает проникать через лед в воду. Интенсивность этого процесса зависит сильно карьерует и зависит от количества осадков на поверхности льда радиации, высоты солнца, толщины

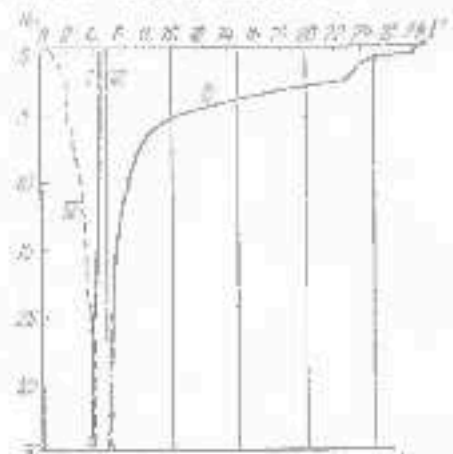


Рис. 23. Кривые изменения температуры воды с глубиной по сезонам в оз. Глубокое Московской обл. (1906—1907 гг.): I — лето (1906 г.); II — лето (1906 г.); III — осень (1906 г.); IV — зима (1907 г.).

и структуры льда и снега на льду. Она достигает максимума при полном окислении поверхности льда от снега. Поскольку, когда льдом не может происходить быстрого перемещения, а следовательно, выходящих потоков immediately при низких температурах и малых градиентах по вертикали, тепло, проникающее через лед, концентрируется в тонком верхнем слое льда. Часть его расходуется далее на таяние льда, другая часть путем очень замедленной свободной конвекции проникает глубже и идет на нагрев воды. Это явление было объяснено Л. Л. Россом и не наблюдалось на Косинских озерах под Москвой, где при подледном нагреве обнаруживались мезотермии (максимум температуры на некоторой глубине) с избыточными температурами на глубинах 0,5—1,75 м. Подледная мезотермия отмечена на озерах ряда озёр. На рис. 24 приведены графики изменения температуры с глубиной в Истринском водохранилище канала им. Молотов на основании наблюдений А. А. Сперанской с помощью электротермометров. Знач. очень редки максимум температур на глубинах 0,25—0,30 м.

Первоначально осенний прогрев происходит при обратной температурной стратификации, которая удерживается в период вскрытия озера (на крупных глубоких озерах в течение длительного времени). После вскрытия озера, с увеличением количества поглощаемой радиации, частицы воды в поверхностном слое нагреваются до температур, близких к 4°, плотность не увеличивается, свободная конвекция, выравнивающая температуры, сначала в верхнем слое, а затем по всей водной массе.

Выравнивание температуры значительно ускоряется ветровым перемешиванием, легко достигаются искомой значительной глубин в связи с малой разностью температур в плоскости воды, а следовательно и малой устойчивостью по вертикали.

Зависимость между температурой и плотностью воды непрямолинейная. Плотность изменяется с изменением температуры медленнее при низких температурах, чем при высоких (табл. 9). Так, например, при изменении температуры на 1° — с 3 до 4° — плотность изменяется на $3 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3$; при изменении же темпе-

ратуры также на 1°, но с 20 до 21° — на $221 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3$. Даже при одинаковых горизонтальных температурных градиентах плотность значительно больше в случае высоких температур, чем низких. Благодаря этому устойчивость водных масс летом возрастает не только с увеличением вертикальных температурных градиентов, но и с повышением температуры воды. В начале осени, когда

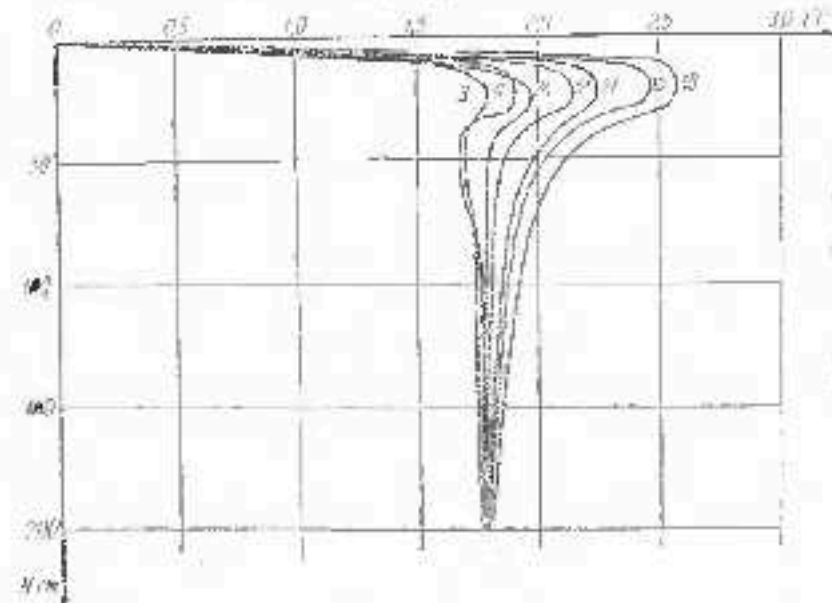


Рис. 24. Изменение температуры воды с глубиной в период подледного нагрева в Истринском водохранилище II—IV—VII и т. (по А. А. Сперанской). Цифры на кривых — числа.

температура воды ниже, вертикальные градиенты температур и плотности невелики, даже небольшой ветер может легко перемешать всю водную массу озера.

В период нагрева при обратной температурной стратификации на озерах часто явление дихотермии (минимум температуры на некоторой глубине). Она возникает в результате того, что свободная конвекция не успевает выровнять температуры нагревающего верхнего слоя и более холодного, сформировавшегося на некоторой глубине в связи с обратной стратификацией. Пример дихотермии для глубокого и большого озера приведен на рис. 25.

Свободная конвекция и ветровое перемешивание приводят озера в состояние весенней гомотермии — наличия одинаковых температур по всей водной массе. При весенней гомо-

Таблица 9
Температура и плотность чистой воды

Температура	Плотность, г/см^3	Температура	Плотность, г/см^3
0°	0,999869	16°	0,998270
1°	0,999831	20°	0,997230
2°	0,999795	24°	0,995723
12°	0,998533	30°	0,993573

термиз вода озера легко перемешивается ветром, вследствие чего водная масса становится однородной по своим характеристикам (минерализации, мутности, насыщению газами и т. п.). Продолжительность и интенсивность вертикального перемешивания чрезвычайно велика для любого из озер, так как в этот период глубинные слои еще насыщаются кислородом.

Гомотермия обычно устанавливается при температурах, близких к 4° , но может продолжаться (при сызких ветрах) и при более высоких температурах. В мелких озерах при большой площади зеркала ветровое перемешивание может поддерживать гомотермию даже в течение всего безледного периода. Некоторые пелагические рыбы, вследствие сильного перемешивания, вступают в весенний термический период в состоянии, очень близком к гомотермии. Приливные температуры их в этот момент достигают минимума. Премьером такого типа озер может служить Севан.

В конце весеннего термического периода по мере дальнейшего нагрева поверхности озера (особенно в течение ночных выходов) разность температур поверхностных и глубинных слоев воды увеличивается. Увеличиваются вертикальные температурные градиенты и еще более интенсивно вертикальные градиенты плотности воды. По мере увеличения разности температур между верхними и глубинными слоями воды градиенты плотностей возрастают столь значительно, что создают в водной массе такую устойчивость, которую ветровое перемешивание может преодолеть только до некоторой глубины, обусловленной морфострическими особенностями озера, степенью нагрева и силой ветра. На этой глубине градиенты температур и плотностей воды достигают наибольшей величины по вертикали. В озере устанавливается прямая температурная стратификация, характеризующаяся понижением температуры с глубиной. Озеро делится на вертикальные термические ярусы, количество которых заканчивается весенний период термического режима.

Наступает летний период водобоя теплооборота озера, для которого характерно убывание температуры с глубиной и

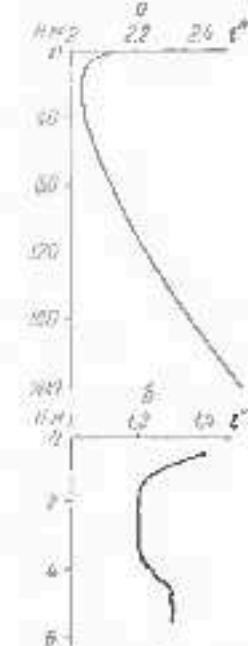


Рис. 25. Гомотермия в озерах:
а — оз. Севан, 22/V—1931 г., б — оз. Севан, 22/V—1934 г.

в большинстве озер четкая дельта водной массы на термическом этапе. Для значительного перемешивания озера требуется ветер уже значительной силы. Поэтому ветром перемешивается только сравнительно небольшая верхняя часть воды, в которой устанавливается однородная, более высокая, чем в глубинных слоях, температура. Между этой частью поверхностного слоя и холодными глубинными располагается тонкий (от нескольких дециметров

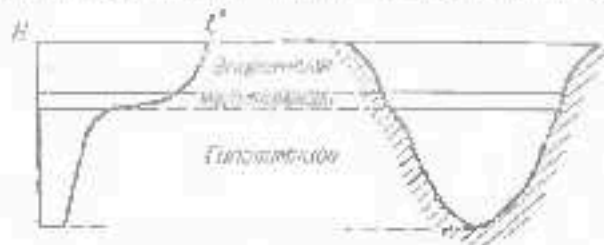


Рис. 26. Вертикальные термические ярусы в озере

до нескольких метров) слой рывка. В этом слое температура резко понижается с глубиной. Таким образом, в озере четко выделяются три вертикальные термические зоны (рис. 28, кривая II в рис. 26). В верхней зоне (эпиплинион), жаркой сильнее двух остальных, температуры по вертикали убывают очень незначительно. Средний слой (метапелинион, или слой температурного скачка) характеризуется резким падением (скачком) температуры с глубиной. Разность температур в ней может достигать (в жаркое и тихое лето) 20 и более градусов, а вертикальный градиент температуры — 8—10° на 1 м. Нижний, относительно холодный слой (гипоплинион) отличается плавным и незначительным понижением температуры с глубиной.

На первом этапе летнего термического периода вертикальные температурные зоны зота существуют, но они весьма неустойчивы. Градиенты температур и плотности воды в слое скачка не настолько велики, чтобы создать достаточно сопротивление перемешиванию при сильных ветрах. Слой скачка может опускаться в результате перекашивания на значительные глубины, а в верхних слоях, при наступлении после ветровых штилей погоды, возникает новый слой скачка, уничтожающийся или погружающийся и снова emerging при озаре на глубину. Таким образом, при чередовании ветреной и штилевой погоды, не только весной, но и летом, в водной массе может наблюдаться несколько слоев скачка, расположенных один над другим. Скачки эти весьма неустойчивы и легко уничтожаются при штормовых ветрах.

Между метеорологическими условиями весны и началом глубинных слоев озер существует тесная зависимость. Если весна теплая и дружная, то в озере (только при слабых вырвах) быстро возникает прямая стратификация, и слой температурного скачка располагается высоко (близко к поверхности), глубинные слои воды не успевают прогреться и в июле-августе долго сохраняются низкие температуры.

В случае холодной и затяжной весны стратификация продолжается дольше, и глубинные слои успевают проникнуть бо́льшие

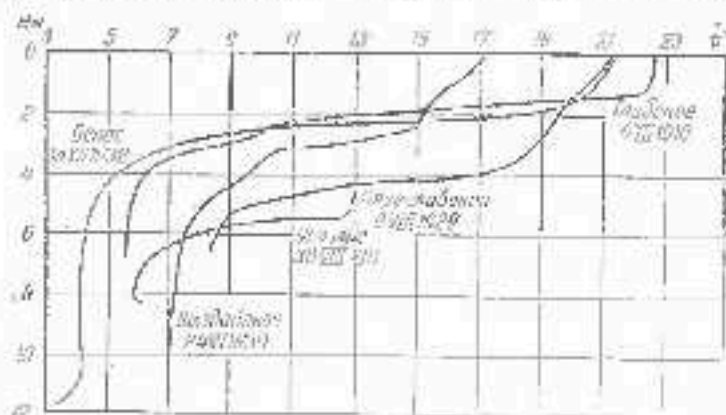


Рис. 27. Прямая температурная стратификация в озерах средней глубины (Европейская часть СССР (по С. Г. Леонидову))

количества тепла и воды; температурный скачок имеет более высокие температуры.

Положение слоя температурного скачка (метамикцион) связано со средним прогревом поверхностных слоев воды, слоем ветра и морфометрическими особенностями котловина. Чем сильнее ветер, тем глубже при прочих равных условиях расположен слой скачка. Вполне естественно, что в различных озерах даже одной географической зоны слой скачка располагается на разных глубинах и положение его меняется в отдельные годы. Для иллюстрации сказанного на рис. 27 приведены кривые распределения температур по вертикали в различных озерах СССР (по С. Г. Леонидову).

В глубоких озерах даже в течение одного лета может наблюдаться в зависимости от метеорологических условий чередование вертикальных распределений с прямой стратификацией, без термических зон и даже с почти полной гомогенностью (рис. 28).

Метамикцион обычно достигает 2—10 м, а в сильных ветреных озерах, как например Сели и Урозеро, 18—20 м. Метамикцион занимает слой от нескольких дециметров

до 2—7 м и только в редких случаях — до нескольких десятков метров (Сели — 15 м, Урозеро — 40 м).

В озерах с открытым, доступным для ветра берегами переизменение вод скачка и слой температурного скачка располо-

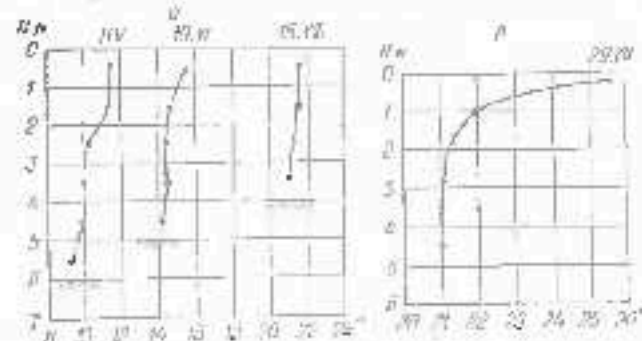


Рис. 28. Распределение температуры воды по вертикали в оз. Селенге летом 1924 г. у-шх. Третья: а — от берега, б — от центра

мая глубине. В озерах, обладающих большой площадью берегов при малой глубине, переизменение скачка, чем в глубоких

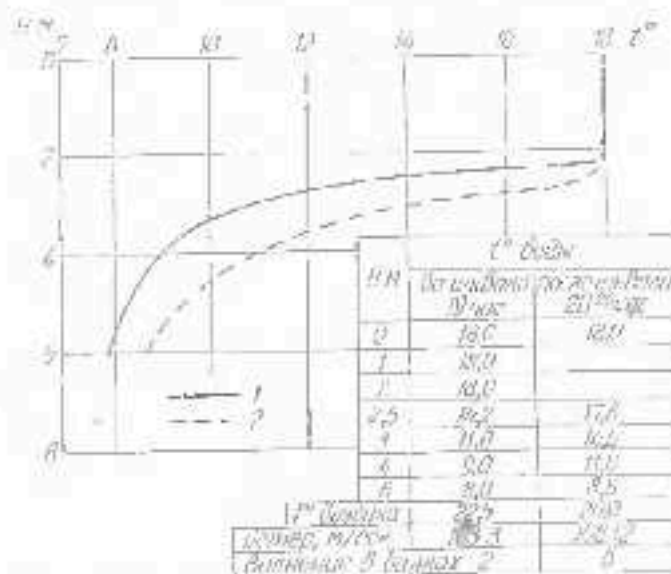


Рис. 29. Изменение положения слоя температурного скачка в оз. Селенге (Монгольская обл.) IV-VI-1924 г.г. 1 — от берега, 2 — от центра

озерах с относительно малой площадью. Поэтому в мелких озерах этой температурной стратификации лежит ближе ко дну, а во многих из них его не бывает в течение всего лета.

Сильные ветры вызывают в озере погружение слоя скачка на большие глубины и охлаждение эпилимниона за счет смешивания его вод с водной верхней массой гипolimниона (рис. 29).

В летний период, при относительной стабилизации термических зон, теплообмен с атмосферой осуществляется практически

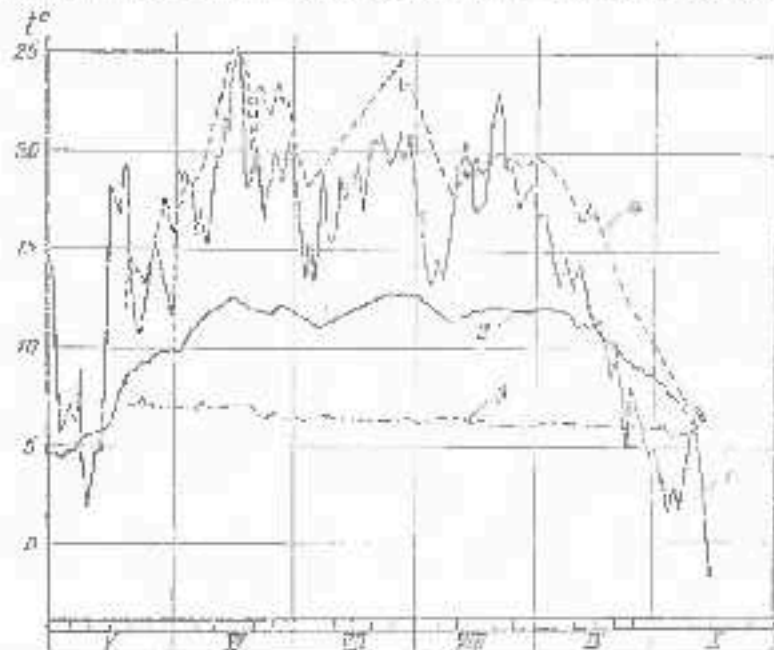


Рис. 30. Графики колебаний средних температур воздуха и воды (оз. Глубокое 1946 г.)

1 — среднесуточная температура воздуха, 2 — средняя температура водной массы озера, 3 — средняя температура гипolimниона, 4 — средняя температура эпилимниона.

только за счет эпилимниона. Поэтому ход средней температуры эпилимниона довольно близок к ходу среднесуточных температур воздуха, и то время как график колебаний средней температуры всей водной массы имеет более сглаженный вид, а средняя температур гипolimниона почти постоянна в течение всего лета (рис. 30).

Гипolimнион термически изолирован слоем температурного скачка от воздействия атмосферы.

Эпилимнион, металимнион и гипolimнион обладают не только специфическими термическими свойствами, но и яв-

ляются зонами, в которых резко различен химический, газовый и биологический режим, так как при значительных градиентах плотности воды обмен вод между ними затруднен, а в ряде озер его практически не происходит.

Эпилимнион получает из воздуха кислород, и тем достаточно благоприятен световой режим и богато развит органическая жизнь.

Металимнион является (благодаря большому количеству градиентов) природной лабораторией для изучения процессов перемешивания и броуновского движения кислорода и гипolimниона.

Он непроницаем и для ряда планктонных организмов. В гипolimнионе озер, донные отложения которых богаты органическими веществами, летом ощущается значительный дефицит кислорода, расходуемого на разложение органиче-

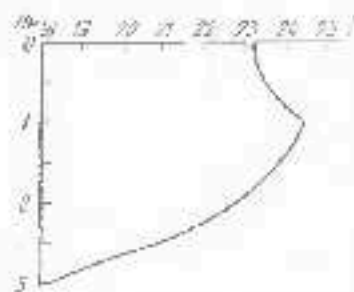


Рис. 31. Изменение температуры воды в оз. Глубокое 26/VI—1946 г.

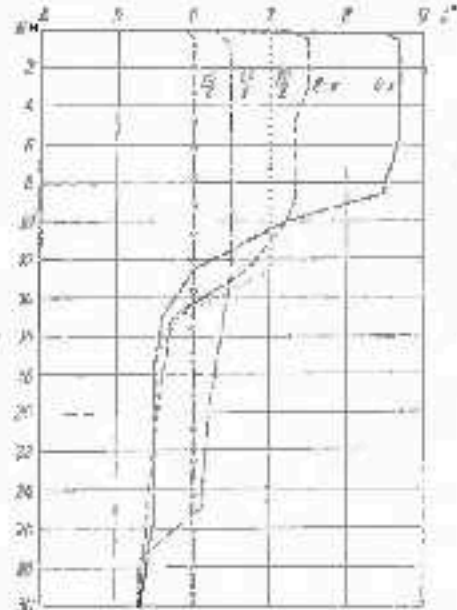


Рис. 32. Изменение температуры воды с глубиной в оз. Глубокое (Масштабский облик) осенью 1946 г.

ского питания и дыхания подних организмов.

Летом при прямой стратификации в верхних слоях под оз. утром (ранее вечера), особенно в ясную штилевую погоду, наблюдается мезотермия, вызываемая охлаждением поверхностного слоя при сильном излучении и уничтожаемая днем ветряным перемешиванием (рис. 31).

В конце летнего периода (для озер средних широт (ХД) обычно в августе) начинается охлаждение водных масс, обусловленное преобладанием теплоотдачи с водной поверхности над

* Планктонными называются мелкие организмы, обитающие в водной среде в свободном состоянии.

приходящих течений. Это охлаждение некоторым образом происходит при наличии прямой температурной стратификации и вертикальных термических зон, которые так или иначе изменяются перемещением и перераспределением тепла.

Промежуток времени от начала охлаждения до установления гомогенности, в течение которого летние термические особенности водной массы еще сохраняются, можно считать переходным этапом к осени, так как это летне-осенний этап термического режима, аналогично весенне-летнему этапу в период нагрева. Охлаждение поверхности слоя воды вызывает эвклипацию; охлажденные частицы перемещаются вглубь, более теплые — в верхние слои. В связи с тем что охлаждение верхнего слоя воды происходит быстрее, чем выравнивание температур в эпилимнионе конвекцией, в озерах возникает метатермия, аналогичная летней метатермии.

Конвекция особенно усиливается ночью и при резких похолоданиях. Эпилимнион при этом охлаждается, разность температур и плотностей воды между ним и гипolimнионом увеличивается. При меньшей разности плотностей слоев воды перемещаются большие массы воды. Благодаря перемещиванию слоев температурного скачка разрушается, увеличивается мощность эпилимниона и уменьшаются вертикальные градиенты температур в металимнионе. Охлаждение эпилимниона и погружение слоев воды продолжается до тех пор, пока разность температур (и плотностей) воды значительно не снизится настолько, что дальнейшее перемещивание достигнет глубин озера и установится осенний гомотермизм, в период которого водная масса озера представляет собой как бы единую эвклипацию.

На рис. 22 изображено распределение температур по вертикали в озере в период охлаждения. При последовательном рассмотрении приведенных кривых ясно видно разрушение слоев температурного скачка и уменьшение градиентов температур в нем.

Интенсивности и глубины перемещивания зависят, так же как и в другие периоды, от морфологии котловины. В глубоководных озерах (Байкал и др.) ветровое перемещивание не захватывает всей водной толщи и ограничивается обычно слоем около 300 м.

Гомотермия может возникнуть при самых различных температурах и зависит от силы ветра, температуры гипolimниона и морфологических особенностей котловины. Чем выше температура гипolimниона и чем меньше глубина, тем при прочих равных условиях раньше и при более высоких температурах наступает гомотермия. Например, по данным Б. Д. Зайкова, в районе максимальных глубин озера Севан гомотермия наступает

в конце декабря при температурах около 5°, а на участках с глубинами порядка 30 м — в конце октября — начале ноября при температурах 10—12°.

Состояние осенней гомотермии проявляется, нарушаясь (особенно в небольших озерах) прямой стратификацией в отдельные осенние дни, до тех пор, пока температура воды в озере не достигнет значений, близких к 4°. При этом, сила турбулентности достаточна для перемещивания озера, охлаждение всей водной массы и состояние гомотермии продолжается при температурах ниже 4°.

В осенний период, так же как и весной, глубинные слои под обогащаются кислородом, но в большей степени, так как низкая температура воды, способствующая большему растворению кислорода, держится дольше. При дальнейшем охлаждении верхних слоев воды до температур ниже 4° плотность их становится меньше плотности глубинных под, имеющих температуры, близкие к 4°. Свободная конвекция прерывается. Поднимается разность плотностей воды, затрудняющая перемещивание.

В озере устанавливается обратная температурная стратификация кривая (IV; рис. 23), характерная для зимнего периода термического режима.

В мелководных озерах, открытых для воздействия ветра, перемещивание, вызывая поступление тепла из глубин, может охлаждать поверхностный слой воды до 0°, происходит значительная потеря тепла, а для периода заморозки характерны низкие температуры по всей водной толще. Даже на таком крупном озере, как Байкал, в момент замерзания температура у дна составляет около 1°, во всей же остальной массе воды — ниже 1°. Малые озера, защищенные от ветра, сохраняют при замерзании больше тепла. Особенно ярко это заметно на небольших озерах Крайнего Севера, где при южных или слабых ветрах теплоотдача идет с самой поверхности воды. Например, в оз. Сардскаш (в районе г. Верхоянска) в момент замерзания 2/IX—1902 г. температура на глубине нескольких сантиметров была 4,1—4,2°.

В глубоких озерах вся водная масса не успевает выхладиться к моменту замерзания, и на глубинах температура обычно близка к 4°.

На незамороженных озерах охлаждение, особенно интенсивное при ветровом перемещивании и циркуляции, продолжается в течение всей зимы. Температура воды в них достигает минимума перед началом весеннего таяния: на тех же реках, глубина которых не очень велика, к концу зимы устанавливается гомотермия.

В мелководных и средней глубины озерах и незамороженных минимальные температуры наблюдаются в период дождей. Далее, в слабо проточных или застойных водоемах, происходит

подсвечивает нагрев воды за счет теплоотдачи дна, прогоняя холод до кожан зимы.

Прогресс ощущается не только в прибрежных слоях, но и в глубине распространяется вверх. В Белом море (группа Кисельских озер и Мусковской обл.), например, с 6.XII—1928 г. (3-й день после замерзания) до 14.I—1929 г. температура повысилась на глубине 12 м на 1°30, на 6 м — 1°10, на 4 м — на 0°50 и на 2 м — на 0°38. Интенсивность прогрева во второй половине зимы уменьшается как вследствие вечеринной записи тепла в донных отложениях, так и в результате уменьшения разницы между температурами дна и придонного слоя воды.

В проточных водоемах часть тепла, поступающего со дна, уходит вытекающей рекой, теплоотдача для аккумуляции быстрее и прогрев заканчивается обычно в середине зимы, и период зимнего максимума температуры. После этого происходит охлаждение и перед началом весеннего прогрева наступает второй минимум температуры.

Теплообмен водной массы с дном в мелких озерах обходит некоторыми специфическими чертами, связанными с морфологией котловины. Чем меньше глубина озера и чем больше площадь, занимаемая в нем мелководью, тем сильнее прогревается и зимой грунт дна. Сильно прогретый грунт мелководья начинает отдавать тепло водной массе значительно раньше, чем более холодный грунт глубинных участков. Теплоотдача дна в мелких озерах и на дельтах крупных озер начинается в конце лета — начале осени. Поскольку дно в мелких озерах прогревается сильнее, в обмен их водной массой вода, теплоотдача в них идет интенсивнее и продолжительнее. Уменьшение зимнего прогрева может происходить в результате боковой теплоотдачи осенью, понижающей теплозапас дна.

В глубоких озерах тепловой потек от дна столь незначителен, что не показывает сколько-нибудь существенного влияния на зимний термический режим. В этих озерах охлаждение продолжается и после ледостава, но интенсивность его резко уменьшается по сравнению с охлаждением открытой поверхности вследствие теплоизолирующего воздействия льда и снега.

Горизонтальное распределение температур в озерах всегда характеризуется большей или меньшей неоднородностью. Чем сложнее форма озерной котловины и в особенности очертания береговой линии, тем резче выражена горизонтальная неоднородность температур. Различия температур прибрежных и открытых частей наблюдается даже в несложных озерных простейшей формы. Как вода, так и дно в прибрежной части прогревается и охлаждается быстрее, чем в открытой. В некоторых озерах летней температурой у берегов достигают 12—14°, а в открытой части только 6—7°.

В озерах со сложной котловиной, расчлененной на плечи, температурные особенности отдельных частей могут отличаться весьма резко, особенно весной и осенью. Часто весной и в начале лета, когда в заливах крупного озера уже установилась прямая стратификация и определялись термические зоны, в открытой



Рис. 33. Распределение температур воды на поверхности оз. Онега в марте и мае (1927—1930 гг.) (по И. В. Молчанову)

части еще продолжается заморозка. Странно наоборот — в прибрежных частях озера температурный выступается раньше, чем в открытой части. И. В. Молчанов указывает, что в Онежском озере, благодаря сильному расчленению котловины, в мае 1927 г. в разных частях озера наблюдались три различных распределения температур по вертикали, обратные стратификация, сохранявшаяся от зимнего периода, температурная и прямая стратификация.

Резко отличается режим открытой части озера от режима заливов и прибрежных участков, защищенных водной растительностью. Так, на оз. Цаси (Сарпинское озеро в Прикаспии) 5 VIII—1918 г. в прибрежной зоне (50—70 м от берега), защищенной тростниками, поверхностная температура была 28,2, и уже на участке с глубиной 30—50 м резко выражавался режим температурной



Рис. 34. Распределение температуры воды на поверхности оз. Севан в августе и ноябре (1927—1930 гг.) (по В. К. Давидову)

расслоение и слой температурного скачка. В открытой же части озера (глубина 1,6 м) была почти полная гомогенность и поверхностная температура не превышала 25,8.

Различия в термическом режиме прибрежной и открытой частей большого озера хорошо видно на приведенных схемах (рис. 33, 34) распределения температур на поверхности оз. Севан.

В море температура в прибрежных районах, покрывавшихся зимой льдом, ниже, чем в открытой части водоема, и по-

Таблица 10

Нагрев поверхностной воды в Петрозаводском губу Финского моря после ветров 4 и 5 VIII, 1925 г. (по В. К. Давидову)

Глубина, м	Температура	
	31 июля (до ветра)	6 августа (после ветра)
0	21,0	17,6
5	16,0	16,8
8	10,0	16,7
10	8,0	—
12	—	16,4
15	7,0	13,5
22	—	13,4
24	6,0	—

таких прибрежных участках уже скаплился осенний нагрев. В мае прогрев схватывает всю прибрежную часть озера, и разница среднемесячных температур между отдельными его частями достигает наибольшей величины (4,8). В августе температура в открытой части озера также ниже, чем у берегов; более низкие температуры у восточного берега обусловлены широким стоком теплых вод к западным берегам. В ноябре охлаждение становится сильнее у берегов, чем в открытой части озера, где сохраняется еще значительный запас тепла.

Резко нарушение горизонтальной однородности температур возникает при стоке нагонных ветров. Тонкая слабая переменная ветры способствуют равномерному распределению температур. Стоки вызывают резкое понижение температур воды у подветренных берегов (на Теленком озере летом при стоках температура понижалась от 14 до 9° и от 12 до 8°, а на Байкале летом 1925 г. понижение температур при стоковом ветре в штирме достигало 10°). Разность температур между нагонными и стоковыми участками достигает нескольких градусов. Нагрев вод при нагоне мало стимулируется в табл. 10.

На оз. Байкал средние годовые температуры воды, в результате преобладающих западных ветров, на 0,5 ниже у западных берегов, чем у восточных; летом эти различия среднемесячных температур достигают 2—4°.

При нагонных ветрах в поверхностных слоях у наветренного берега концентрируется более теплая вода, поступающая туда вследствие ветровых течений от подветренного берега. Изотермические поверхности дают наклон в сторону нагона. След температурного скачка на участке нагона «обостряется», становится

толщине, а разности температур в них ниче. У противоположного берега конвексионным течением поднимается холодная вода из придонных слоев и слой скачка бывает слабо выражен (рис. 35). После превращения озера наклон изотерм в верхнем слое сохраняется, а в нижнем (гиполимнионе) становится аб-

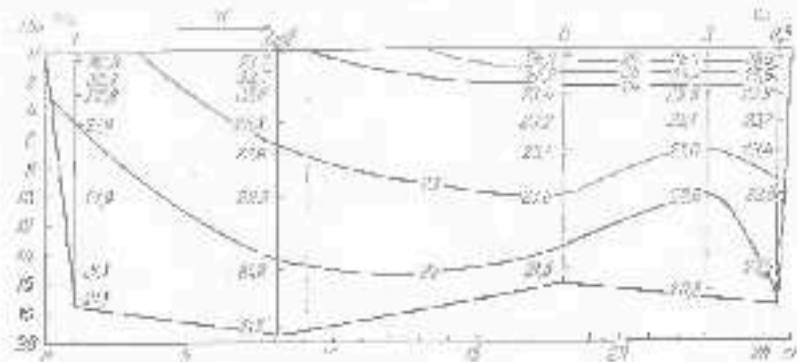


Рис. 34. Распределение температуры при стояно-плавании изотерм в нижней части Цематского водохранилища (осень Приамурский — ж. Казинченский 30/VII—1957 г.)

ратным, благодаря чему сохраняется равновесие слоев воды у обоих берегов (рис. 36). Это положение со временем ликвидируется течениями. Колебания слоев воды с различной темпера-

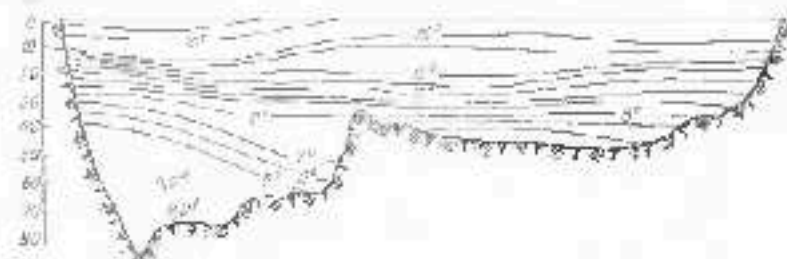


Рис. 35. Положение изотерм в оз. Свезь после похолод. 8. 9/VIII 1932 г. (по В. Е. Давыдову)

турой при внутренних волнах и гребнях вызывают периодические колебания температур воды в различных участках озера. Горизонтальные градиенты температур воды в озерах велики, кроме случаев нагонов, вызывающих наплыв изотермических поверхностей, также под влиянием течений и поступления вод поверхностного и грунтового слоев.

Термический режим соляных озер столь своеобразен, что на нем следует остановиться особо. В водах

с высокой минерализацией конвективные перемешивания в большой степени связаны с наличием различия в плотностях, чем с температурными. Верховое перемешивание в них затруднено большой плотностью. Термические сдвиги минеральных вод и особенно рассолов существенно отделяют их от пресных вод. Рассолы имеют минеральных зернистой плотности температурой 20° и более ниже нуля. Летом при слабом перемешивании и меньшей, чем у пресных вод, теплоемкости, они прогреваются до 50—60°. Поэтому такие озера характеризуются огромной амплитудой годовых колебаний температур (порядка 40—50°). Подобные часто такие колебания температур можно обнаружить в глубоких озерах, расположенных в затопленных сохраних разрабатках или озерах купели.

В некоторых минеральных озерах может наблюдаться в любой сезон только прямая или только обратная температурная стратификация, в зависимости от того, какова температура наиболее минерализованных вод, расположенных в придонных слоях. Так Тиньянское в озере вулканического происхождения Ульмер Маар отмечены в августе 1911 г. более высокие температуры у дна, чем у поверхности. Минерализация в верхних слоях воды этого озера была 184 мг/л, а нижних — 500 мг/л.

В критериях озерх Индонезии, по данным Руттера, температуры у дна достигают 90°, в то время как на поверхности они близки к температурам воздуха. Глубокие озера с высокой минерализацией вод, расположенные в районах с холодной зимой, характеризуются низкими базисными температурами рассолов, сохраняющимися зимой под. Это обусловлено сильным влиянием выхолаживания, сопровождающимся конвекцией, малой теплопроводностью рассолов, отсутствием перемешивания в теплый период.

В некоторых глубоких минеральных озерах перепады температуры рапы и смежные слои и хранимых дождевых слоев сохраняются из года в год. А. Н. Дзенецкий назвал это явление «озерной многолетней верхушкой». В ряде египетских примеров им приводятся данные по термике оз. Разола (площадь зеркала 7 км, глубина — до 21 м), возникшего в долине Нилской дельты в 1906 г. из воды затопленных р. Песчаной соляных вод (рис. 37, 38). Озеро зимой не замерзает из-за высокой концентрации рапы. Температуры на поверхности достигают зимой — 21,5°, летом + 36,5°. Значительные годовые колебания температур ощущаются до глубины 3 м. Ниже 3,5—4,5 м температура крутизной 1°/м становится. На глубинах 3—7 м заметны незначительные годовые колебания температур. Летом прогревается только верхний слой воды (3—4 м,

* См. А. Н. Дзенецкий — Дзенецкий, Минеральные озера Нилской дельты. Тр. Инст. географии АН СССР, 1935, т. 11.

на мелководье — 5 м). Слой температурного скачка в июле и августе расположен на глубине 3—4 м. Падение температур в нем 13—20° и более (рис. 38). В расхождении к востоку от оз. Раздолье на Душну колебания температур на поверхности воды — от 28 до 13°, придонные температуры здесь под отрицательными (летом — 0,5; —3°). В мелких соляных озерах летом происходит сильный нагрев рапы и особенно донных отложений. Этому нагреву сильно способствует тонкий слой распределенной воды, покрывающей в сухую погоду рапу некоторых из них и

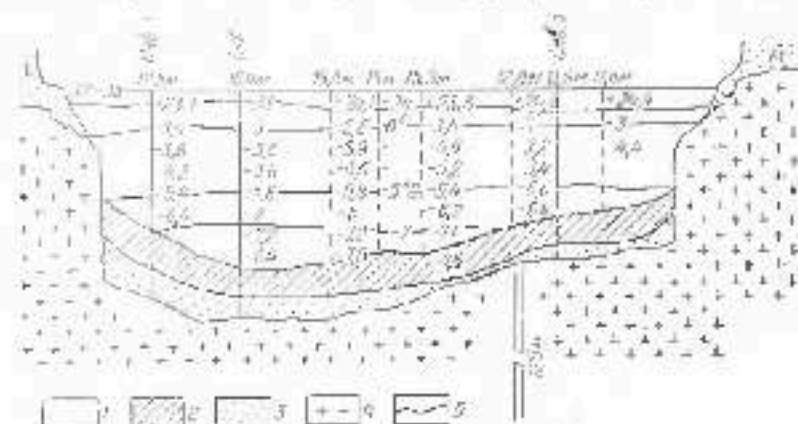


Рис. 37. Термический профиль оз. Раздолье 1/VIII—1957 г. по А. И. Дзеве-Литовскому:
1 — галка; 2 — квадрат кристаллического натрия; 3 — песок и гравий; 4 — кристаллическая соль; 5 — дно.

создающий гарниковый эффект. А. И. Дзеве-Литовский указывает, что температура рассола, покрытая пресной водой в Крыму, Кулунде, Кара-Кумах, превышает температуру пресной воды на 25—30°, а температура илоса — на 30—40°. Им измерены 15/VIII—1945 г. температуры в горячем озере в районе с. Бурлинского в Кулунде: температура воздуха 37°, слой пресной воды в озере 35°, рассола на глубине 25 см 46°, донных илов пресной 62°. На оз. Султан-Санджар в Кара-Кумах в июле 1932 г. отмечены температура слоя (5—7 см) пресной воды 40°, рассола под пресной водой 69°, черного ила под рассолом мелководья 35 см 75°. В самом мелком из озер сызган. Илецкой заповиты — Тузлукском (глубина 0,50—0,65 м), расположенном в 150 м от оз. Раздолье, температура летом на поверхности 25—30°, температура рапы (под пресной водой) 55—60°, илов 67°.

В некоторых минеральных озерах, в которых вследствие разной неоднородности солености по вертикали, перемешивание не захватывает всей толщи воды, глубинные слои сохраняют в те-

чение всей зимы значительную часть тепла, полученного летом. В них температура придонных слоев может быть зимой положительной при отрицательной температуре верхних слоев воды. Примером может служить оз. Шукет в Хакасской АО. Экспедицией географического факультета МГУ в 1958 г. в этом озере обнаружены следующие температуры и соленость воды:

Дата	Глубина, м	t	‰
июль 22/VII	0,1	—1° 06	31,3
	4,5	8° 43	153,5
август 5/VIII	0,1	17° 13	15,1
	4,5	17° 19	58,8

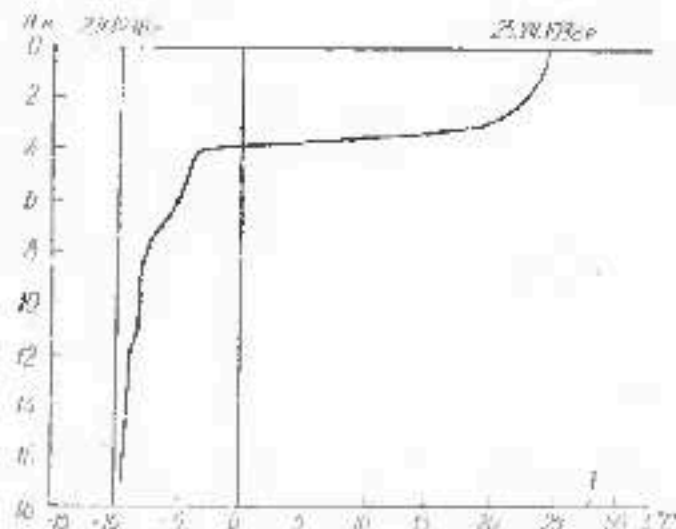


Рис. 38. График изменения температуры воды с глубиной в оз. Раздолье.

Теплозапас озер

Термическое состояние озера тесно связано с общим количеством тепла, заключенного в его водной массе (теплозапасом), и распределением этого тепла в воде озера. В годовой ход теплозапаса озер обнаруживаются определенные закономерности, обусловленные особенностями теплового баланса. В озерах умеренной климатической зоны с экосистем начала весеннего нагрева (в озерах с устойчивым дефицитом он возникает до вскрытия озера) до второй половины лета (обычно июль) тепловой баланс положительный и теплозапас возрастает. Далее, с ослаблением солнечной радиации и охлаждением воздуха, тепловой баланс

становится отрицательным и теплозапас уменьшается (в крупных озерах до весеннего нагрова спадает почти год, в мелких — до недостатка).

Изменяется во времени и распределение тепла в озере, показателем которого в летнее время может служить теплосодержание эпилимниона и гиполимниона. Теплосодержание эпилимниона подвержено весьма значительным колебаниям в связи с тем, что как аккумулятивный тепло, так и его отдачи происходят почти исключительно

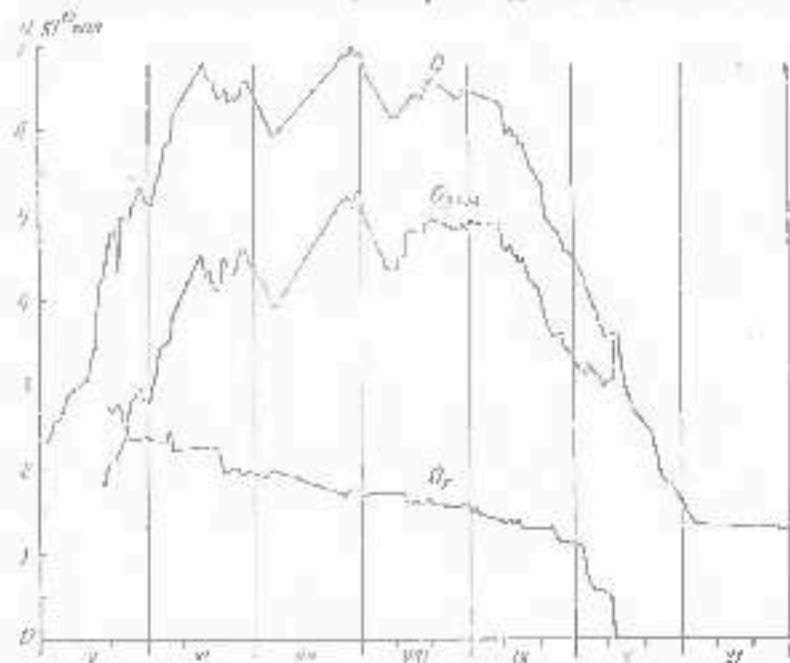


Рис. 39. Изменение теплосодержания воды оз. Глубокое летом 1946 г. $Q_{\text{эп}}$ — теплосодержание эпилимниона, $Q_{\text{ср}}$ — теплосодержание гиполимниона, $Q_{\text{г}}$ — теплосодержание гиполимниона

за счет эпилимниона. Гиполимнион в течение лета непрерывно уменьшается в объеме в связи с погружением слоев температурной стратификации и практически тепла не получает. Теплосодержание его уменьшается, так как часть тепла переходит в эпилимнион вместе с переходящими туда массами воды. Кроме того, часть тепла идет на нагрев дна.

При охлаждении и переключивании более значительных слоев воды озера в конце лета и осенью относительный теплосодержание гиполимниона будет увеличиваться с увеличением его объема и перераспределением тепла между ним и гиполимнионом.

На рис. 39 изображены колебания теплосодержания воды оз.

массы (Q), теплосодержание верхней зоны, исключившей эпилимнион и металимнион ($Q_{\text{гип}}$), и гиполимниона ($Q_{\text{г}}$) оз. Глубокое (Мускельской обл.) в 1946 г. Как видно из рис. 39, колебания теплосодержания озера происходят за счет нагрова и охлаждения верхней зоны, в то время как гиполимнион не получает тепла и теплосодержание его уменьшается за счет перехода тепла (вместе с массами воды) в верхнюю зону, особенно интенсивного в осеннее время.

В мелких озерах осенью начинается теплоотдача дна, которое в летнее время на мелководьях нагревается сильнее, чем в глубинах. Зимой, подо льдом, в ряде озер (особенно в проточных) теплосодержание медленно возрастает за счет теплообмена с дном.

Колебания теплосодержания в течение года достигают значительных размеров даже в сравнительно небольших озерах. Так, в Нижнем Дунайском озере (в Альпах) с площадью зеркала 0,63 км² и объемом 13,6 млн. м³ разность между летним и зимним теплосодержанием достигает 120 млн. ккал. По подсчетам Гуттнера, это количество тепла можно получить от сгорания 1580 вагонов высококачественного угля.

Существует несколько методов расчета теплосодержания озера.

Ф. Форель получал усредненный теплосодержание озера, рассчитывая содержание тепла в столбе воды сечением в 1 см² и высотой, равной максимальной глубине озера. Метод Ф. Фореля, не учитывающий формы озерной котловины, дает неверное представление о теплосодержании. Этот недостаток был устранен в способе, предложенном Берджем, рассчитывающим усредненный теплосодержание на столбе воды сечением в 1 см² и высотой, равной средней глубине озера. Халлбюрг рассчитывает теплосодержание на весь объем озера. Более точен и удобен графический метод расчета теплосодержания, предложенный С. Д. Мурашевским, позволяющий подсчитать теплосодержание в среднем и температуру как всего озера, так и отдельных его слоев.

Расчет ведется таким образом: строится координатная сетка, по вертикальной оси которой откладывается объемная шкала озера (см. раздел «Морфометрия») по горизонтальной оси — количество тепла, закладываемое в единицу объема воды на различных глубинах (q).

$$q = K \cdot C \cdot \rho, \quad (20)$$

где K — температура; C — теплоемкость; ρ — плотность воды.

Для пресной воды в пределах точности приведенного расчета можно принять $C=1$ и $\rho=1$, тогда q будет численно равно K .

На координатную сетку наносится значение q для данных измеренных температур на различных глубинах.

Для вычисления общего теплосодержания Q или теплосодержания отдельных слоев Q_1 , Q_2 , Q_3 и т. д., объем воды в графическом

умножается на количество тепла в единице объема (q), т. е. определяется площадь фигуры, заключенной между осями координат и кривой ABC на рис. 40, или площадь отдельных ее частей (при расчете тепловых слоев):

$$Q = \sum xq, \quad (21)$$

Средняя температура воды озера (t_{cp}) из (20) и (21) будет равна:

$$t_{cp} = \frac{Q}{VQ_0}$$

при $C=1$ и $q=1$ $t_{cp} = \frac{Q}{V}$.

Недостатком указанного способа является то, что расчет теплозапаса для всего озера ведется на основании распределения температур по одной вертикали. Этого можно избежать (при наличии данных по нескольким вертикалям), складывая на графике для каждой глубины среднюю температуру, полученную по измерениям на нескольких вертикалях.

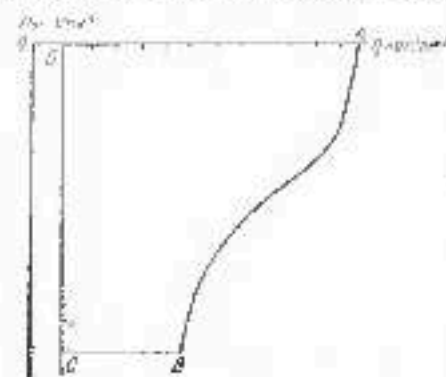


Рис. 40. Схема графического расчета теплозапаса озера

для объема воды между профилями на среднюю температуру воды между ними.

При наличии нескольких термических профилей, расположенных в различных частях озера и относящихся к одному моменту времени, можно определить теплозапас путем умноже-

Термическая классификация озер

Озера каждой климатической зоны отличаются своими особенностями термического режима. Ф. Форель, на основе изучения термического режима озер различных климатических зон, разработал термическую классификацию пресноводных озер, согласно которой они делятся на три следующие группы:

Температура воды
максимальная минимальная

Тропическая
Зимняя
Полярная

$> 4^{\circ}$
 $> 4^{\circ}$
 $< 4^{\circ}$

$> 20^{\circ}$
 $< 4^{\circ}$
 $< 2^{\circ}$

Умеренный тип озер Форель считает промежуточным между полярным и тропическим. Он указывает, что озера этого типа в холодную часть года по температурному режиму представляют собой полярные, а в теплую часть года — тропические. По температурам воды на глубинах Форель в каждом из своих основных типов выделяет ряд подтипов. Уиндл (Winchell, 1927) в каждом форелевском типе различает три группы. Всего, таким образом, по Уиндлу, выделяется девять групп:

I. Полярные озера. Поверхностные температуры никогда не превышают 4° . Группы:

1. Температуры глубинных вод 4° в течение всего года. Циркуляция возможна летом, чаще не бывает вовсе.

2. Температура глубинных вод колеблется около 4° . Циркуляция — летом.

3. Температура глубинных вод приближается к температуре поверхностных. Почти постоянная циркуляция, за исключением ледового периода.

II. Умеренные озера. Поверхностные температуры могут быть выше и ниже 4° . Группы:

1. Температура глубинных вод 4° в течение года. Возможна два циркуляционных периода (весной и осенью), чаще циркуляция не бывает вовсе.

2. Температура глубинных вод колеблется около 4° . Два циркуляционных периода (весной и осенью).

3. Температура глубинных вод приближается к температуре поверхностных. Постоянная циркуляция, за исключением ледового периода.

III. Тропические озера. Поверхностные температуры всегда выше 4° . Группы:

1. Температура глубинных вод около 4° в течение всего года. Циркуляция возможна зимой.

2. Температура глубинных вод колеблется около 4° . Одна циркуляционный период зимой.

3. Температура глубинных вод приближается к температуре поверхностных. Циркуляция практически постоянная в течение всего года.

Развитие и детализация термической классификации Фореля дана Носинмурой (Noshinmura, 1936), подразделившим озера на пять термических типов. По классификации Носинмуре, для тропических озер характерны: высокая температура в течение всего года (в поверхностных слоях воды $20-30^{\circ}$) и связанные с ней значительные вертикальные градиенты плотности при малых градиентах температуры, незначительны годовые амплитуды температур, циркуляция нерегулярна и бывает только в холодные месяцы года. Температура поверхностных слоев воды субтропических озер в течение всего года выше

1°, годовые колебания температуры значительны, вертикальные градиенты температуры велики, циркуляция только зимой.

Озера умеренного термического типа отличаются значительными сезонными колебаниями температуры, высокими вертикальными градиентами температуры: температура поверхностных слоев воды летом больше, а зимой меньше 1°. В них хорошо выражены два периода стагнации (летний и зимний) и два периода циркуляции (весенний и осенний).

Температура поверхностных слоев воды с у б о л ь ш и м и озер выше 4° только в течение короткого периода летом, вертикальные градиенты температуры велики, слой температурного скачка есть и доминирует. Он слабо выражен и равенствен близок к поверхности, циркуляция в большинстве озер наблюдается весной, летом посевы.

В п о л я р н ы х озерах температура верхних слоев воды всегда ниже 1°, безледный период очень короткий, циркуляция только в разгар лета.

Хэтчинсон (Hutchinson, 1967) подразделяет озера по особенностям циркуляции. Он отмечает, что на земном шаре преобладают озера с двумя вертикальными циркуляциями. Один период циркуляции характерен для тропических (зимний при температуре выше 4°), полярных и высокогорных озер (летом при температуре ниже 4°). Он учитывает влияние минерализации воды на циркуляцию, указывая, что в большинстве озер полная циркуляция возможна; в озерах с резким соловым расслоением по вертикали, называемых меромиктическими, некоторый слой глубинных вод, называемый, по Хэтчинсону, монимонимическим (monimimimic), не подвержен перемешиванию вследствие большой плотности и плотности воды. Заслугой Хэтчинсона является уяснение терминов и химизма и классификация озер.

ЛЕДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Температура замерзания вод природных водоемов, вследствие их минерализации, всегда несколько ниже 0°. В глубинных слоях озера температура замерзания понижается в связи с увеличением давления и среднем на 0,0075 на одну атмосферу, т. е. при погружении на каждые 10 м.

Охлаждение водной массы от температур t_1 до температуры t_2 зависит от глубины озера (при прочих равных условиях более глубокие озера имеют больший объем и больший теплоемкость) и интенсивности теплоотдачи:

$$H_{cp} (T_2 - t_2) = - \alpha t, \quad (22)$$

где H_{cp} — средняя глубина озера, α — теплоотдача воды, t — продолжительность периода охлаждения.

Для возникновения внутрюдного льда вода должна быть переохлаждена ниже температуры замерзания, обусловленной минерализацией, и в глубинных слоях — также и давлением. Внутрюдный лед образуется только при перемешивании озерных вод, достаточном для прилипания переохлажденных частиц в глубинах и отсюда выделяющегося при задоп-разивании тепла в атмосферу.

Ветер, перемешивая воду, препятствует также образованию ледного покрова на поверхности озера, способствуя, тем же образом, дальнейшему переохлаждению воды и образованию внутрюдного льда. Естественно, что в озерах омутоводный лед образуется только до тех глубин, до которых проникает перемешивание.

В озерах с соленостью более 24,7‰ при достаточном переохлаждении, условии для образования внутрюдного льда более благоприятны, так как температура наибольшей плотности тем ниже температуры замерзания и холодная вода опускается на глубины конвекцией. Если перемешивание, при соответствующем переохлаждении воды, достигает дна (в байкальских глубинах на всхолмленных и прибрежных отмелях озер), то образуется донный лед. Наиболее интенсивно он возникает при наличии крупных фракций донных отложений, образуя на каменистых участках сплошной покров, на песчаных — стелющиеся массы, на глинистых участках его не бывает. Глубины, на которых встречается донный лед, весьма различны для разных озер и зависят от местных условий; тем, на Байкале он обнаружен на глубинах до 2 м, на Чадском озере — до 8,5 м.

В тихую морозную погоду на поверхности озер возникает сало — толстая ледяная пленка, состоящая из смерзшихся кристаллов льда, часть которых образуется на поверхности, часть — сползает из глубин. При ветрах сало разрушается, отсюда же охлаждение приближается при тихой погоде — уплотняется и превращается в ледяной покров. Из сала образуются небольшие льдины, при столкновении друг с другом объединяются, принимаяющие округлую форму и образующие банчатый лед, отдельные куски которого достигают толщины порядка 10 см и 1,5 м в диаметре. При смерзании и уплотнении дисков банчатого льда и примерзании к ним друг к другу образуются отдельные плавающие льдины и ледяные поля. У берегов в результате более интенсивного выхолаживания образуются з а б е р е ж н ы е, большей частью состоящие в первый период из смерзшегося сала. Забережные льды больше всего возникают в прибрежных от ветра местах (в бухтах, за зарослями макrophyтов и т. п.). При сильных ветрах заберега плавают, частью наторможенные на берега и при последующем смерзании приобретают торксистый неровный характер. На берегах и заберегах крупных озер, для

которых характерны пыльные бушующие, и период льдообразования возникают особые формы прибрежных льдов. К ним относятся наледь и — следствие охлаждения берегов и прибрежных свай во время приливов, возмущающие рябные образующиеся льды на поверхности озера: ледяные валы на стиснутых берегах (крупная Ладожского озера, «стокупы» Байкала), заберегах или прибрежном льде («юмы» на льду Псковского озера на нагромождении льдов позднее замерзающего Чудского озера);

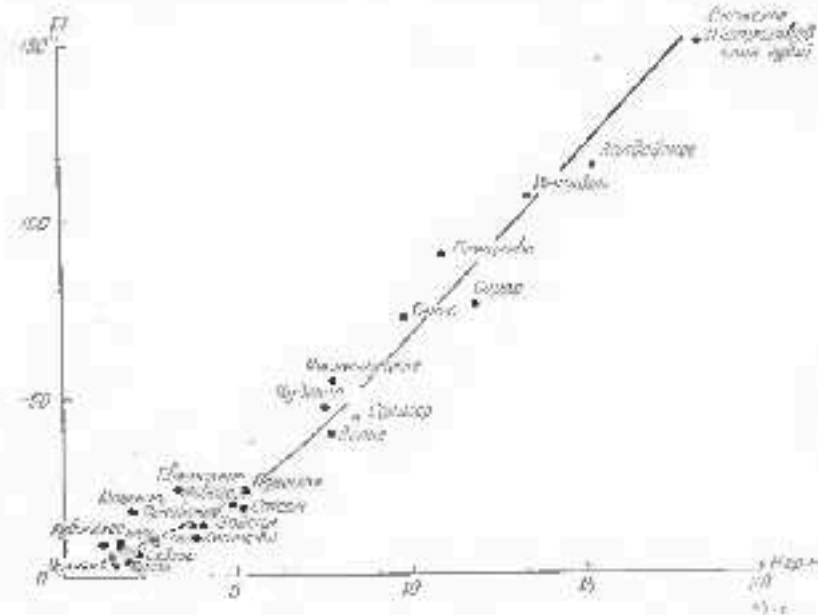


Рис. 41. График зависимости суммарной отрицательной температуры воздуха (T_{Σ}) от его средней глубины ($H_{ср}$) (по В. В. Покровский)

высота вала достигает 1,5–3 м; ледяные шары (Байкальские «шары») и ледяная галька — оттаивающие водными в прибрежной полосе. Дальнейшее выхлаживание озера приводит к нарастающим заберегам в сторону от открытой части озера. К ним примеряет сало и плавающий ледный остров покрывается сплошным льдом.

Формирование ледяного покрова и сроки ледохода зависят от площади озера, интенсивности теплоотдачи водной массой, связанной с озером, с термическим состоянием атмосферы. При расчетах и прогнозах ледовых явлений на пресных озерах можно принять температуру их замерзания равной нулю. Тогда по формуле (22) при $t_2 = 0$ продолжительность периода охла-

ждения будет

$$\tau = \frac{H_{ср} \rho c}{\sigma} \quad (23)$$

Расчет сроков ледохода может быть проведен по суммарной средней суточной температур воздуха предшествующего периода с момента перехода этих температур через 0° . Между суммой отрицательных температур воздуха, необходимой для замерзания озера, и его глубиной существует зависимость (в пределах одной географической зоны), которую можно изобразить графически (рис. 41).

Так как потери тепла на теплообмен с воздухом и на испарение, а также приближенные все остальные потери тепла, пропорциональны разности температур воды, и воздуха, и скорости ветра в период охлаждения, при расчетах сроков ледохода необходимо учитывать скорость ветра. В зависимости от теплоемкости воды, интенсивности охлаждения воды и метеорологических условий периода льдообразования, промежуток времени между началом ледовых явлений и ледоходом сильно варьирует как на различных озерах, так и на одном озере в отдельные годы. Малые мелководные озера могут замерзнуть в течение дней суток. На средних и больших мелководных озерах между первым ледовым явлением и ледоходом проходит 3–5 до 15–20 суток. Центральные части крупных глубоких озер в течение этого времени (до 45 и более суток) могут замерзнуть лишь на прибрежных участках останки открытыми, а в случае с малой глубиной или при сильном ветре замерзнут совсем.

На крупных озерах южных районов СССР сплошной ледовой покров устанавливается сравнительно редко (например на оз. Саян в течение 100 лет 8 раз). На ряде озер бывают примечные сплошные ледяные, сменяющиеся вскрытием и новым замерзанием. Временные ледостояны чаще бывают на мелких озерах с малым теплообменом и малой глубиной и инерцией. Посторонность их больше на юге и западе территории СССР, на севере и северо-востоке они редки.

Озера разных размеров (по площади, объему, глубине) даже в одной и той же географической обстановке будут иметь различные теплоемкости и в значительной степени подвергаться воздействию ветра, и таким с чем медленнее явления на озерах одного и того же района отмечаются в разное время. Так например, сроки ледохода на Байкальском озере и оз. Селенгинском отличаются друг от друга на 8–30 дни, на озерах Чая и Вайке — до 25 дней. Построив графическую зависимость между фазой ледовых явлений близлежащих озер (рис. 42), как показал Н. В. Мещеряков, можно только в отдельных случаях.

Метеорологические условия периода замерзания влияют на величину теплозапаса, сохраняющегося под льдом, а следовательно и на зимний термический режим озера.

Если в озере, имеющем значительный теплозапас, основное охлаждение происходит при интенсивном перемешивании, то теплоотдача с поверхности воды компенсируется притоком тепла из глубины. В этом случае, во-первых, озеро тем дольше не замерзает, чем больше его теплозапас и, во-вторых, к моменту замер-

зания, который в дальнейшем, сменяясь с оледенением, будет заберется и шугой, участвует в формировании ледяного покрова. В зависимости от условий замерзания и последующего зимнего нарастания озерный лед может иметь различную структуру.

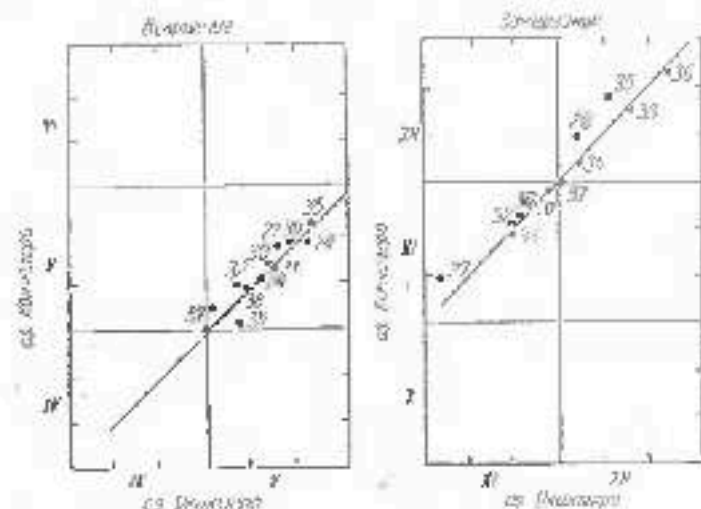


Рис. 42. Графики связей тол. замерзания и тем. воды в озере (по Н. Н. Молчанову). Покрыт льдом — годы (27 — 1957, 30 — 1959 и т. д.)

зания и водной массе останется малый запас тепла и зимние температуры воды будут низкими. Если то же самое озеро будет замерзать при штатной погоде, то теплоотдача произойдет только из поверхностного слоя, который сравнительно быстро выстудится до температуры замерзания, не получив тепла из глубины. Озеро замерзает раньше и после льдом сохранится значительный теплозапас. В озерах при штатной форме замерзания лед образуется концентрическими участками от берегов к середине (рис. 43). При сложных очертаниях котловина сроки замерзания отдельных частей водоема могут весьма сильно отличаться друг от друга.

Снег, падающий на поверхность воды, ускоряет замерзание, поскольку охлаждает: поверхностный слой озера и в воду попадает холодные ядра кристаллизации. Понадея в воду, имеющую температуру выше 0°, снег образует аморфную массу — сн-е-

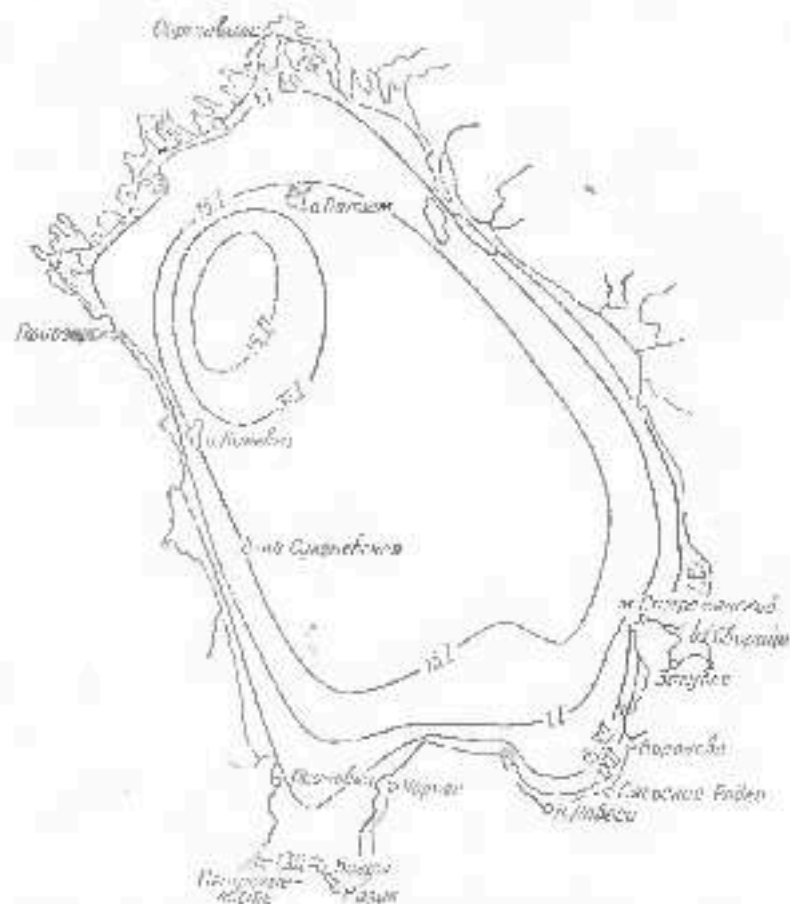


Рис. 43. Схема замерзания Ладожского озера при штатной погоде (по Н. Н. Молчанову)

Классификация озерного льда дана Н. В. Молчановым¹ и позднее Н. И. Бурлаком. В последней классификации типы ледяного покрова озер несколько более детализированы.

¹ См. Н. В. Молчанов. О структуре озерного льда в связи с метеорологическими условиями. «Изв. ВНИИ», № 14, Л., 1926.

И. П. Молтанов выделяет три основных вида озерного льда:

1. **Ледный (озерно-водный)** прозрачный лед кристаллической структуры, обычно с включением пузырьков газа, образующийся при естественной заморозке озера.

2. **Водно-снеговой (пеллагов — мурный)** бесцветный непрозрачный лед, возникающий в результате смерзания пропавшего водой снега. Образуется на днелюности кристаллического льда при уходе воды по трещинам и образованию нападаний на лед снега или при смерзании снегуны. Вследствие этого структура зернисто-шуговой лед (смерзавший шуга), возникающий при сильном охлаждении и переувлажнении. В зернисто-шуговой лед часто включены частицы дождевых отложений (ил, донный, песок) и куски льда других видов.

3. **Снеговой лед**, образующийся при потавивании и последующем замерзании дождевого на поверхности льда снега. В отличие от водно-снегового льда, в его формировании участвуют не осадки, а талые снеговые воды. На поверхности льда часто образуются фирн-подобные зерна, возникающие из снега под влиянием колебаний температуры и давления выходящих слоев снега.

На озерах образуются различные формы ледяного покрова, обычно включающие несколько видов льда. С возникновением связи образование ледяного льда на смерзавшем основном льде, возникающие термические, достигавшие значительной мощности. Для озерного льда и большинство случаев характерна его нецелостность. Слоистый лед образуется нарастанием зернисто-шугового, водно-снегового и снегового льда поверх водного льда или в результате прижимания ледяных друг на друга ветром и течением.

Образовавшийся на озере ледяной покров и дальнейшее подвигается деформациям, связанным с воздействием температур (термические деформации), ветра, колебаний уровня озера (динамические деформации). Термические деформации обусловлены изменением плотности льда с изменением температуры. С понижением температуры плотности льда увеличивается:

Температура	Плотность льда
0°	0,918
-10°	0,919
-20°	0,920

Резкие колебания температуры приводят к образованию малой теплопроводности льда: только в его верхнем слое. Сжатие льда при охлаждении приводит к образованию трещин. Малые трещины возникают только на поверхностном слое льда под влиянием суточных колебаний температур. Значительные трещины, пересекающие всю толщу льда, связаны с устойчивыми похолода-

ниями или потавиваниями, вызывающими деформацию всего ледяного покрова. В случае похолодания верхней слой льда испытывает сжатие, в ледяной покров строятся воздушные юны, при потавивании (расширении верхних слоев) — шеры. В результате возникает прижимание и разрыв льда. Образование трещин особенно интенсивно при резких колебаниях температуры и сопровождается сильным шумом. Термические колебания плотности льда сильнее в озерах меньше, чем в пресных, и особенно на под воздействием ветра. Благодаря теплопроводности воды слой термически деформации льда, покрытого снегом, малы.

Под воздействием ветра на крупных озерах нередко происходит разрывы ледяного покрова с последующим ветровым перемещением (дрейфом) части его и падением льда на берега или на другие участки ледяного покрова; образование торосов. Трещины возникают и при колебаниях уровня озера. Понижение уровня вызывает оседание слоев льда на берега и разрыв его на границе осевшего и плавающего льда. Особенно значительны такие деформации на водохранилищах при сильной работе. Перегрузка льда обычно сопровождается также может привести к протавиванию и трещинам.

Нарастание льда зависит от разности между теплопотерей, поступающей из воды к нижней поверхности льда, и теплопотерей через лед в атмосферу:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{L_0} (Q_0 - Q_1), \quad (24)$$

где h — толщина льда, t — время нарастания льда, L — скрытая теплота плавления льда, ρ — плотность льда, Q_0 — теплопоток через лед в атмосферу, Q_1 — теплопоток из воды к нижней поверхности льда.

При $Q_0 > Q_1$ происходит нарастание льда, при $Q_0 < Q_1$ — таяние. Поток тепла, проходящий через лед в атмосферу, пропорционален теплопроводности льда (λ) и градиенту температур по льду $\left(\frac{dt}{dh}\right)$:

$$Q_0 = \lambda \frac{dt}{dh}. \quad (25)$$

Температура на нижней поверхности льда равна температуре окружающей (для пресных озер практически равна нулю). Следовательно, при прочих равных условиях, чем ниже температура на поверхности льда, тем больше градиент температур по льду и, следовательно, больше теплопоток через лед и интенсивность нарастания льда. Толщина льда, образовавшегося за время t , может быть выражена по зависимости

$$h = \sqrt{\lambda \cdot \frac{\rho}{L_0} (-t) \tau}, \quad (26)$$

где h — толщина льда в конце периода τ (время в сутках), t — температура верхней поверхности льда, близкая к температуре воздуха и приравняемая к ней, λ — теплопроводность льда, равная 466 ккал/см·град. L — скрытая теплота плавления льда (50 ккал/г), ρ — плотность льда (0,918).

При указанных значениях параметров получим формулу Ф. И. Бидина:

$$h = 3,56 \sqrt{\Sigma t} \quad (27)$$

широко применяемое при расчетах толщины льда. Коэффициент в формуле варьирует в зависимости от местных условий. Так, например, для Рыбинского водохранилища он равен 1,56. Зависимость между толщиной льда и суммой отрицательных температур может быть выражена графически (рис. 44).

Рис. 44. График связи сумм отрицательных температур (Σt) воздуха и толщины льда (h в см) для Рыбинского водохранилища. Прямые — расчеты, кружок — фактическая толщина льда.

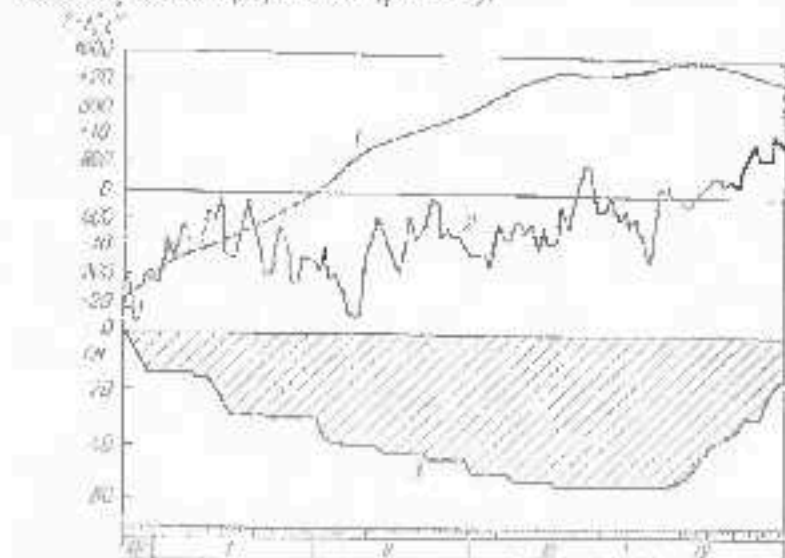


Рис. 45. Изменение толщины снежного покрова Онежского озера зимой 1990—1991 гг. и нижеводоуровня вост. Камчатки (по Н. В. Моталову): 1 — сумм отрицательных температур, 2 — температура воздуха, 3 — толщина снежного покрова.

Рядом исследователей приведены формулы, аналогичные формуле Ф. И. Бидина, имеющие вид

$$h_2 = a(\Sigma t)^n \quad (28)$$

а и л находят эмпирически.

Таким, например, формула В. В. Пинтревича:

$$h_2 = 1 \Sigma t^{0,88} \quad (29)$$

На рис. 46 показано распределение толщины льда и под сумм отрицательных температур.

След, являющийся на поверхности льда, играет роль теплоизолятора, благодаря чему малой теплопроводности (0,0015—0,0027). Теплоизолирующая роль снега хорошо характеризуется при сравнении хода температур по льду при наличии снежного покрова и без снега (рис. 46).

Обозначив следовательно данные о суточных амплитудах колебаний температуры на поверхности льда, покрытого снегом и свободном от снега. Так, на оз. Байкал суточная амплитуда колебаний температуры 23—24.III—1936 г. на поверхности открытого льда достигла 11°,0, а на поверхности льда под снегом — всего 0°,5.

При расчетах толщины льда, покрытого снегом, теплопроводность льда в формуле (26) заменяется теплопровод-

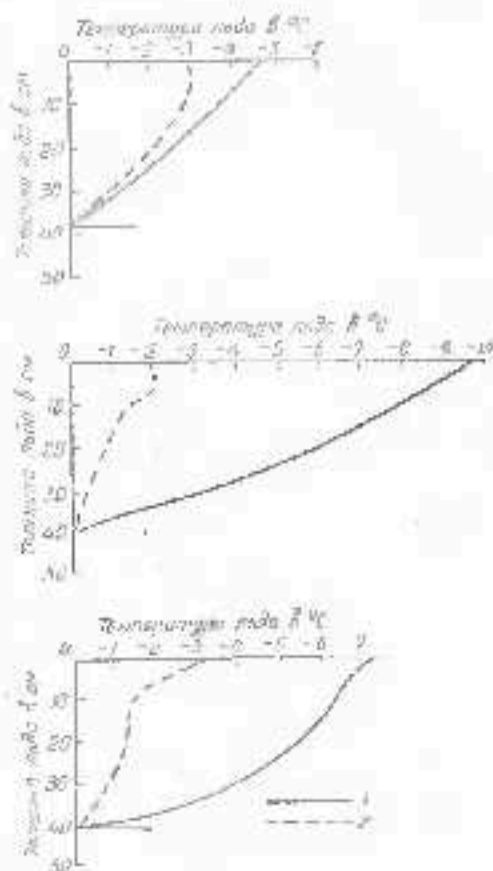


Рис. 46. Графики распределения температуры по льду (по С. Н. Крикову, М. Ф. Меньшину и К. И. Росныскому): 1 — без снежного покрова, 2 — со снежным покровом.

построено снежно-ледяного покрова:

$$\lambda_{\text{эк}} = \frac{\lambda_f}{1 + \frac{\lambda_f}{\lambda_s} \frac{h_s}{h_f}} \quad (30)$$

Нарастание льда идет наиболее интенсивно в первый период после замерзания, когда толстый лед и снег пропускают теплопоток, более значительный, чем тепло, поступающее из воды и нижней поверхности льда. С увеличением льда и снега нарастание замедляется.

Вследствие малого различия между плотностями воды и льда ледяной покров обладает малой плавучестью и возмущается лед водой в среднем на 0,08 своей толщины. При выпадении из поверхность льда большого количества снега, ледяной покров погружается в воду. Вода, выступая из под льда по трещинам, приоткрывает снег, который, смерзаясь, образует водо-снеговой лед. Когда существует определенное соотношение между толщиной льда (h_f), толщиной безветренного водной снега (h_s) на льду и плотностью снега (ρ_s):

$$h_s = \frac{0,08 h_f}{\rho_s} \quad (31)$$

К весне плавучесть льда в связи с увеличением в нем пустот возрастает, соответственно возрастает и толщина снега, не прирастающего водой. Толщина льда на озерах СССР колеблется от нескольких сантиметров в районах с неустойчивой и малой зимой до 1,5—2 м и более в условиях сурового континентального климата.

Вскрытие озер происходит под влиянием притока тепла, механического воздействия ветра и колебаний уровня воды. Приток тепла вызывает таяние льда и изменение его структуры. Механическое воздействие вызывает и размывает ледяной покров, ускоряя его таяние. К механическим же воздействиям можно отнести также ледяные вытеканиями из озер рекам. На малых озерах вскрытие и очищение от льда происходит почти исключительно за счет притока тепла: лед тает на месте. На крупных озерах усиливается роль ветра, наблюдается ледоход (дрейф льда), в некоторых из них и вынос льда вытекшими реками. На некоторых озерах и особенно на водохранилищах существенную роль играют колебания уровня, способствующие разрушению ледяного покрова. Вскрытие и очищение от льда в отдельных частях крупных озер происходит одновременно и различия в сроках этих явлений могут быть весьма значительными в зависимости от местных условий. Количество тепла, затрачиваемое на таяние снежного и ледяного покрова (энергия таяния), связанно с мощностью и термическими свойствами этого покрова. Эта энергия

может быть выражена уравнением:

$$L (q, h_s, \rho_s, h_f) = \sum \sigma \tau = Q_{\text{ср}} + Q_{\text{из}} + Q_{\text{из}} + Q_{\text{из}} + Q_{\text{из}} \quad (32)$$

где L — скрытая теплота плавления льда, q — плотность льда и снега, h_s , h_f — мощность льда и снега, σ — теплоотдача снежно-ледяного покрова, τ — время, необходимая для таяния.

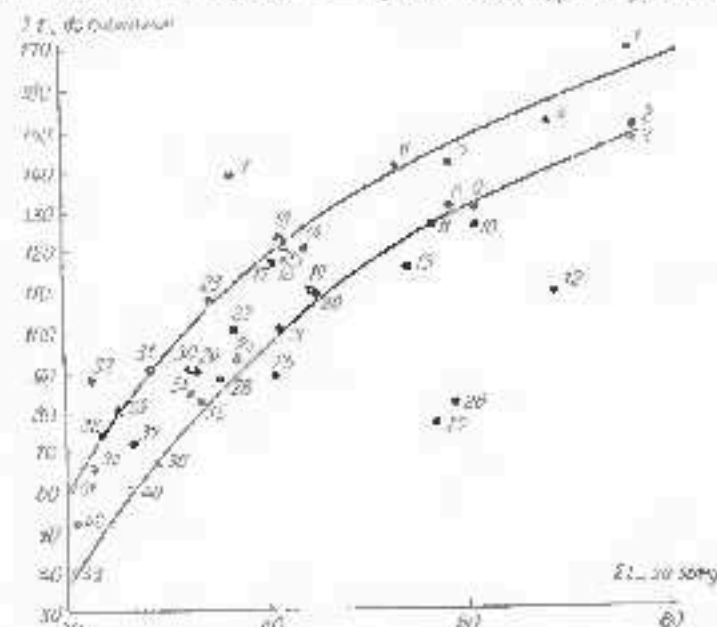


Рис. 47. График связи между среднесуточными температурами воздуха (Σt) на дни открытия озера от льда и суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха за зиму ($\Sigma t_{\text{н}}$) по В. П. Мухоморову.

Цифры у точек озера: 1 — оз. Большое в Западной Сибири, 2 — Сарат. оз., 3 — оз. Чадан, 4 — Айкек (г. Байсан), 5 — Колосово, 6 — Икманово (Кубинск), 7 — Омский (Петровское), 8 — Пелюхское, 9 — Умское, 10 — Лобовское, 11 — Икманово (Завитск), 12 — Зайсан (Горный чир), 13 — Кулманово, 14 — Волье, 15 — Икманово, 16 — Кулманово, 17 — Косово, 18 — Омское (Повенец), 19 — Мулманово, 20 — Леза, 21 — Пелюхское, 22 — Лобовское, 23 — Волье, 24 — Косово, 25 — Икманово, 26 — Пелюхское, 27 — Мулманово, 28 — Волье, 29 — Волье, 30 — Саловское, 31 — Пелюхское, 32 — Лобовское, 33 — Саловское, 34 — Саловское, 35 — Пелюхское, 36 — Косово, 37 — Саловское, 38 — Пелюхское, 39 — Пелюхское, 40 — Саловское, 41 — Озюковское, 42 — Озюковское, 43 — Волье.

$Q_{\text{ср}}$ — поглощаемый льдом и снегом суммарный солнечный радиация, $Q_{\text{из}}$ — эффективное излучение, $Q_{\text{ис}}$ — тепло испарения и конденсации, $Q_{\text{из}}$ — теплообмен с атмосферой, $Q_{\text{из}}$ — теплообмен льда с водной массой.

года в год в связи с метеорологическими условиями. Так, на Ладожском озере у маяка Сухо за период 1881—1950 гг. средние даты вскрытия 25/IV, озимения — 17/V, крайние даты вскрытия — 7/IV и 18/V, озимения — 14/IV и 21/V. Вскрытие и озимение от льда отдельных частей крупных озер происходят одновременно¹. Равные обычно вскрытиях участки у устьев и истоков рек. На рис. 48 приводится схема вскрытия Ладожского озера. Сроки вскрытия, хотя и в меньшей степени, чем сроки замерзания, зависят от местных условий, размеров и формы озерных котловин, поэтому построить графические связи между датами вскрытия озер даже одного и того же района (рис. 42) не всегда удается.

Ледовые явления на озерах отличаются специфическими особенностями, связанными как с повышенной минерализацией, так и с измененным составом воды, различиями в разных водоемах. Подвизающее большинство данных наблюдений по льдам относится к водам, близким по соленому составу к минерализации в морских. Поэтому к таким водам относятся и большинство данных об особенностях льдов минеральных озер. Льды озер с такой другой солености изучены значительно слабее.

С увеличением солености повышается температура замерзания и наибольшая плотность воды (табл. 11).

В водах с соленостью более 24,7‰ температура наибольшей плотности которых ниже температуры замерзания, переходящие в период оседлого охлаждения характеризуются инверсионной ступью, еще более отодвинутая сроки ледостава.

Таблица 11

Изменение температуры замерзания (°) и температуры наибольшей плотности (°) вод при изменении ее солености (S)

$S_{\text{‰}}$	0	5	10	15	20	24,7	30	35
$t_{\text{з}}$	0,0	-0,3	-0,5	-0,8	-1,1	-1,33	-1,8	-1,9
$t_{\text{п}}$	4,0	2,9	1,9	0,8	-0,3	-1,33	-2,5	-3,6

Температура замерзания зависит не только от минерализации вод, но и от ее состава. Воды, содержащие соли со слабым степенным диссоциацией, например $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, имеют при прочих равных условиях более высокие температуры замерзания, чем воды, содержащие соли, практически полностью диссоциирующие (хлориды, сульфаты). Для минерализованных морских

вод можно построить графические зависимости температуры замерзания от солености их льда (рис. 49).

При замерзании минерализованной воды в твердые системы переходят только ее частицы, а соль остается между кристаллами льда в виде рассола. Под воздействием льда повышается соленость воды, образующейся из него при таянии. При медленном замерзании воды в условиях шторма и постепенного понижения температуры, кристаллы во льду имеют форму игл, ориентированных вертикально; рассол уходит в ствол и воду и соленость льда повышается. При быстром замерзании, связанном с резким падением тем-

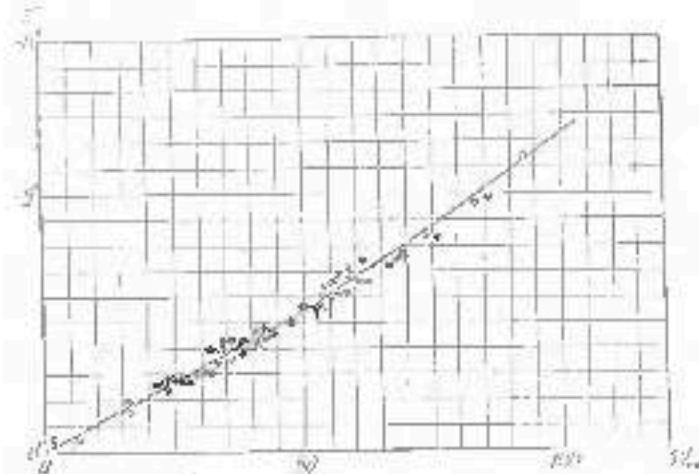


Рис. 49. График зависимости температуры замерзания льда (t) от его солености ($S_{\text{л}}$) в ос. Галилее (‰)

пературы или при перемагничивании, кристаллы ориентированы беспорядочно и значительная часть рассола остается во льду, и в последнем случае лед имеет повышенную спайность. Малмгрен установил следующее соотношение между соленостью рассола льда (S) и температурой льдуха при его образовании (t):

$$S_{\text{л}} = \frac{t + 16}{-0,0005} \quad \text{или} \quad t = -16 - 0,0005 S_{\text{л}}$$

По данным В. С. Самойленко (1932), соленость льда, образовавшегося из морской воды ($S = 33,64\text{‰}$), в условиях покоя достигала 19,3‰, в то время как лед, образовавшийся на той же воде при перемагничивании, имел соленость 23,8‰.

Равнина в температуре замерзания растворов разных солей объясняется изменением солевого состава и минерализации как растворов, заключенных во льду, так и воды под льдом.

¹ См. П. Л. Медерс. Ледовый режим Ладожского озера по материалам ледовых измерений. ГИИ, 1957, вып. 67.

На морской воде и близкая к ней растворов карбонат кальция выпадает при температурах, несколько ниже температуры замерзания, сульфат натрия — при температуре ниже -8° , а хлориды — при температуре ниже -23° . Подобные особенности свойственны и минерализованным водам другого солевого состава. В связи с этим на льду морей и минеральных озер наблюдается перикалитное расслоение по минерализации и солевому составу. Карбонаты и сульфаты, выпадая при сравнительно высоких температурах, концентрируются в верхнем слое льда, раствор хлоридов стекает в его нижние слои и частично в воду. Со стеканием части раствора хлориды в воду связаны несколько уменьшенная соленость в нижнем слое льда.

Сравнительно иллюстрируется данными по минерализации (с преобладанием сульфатов) оз. Шира в Хакаской АО, полученными в марте 1955 г. экспедицией географического факультета МГУ. Соленость в поверхностном слое льда этого озера достигала $9,5\%$ и падает до $4,9 - 4,8\%$ в слое $0,5 - 1$ м. Содержание хлоридов возрастает от 14% глубины льда у поверхности льда до 19% на глубине $0,5$ м и далее оставалось почти постоянным. Количество сульфатов падает от 81% на поверхности льда до 76% на глубине $0,5$ м и 75% на глубине 1 м. Соль на поверхности льда содержала 85% сульфатов, 12% карбонатов и всего 3% хлоридов.

При низких температурах поверхностный слой льда замерзает, превращаясь в крибкритат — смесь кристаллов льда и солей, часто образующую на поверхности льда небольшие беловатые кустики — «селевкины» и т.п. Они, разрушаясь, превращаются в слепки льда, легко уносимую ветром на значительные расстояния. При понижении температуры часть солей, включенных на поверхности льда, переходит в рассол, утолщая лед.

В результате стекания рассола и выпадения солей на поверхность льда, лед в течение зимы рассредоточивается. Рассредоточение идет наиболее интенсивно при таянии льда. Так, на оз. Тальни (ДВК, Приморье) зимой 1934/35 г. отмечена следующая средняя соленость льда:

дата	21.XI	29.I	2.XII
$S_{\text{ср}}$	5,62	7,48	7,39

Концентрация солей в воде под льдом в течение всей зимы возрастает за счет стекания рассола из льда. Увеличение плотности воды подледного слоя, связанное с этим стеканием, вызывает медленную зимнюю паравандию, попутную концентрацию солей в придонных слоях. В период таяния, когда верхние слои

были распределены, концентрации солей у дна продолжают расти. Так, на оз. Шира в первую половину зимы 1957/58 г. соленость воды под льдом в слое до 1 м была $20,1 - 20,8\%$; к апрелю слой воды до глубины $11 - 13$ м равномерно возрос до $21,9\%$, вследствие циркуляции и стекания рассола, и соленость до 13 м солености была к концу зимы в пределах $22 - 24\%$.

Известны попытки изменения концентрации рассола естественным выпадением с целью добычи солей.

Ледовые излияния на водохранилищах, в большей степени чем на озерах, зависят от термического и механического воздействия под притоком (особенно при падении каскада ГЭС) и от режима работы ГЭС (сброса воды и скорости течения в приплотинной части). Термический и ледовый режим верхнего бьефа складывается по-разному в приплотинных, центральных частях водохранилища и у устьев притоков. Замерзание происходит в заливах и бассейнах малых скоростей течения, защищенных от ветра, реже, чем в открытой действии ветра и наиболее быстрой теплоотдаче центральной части водоема. Так, на Шекснинском и Мелогомском плесах Рыбинского водохранилища замерзание воды до 1° и ледовые излияния наступают раньше (в отдельные годы на $20 - 22$ суток), чем в центральной части. В приплотинной части ледовый режим связан с работой ГЭС.

При значительных сбросах и возрастающих в связи с ними скоростях течения, у плотины лед размывается и разрушается ползая, характерна, например, для южной части Шекснинского плеса Рыбинского водохранилища. Волжский отрог ледового водохранилища замерзает позже центральной части вследствие поступления более теплой воды от Угличской ГЭС¹. Отаивание от льда верхних участков водохранилища, где лед в результате зимней эрозии издает в речные берега, происходит в сроки, близкие к срокам рек в бийковых устьях. В приплотинных и центральных участках отаивание от льда начинается по сравнению с реками (в Цимлянском водохранилище, например, в среднем на 9 суток).

Ледовый режим нижнего бьефа еще в большей степени связан с работой ГЭС. Существенное воздействие на него оказывают расходы воды через плотину в температурно-сбросовых условиях. Из устьев бьефа вод. Положение ледовой крошки в нижних бьефах ГЭС осложняется в течение зимы значительные колебания в связи с метеорологическими условиями и процессами подледного продвижения крошки к берегу. Плотина происходит при похолодании и при увеличении подледного движения крошки — при оттепелях и увеличении расхода воды. В нижнем бьефе Шекснинской ГЭС,

¹ См. Н. А. Визманов, Н. С. Сивер и Е. С. Тилентюк. Концентрация солей в растворах естественных водохранилищ. «Тр. озерной лаб. Моск. госу. ин-та», Ленинград-41 (ОЗСР), 1937, вып. XV, с. 11.

² См. С. Н. Точакин. Методы противоледных мероприятий на Ивербашской ГЭС. «Тр. ГИИ», 1947, вып. 66.

по наблюдениям 1911—1953 гг., продвижение крошки в сторону плотины происходит интенсивнее в первый период ледостава (ноябрь—конец декабря), после чего, в зависимости от температур воздуха и расхождений под черной пленкой, продвижение ее останавливается колебаниями от 10—15 до 0 км от плотины. В нижнем бьефе Цимлянской ГЭС продвижение ледяной крошки подтверждено более резкими колебаниями (в период 1953—1956 гг. от 0 до 55—60 км от плотины) в связи с колебаниями температур (частые оттепели) и

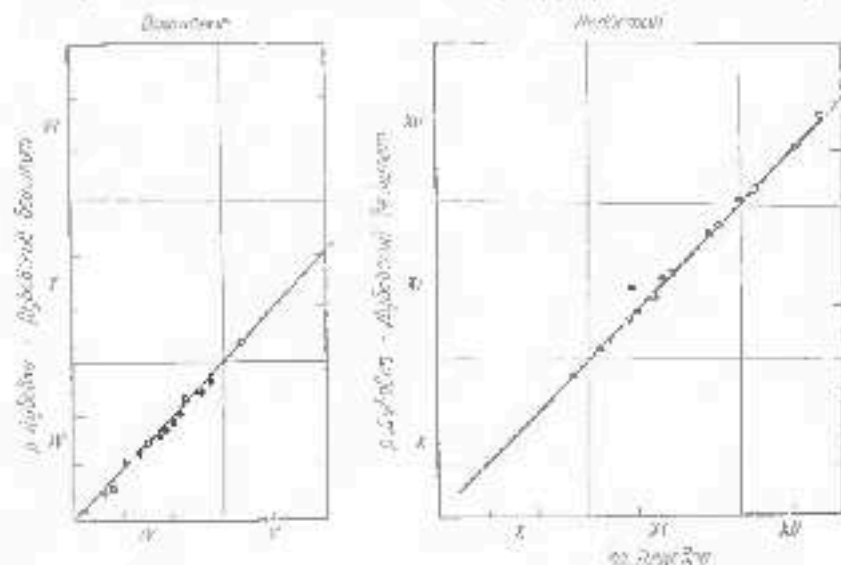


Рис. 49. График связи ледяных колебаний на плотины и реки (по И. В. Молчанову)

обросами воды через плотину. Движение крошки зависит от колебаний температур воды и воздуха, так как некоторое время затронуется на нарастание (как толщине) льда.

Обобщение ледяных явлений озера по территории сопоставление этих явлений на озерах и реках и картирование их весьма затруднительно, поскольку, помимо географических факторов, существенную роль в формировании и разрушении льда играют размеры и форма озер. Несмотря на это на основании данных наблюдений можно сделать некоторые обобщения.

И. В. Молчанов¹ по многолетним данным о ледовых явлениях на малых озерах Европейской территории СССР установил, что различия в датах замерзания рек и озер одного и того же рай-

¹ См. И. В. Молчанов, Ледовый режим малых озер Европейской территории СССР, ч. I, 1951 (рукопись ГИД).

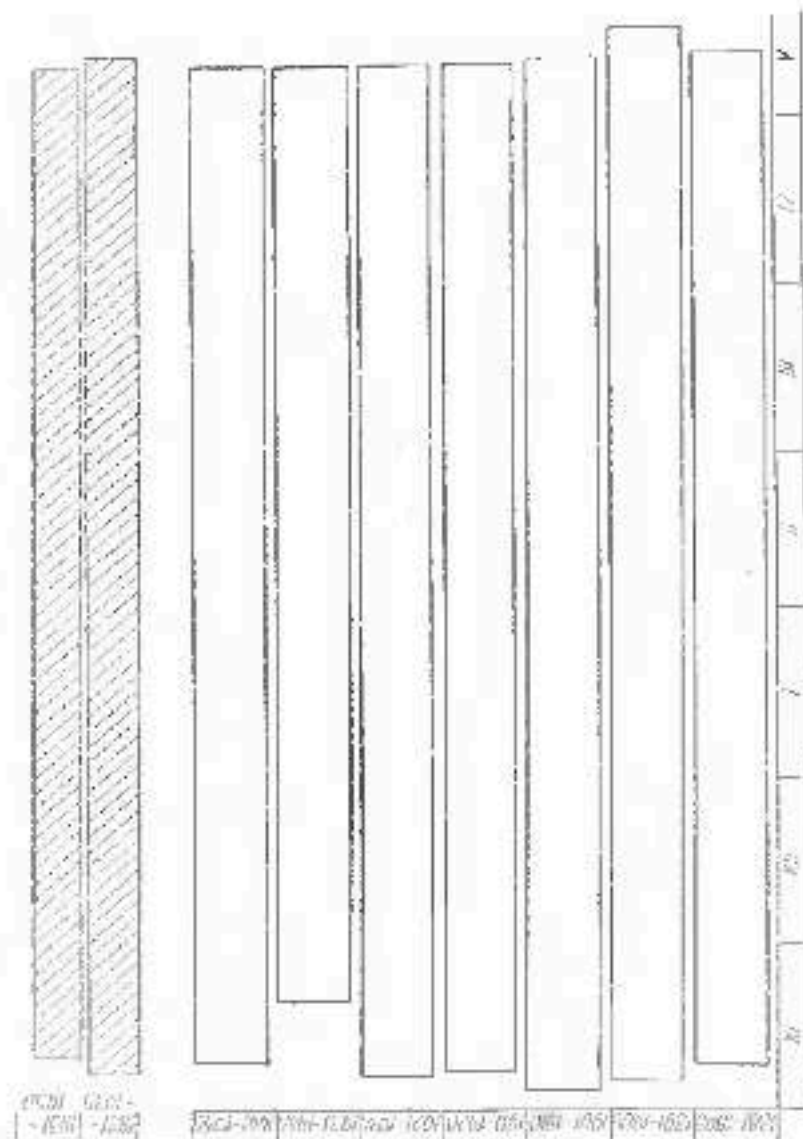


Рис. 51. Длительность ледостава на Днепре (по архивным данным)

они могут достигать 120 дней, в датах окончания ото льда — 113—115 дней. Ледовые явления на озерах в один год наступают раньше, чем на реках, в другие — позже. Так, например, ледостав на оз. Питкунга наступал в один год на 6—15 дней раньше, чем на реках Неран и Трубска, в другие — на 5—6 дней позже, окончание ото льда — на 16—20 дней позже.

Графические зависимости между датами ледовых явлений рек и озер могут быть построены только в некоторых случаях (рис. 50). Сопоставление сроков ледовых явлений на Глибинском водохранилище, р. Волге (на участке Ярославль—Кострома), малых озерах (Поро, Глубокое, Глинское) и оз. Басма за период 1941—1953 гг. показало, что:

1) ледовые явления осенью возникают раньше всего на малых прудах (24—31/X), затем на водохранилище (2—4/XI) и наконец на Волге (8/XI);

2) ледотаян на водохранилище наступает в среднем на 10 суток раньше, чем на Волге, и на 10 суток позже, чем на малых озерах;

3) окончание ото льда раньше происходит на Волге (22/IV), несколько позже — в реках участка водохранилища (24/IV), затем на малых озерах (30/IV) и в центральной части водохранилища (1/V).

По имеющимся материалам наблюдений можно заключить, что ледотаян на озерах и водохранилищах (исключая центральные части крупных водоемов) наступает на 6—10 дней раньше, чем на реках (на прудах иногда на 20—30 дней раньше, в окрестности — на 8—15 дней позже). Толщина льда на водохранилищах в среднем на 10—20% больше, чем на реках.

Зависимости между ледовыми явлениями на озерах отдельных районов могут быть построены только в некоторых случаях. Анализ материалов по озерам Европейской территории СССР и Финляндии показал, что проведение изолиний ледовых явлений возможно только со значительными ограничениями. В каждой географической зоне возможно сопоставление озер только одинаковых размеров, обуславливающих одинаковые температурные условия. На ход изолиний оказывает влияние и рельеф. Крупные озера дают существенное сглаживание изолиний и влияют на микроклимат и ледовый режим прилегающих мелких озер.

В отдельные годы и периоды сроки ледовых явлений на каждом озере сильно варьируют в зависимости от метеорологических условий и температур. Для характеристики этих вариаций на рис. 51 приведены графики ледовых явлений на Белом озере по десятилетиям. Даты ледовых явлений более устойчивы в условиях континентального климата и не испытывают значительных колебаний в районах с морской климатом (запад, северо-запад и юго-запад Европейской части СССР).

ЛИТЕРАТУРА

- Богословский Г. П. О термическом режиме Глубокое озеро в безледный период. «Изв. ГИО», сб. 26, 1931.
- Богословский Г. П., Мухоморов С. Д. Очерки по гидрологии. Изд. МГУ, 1935.
- Брагильский А. П. и Вилунова Э. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидротехиздат, М., 1954.
- Давыдов Я. К. Гидрография СССР, ч. II. Изд. МГУ, 1955.
- Дайкин В. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. «Тр. ГИО», 1949, вып. 21 (73).
- Завков В. Д. Озера на территории Гидротехиздат, М., 1955.
- Зубов П. П. Морские воды СССР. Гидротехиздат, М., 1935.
- Кредин С. П., Меньшиков Ф. В. Исследования К. К. Зыбин термический режим водохранилищ, рек и каналов. Гидротехиздат, М.—Л., 1947.
- Ленинград С. Г. Жизнь озер. «Жизнь озер СССР», т. III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
- Молчанов И. В. Онежское озеро. Гидротехиздат, М., 1946.
- Платонов В. В. Расчет сроков ледостава и таяния от льда озер в водохранилищах. Гидротехиздат, М., 1956.
- Роскошная Л. Л. Термический режим озер. «Тр. Куйбышев. биол. станции», вып. 10. Гидротехиздат, М., 1950.
- Роскошная Л. Л. Температурный режим оз. Байкал. «Тр. Байкальской биол. станции», т. XVI, М., 1957.
- Шенников А. Н. Эволюция озера Байкал. «Тр. ГИО», 1951, вып. 11.
- Unger E. A., Jund G. Solar radiation auf inland-lakes. Fourth report. Observations of 1931. Zeits. Wissensch. Acad. Seign. etc. Vol. 27, 1932.
- Hofmeister W. Grundzüge einer vergleichenden Seikunde. Berlin, 1923.
- Kuttner F. Studien der Limnologie (Hidrologie des Süßwassers). 2 Aufl. Berlin, 1946.

ОПТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Количество солнечного света, проникающего в воду, зависит от высоты солнца над горизонтом. Чем выше солнце, тем большая часть света проникает в воду. От высоты солнца, следовательно, будет зависеть и оптическая глубина воды. Количество света, попадающего в воду и проникающего на различные глубины, меняется в течение суток и года в связи с изменением положения солнца.

Показателями оптических свойств воды являются ее прозрачность, окраска и цвет в зависимости от различных глубин.

Инд прозрачности природных вод условно принимают глубину (м), на которой перестает быть видимым белый диск диаметром 30 см (диск Секки). Второй характеристикой прозрачности служит коэффициент прозрачности (P), который при толщине слоя воды, равной 1 м, будет равен отношению напряженности световой энергии на верхней границе слоя (I_1) к напряженности ее на нижней границе того же слоя (I_2):

$$P = \frac{I_1}{I_2}.$$

Коэффициент прозрачности определяется по наблюдениям с помощью фотометров или палатиметров (подводных спидометров).

Цвет воды определяется по шкале Фуреля — Жю — Шокальского, — набору пробирок с растворами различной окраски, с которыми сравнивается исследуемая вода. В окраске растворов дан постепенный переход от насыщенного синего цвета (М. П) до темно-коричневого (М. XXII). Для определения цвета также применяется платиново-кобальтовый шкала, нулевой деление которой характеризует воду, не имеющую желтого и коричневого оттен-

ков. В обоих случаях увеличение номера цвета идет от синего и голубого до зеленого, желтого и бурого.

Освещенность подводной территории измеряется количеством световой энергии, падающей на единицу площади какой-либо поверхности, измеряется в $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ или люксах.

Распространение света в водной среде определяется свойствами поглощения и рассеивания его водой, которая обладает свойством избирательного поглощения и рассеивания света. Наиболее интенсивно поглощаются всевидная инфракрасная и ультрафиолетовая часть спектра. Практически в верхнем метровом слое воды поглощаются все разновидности этих видов, а на большие глубины проникает только свет (видимая часть спектра). Ниже приводятся данные о поглощении видимой части спектра оптически чистой водой (по Х. В. Харверу):

Цвет	Средняя длина волны, мμ	Коэффициент поглощения на 1 м
Фиолетовый	415	0,08
Синий	450	0,02
Синий	470	0,02
Сине-зеленый	490	0,02
Зеленый	530	0,02
Желто-зеленый	550	0,03
Желтый	590	0,10
Оранжево-желтый	615	0,20
Красный	660	0,25

Интенсивнее поглощаются водой длинноволновые (красная и желтая) части спектра. Большая часть красных лучей, поглощаясь самым верхним слоем воды, превращается в тепловую энергию и идет на нагрев воды. Коротковолновые синие лучи в чистой воде проникают на значительные глубины следовательно, свет на значительных глубинах в такой воде будет голубым или синим.

Цвет воды определяется избирательным рассеиванием и поглощением световых лучей. Часть рассеянных световых лучей отражается молекулами воды обратно к водной поверхности, выходит в атмосферу и воспринимается глазом наблюдателя. Эти лучи и придает воде тот или иной цвет. Наиболее сильному рассеиванию в оптически чистой воде подвергнутся коротковолновые синие лучи, наименьшему — красные. Относительно большая часть синих лучей, проникающих на глубины и рассеиваемых там, отражается молекулами воды вверх, в сторону атмосферы. Вследствие малого поглощения эти лучи доходят с глубины, где они подвергались рассеиванию, до поверхности воды с малым рассеиванием. В толще рассеянного света, исходящего из такой воды в атмосферу, преобладают синие лучи, придающие воде голубой или синий цвет.

Распространение света в мутной воде существенно отличается от распространения его в оптически чистой воде. Взаимодействуя с молекулами в воде, рассеивая и поглощая свет еще больше интенсивнее, чем ее молекулы.

Сильным поглощением света в воде объясняется малая прозрачность в глубоких слоях мутных озер. В то время как в озерах с прозрачной и чистой водой свет обнаруживается на глубинах более 200 м, в озерах с мутной водой глубина его проник-

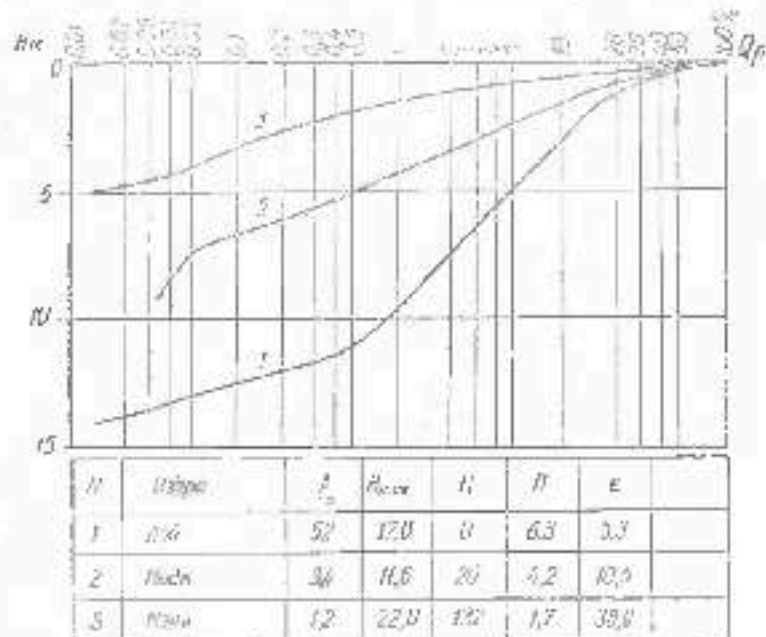


Рис. 12. Проникновение света в воду озер (по Бердау и Джезу). Q_0 — солнечная радиация, проникающая в глубину воды (в % от падающей на поверхность озера); H — глубина, м; I_0 — интенсивность света в м; H_{max} — максимальная глубина, м; I — интенсивность света в м; μ — прозрачность, м; ϵ — мутность, м/мг.

поверхности не превышает нескольких метров. В воде, насыщенной взвесями, изменяется и соотношение между поглощаемыми лучами спектра: синие лучи поглощаются сильнее, чем в чистой воде, и в проникающем в глубины светобольшую роль начинают играть зеленые лучи. Рассеивание света возрастает с увеличением количества и размеров взвешенных в воде частиц. При этом, как показали опыты, чем больше размеры частиц, тем меньшая часть рассеянного света отражается к поверхности воды. В мутной воде свет на глубинах будет не таким, как в чистой воде, а

сине-зеленым, так как синие лучи, подвергаясь наибольшему рассеиванию, до значительной глубины не доходят. С увеличением мутности возрастает и цвет воды. При большом количестве взвеси испытываемому рассеиванию подвергнутся не только синие, но и зеленые лучи, доля их в падающем из воздуха свете увеличивается и вода принимает зелено-синюю или зеленую окраску. При еще большем помутнении воды начинают рассеиваться и красные лучи, и вода приобретает тогда желтый или бурый оттенок. Помимо воздействия на распространение света, взвеси и плактоны, содержащиеся в воде, придают ей ту или иную окраску в зависимости от их собственного цвета.

На рис. 52 представлены предположения о соотношении радиации в глубинах озер, имеющих различную мутность, прозрачность и цвет воды. В табл. 12 показано распределение радиации по спектру в воде тех же озер.

Таблица 12

Распределение радиации по спектру (в %) в водах Северозерновского озера (по Бердау и Джезу)

Озеро	Цветность*	Глубина, м	Длина волны, м					
			300 —400	400 —490	490 —540	540 —600	600 —650	650 —800
Дай	0	1	14	20	16	20	10	12
		3	13	20	21	24	11	8
		5	11	21	25	23	13	4
		7	8	22	30	27	13	—
		9	3	21	38	30	7	—
Мэри	20	1	4	10	19	22	24	28
		2	—	7	13	24	30	17
		3	—	3	9	30	30	19
Мэри	125	1	—	3	3	12	28	54
		1.5	—	—	2	8	30	55
		2	—	—	—	6	40	55

* По стандартно-добавочной шкале.

Как видно из приведенных данных, в озерах с мутной водой (св. Мэри) проникновение радиации ограничивается несколькими метрами, а то время как в воде озер со значительной прозрачностью и малой мутностью (св. Дай) количество света достигало на глубинах около 15 м. Для озер с малой мутностью

характерно преобладание в воде синей и сине-зеленой части спектра с соответствующей этому участку спектра окраской воды (оз. Бай). С увеличением мутности возрастает роль желтой и красной части спектра, что придает воде желто-бурый и бурый оттенок (озера Мудж и Мурт). Синий и голубой цвета характерны для горных озер с прозрачной водой, содержащей мало взвесей и планктона (олиготрофных). Синий цвет для природных вод — чистый, светлый. Наиболее чистым синим цветом (№ 1—II по шкале Форста) отличается вода оз. Иссык-Куль; синей водой (№ III—III) обладает и оз. Саян. Озера с более мутной водой имеют зеленый цвет. Примером может служить Телецкое озеро, воды которого в открытой части имеют зеленую окраску (№ IX—X). Цвет воды зависит и от растворенных в ней веществ, также обладающих свойством избирательного поглощения и рассеивания света. Так (желто-зеленый цвет, свойственный многим озерам Карелии) Сегозеро и ряд малых озер, обустраиваясь содержащимися в их водах ионами кальция, железа. Гуминовые вещества, содержащиеся в воде даже в небольшом количестве, значительно меняют ее окраску. Добавление к дистиллированной воде 0,05 мг/л этих веществ придает ей желтый, а 2 мг/л — желто-коричневый цвет. В связи с содержанием гуминовых веществ и органических веществ, водм озер, лежащих среди болот, и воды большинства лесных озер отличаются желто-бурым, бурым и коричневым цветом. В период цветения (массового развития планктона) вода может приобретать самые различные оттенки. Бурые-зеленая окраска бывает при шпекции сине-зелеными водорослями; желто-коричневая — при развитии диатомовых, зеленых и красных — при развитии некоторых видов бактерий.

Цвет воды в различных частях одного и того же озера может значительно различаться в связи с режимом извесей, замучиванием отложений со дна, стоком с бассейна, развитием органической жизни.

Цвет воды зависит и от глубины озера от ее прозрачности. Чем прозрачнее вода, тем она синее. В качестве примера можно привести зависимость между прозрачностью и цветом воды Арала по исследованиям Н. С. Бирге:

Прозрачность, м	Цвет (по шкале Форста)
20	IV
10—15	IV—V
10	V—VIII

Более синим цветом отличаются воды открытой части озер. В прибрежных участках крупных озер этот цвет обычно связан с подъемом глубинных вод при стоках. В прибрежных участках вода приобретает желтый, зеленый или бурый оттенок. Цвет воды открытой части Байкала, при высокой прозрачности, синий,

в районе устья Селенги — сине-зеленый и бурый. Вода в открытой части Тельцкого озера зеленая, в прибрежной — желто-зеленая. Изменения цвета воды в течение года связаны с годовым ходом ее прозрачности. В периоды наибольшей прозрачности (для большинства озер зимой, для некоторых — во Байкале — после вскрытия) вода приобретает более синие оттенки, в периоды помутнения (весной, летом, осенью) — зеленые, желтые и бурые тона.

Прозрачность воды озер изменяется в широких пределах в зависимости от географической широты местности, с которой связана освещенность поверхности воды солнцем, от наличия в воде взвесей и планктона. Наиболее прозрачны воды больших глубоких озер, расположенных в районах, сложенных из пористых породами (большая часть в горных районах). Так, прозрачность воды Байкала достигает 40 м. В озерах с хорошо развитым планктоном, со значительным поступлением твердого стока с бассейна, а также в мелководных озерах, где илы легко взмучиваются со дна, прозрачность невелика. Например, наибольшей прозрачности воды оз. Переславского — 8,75 м, оз. Белого (под Москвой) — 3,3 м. В некоторых озерах она падает до 0,3—0,5 м. Наибольшей прозрачности добиваются валами из бревен. В прибрежных участках она часто понижается из-за взмучивания отложений со дна, обилья взвесей и планктона. На рис. 53 приводится схема распределения прозрачности вод Онежского озера (по Н. В. Молчанову).

Годовой ход прозрачности озерной воды связан с режимом стока и развитием планктона. Наибольшая прозрачность бывает весной и летом в связи с половодьем и паводками, а в ряде озер также в связи с цветением. Высокая прозрачность летом отмечена только в открытых частях олиготрофных озер. Наибольшая прозрачность в большинстве озер — зимой под льдом.

Данные табл. 13 характеризуют годовой ход прозрачности в двух озерах лесной зоны Европейской части СССР.

Таблица 13

Изменения прозрачности воды озера во время таяния льда
(по Л. А. Пастухову)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Переславское	6,7	—	6,75	—	2,6	4,5	3,7	2,0	3,4	—	3,6	—
Белое (бассейн)	—	2,3	2,0	1,5	—	0,6	0,3	0,4	1,0	2,0	—	3,5

¹ См. Н. В. Молчанов, Онежское озеро, Гидрометеоиздат, Л., 1946.

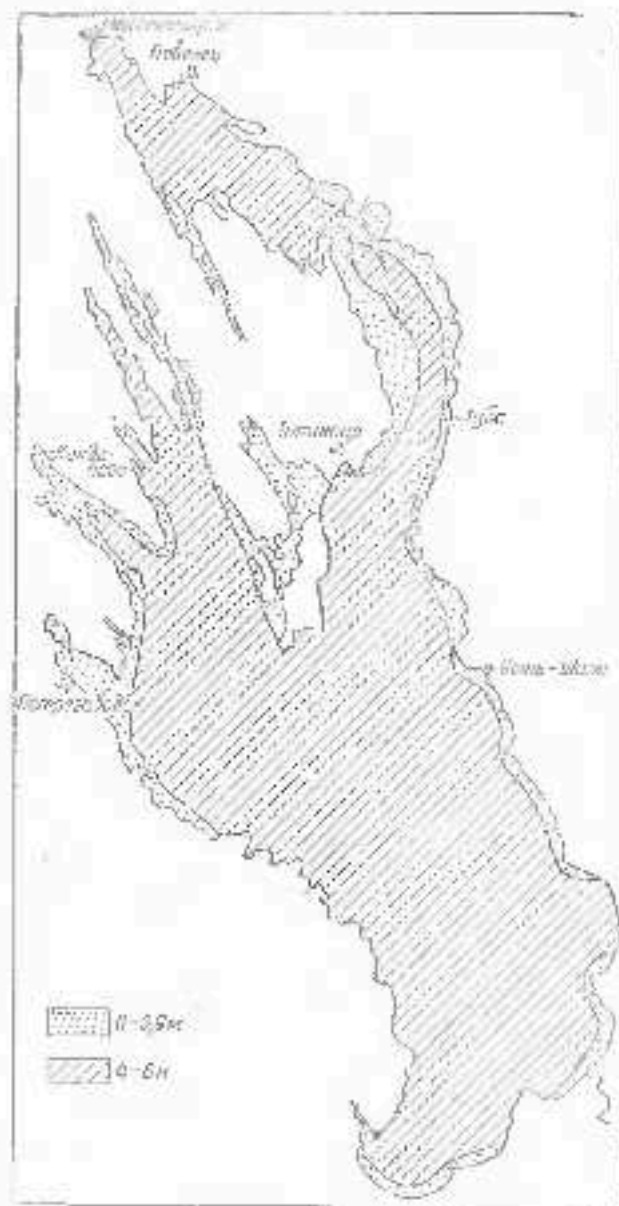


Рис. 53. Схема распределения прозрачности воды в Онежском озере (по И. П. Мельникову)

В этих озерах наибольшая прозрачность наблюдается зимой, наименьшая — во время половодья и в период цветения.

Для развития водной растительности, а следовательно, и для многих биологических, химических и гидрологических явлений в озерах, связанных с ней, определяющим является количество света в количестве, достаточном для фотосинтеза. О проникновении такого количества света на глубины можно судить по распространению водной растительности на дне озер. Так, в озерах с прозрачной водой (Селиг, Тельнеско) растения обнаруживаются на глубине 30 м, в малопрозрачном оз. Кюменексен — только до глубины 4 м.

В связи с неоднородным распределением водоев и планктона по вертикали в озерах наблюдаются различия в прозрачности и в распределении слоев воды. В больших глубоких озерах прозрачность понижена в верхних слоях воды в связи с развитием планктона и достигает максимума в глубинных слоях. В мелких озерах, при взмучивании дна от ветра, прозрачность придонных слоев воды понижается. В придонных слоях некоторых озер, при дефиците кислорода, усиление окиски может происходить в результате образования закисных соединений железа и марганца в периоды летней и зимней стратификаций; во время весенней и осенней циркуляции неоднородность в окиске ликвидируется.

Освещенность поверхности воды зависит от высоты солнца и прозрачности атмосферы. Облачность в зависимости от количества облаков, их формы, высоты и положения на небе может увеличивать или уменьшать освещенность. Освещенность с глубиной уменьшается в результате избирательного поглощения и рассеивания света. Продолжительность светового периода с глубиной уменьшается. В связи с изменением высоты солнца освещенность как на поверхности воды, так и в глубинах имеет суточный и годовой ход с максимумом летом и в дневные часы.

Освещенность под ледяным покровом, особенно покрытым снегом, уменьшается. Наиболее резко уменьшается проникновение света снежной коркой, состоящей из светлого и белого и малую светопрозрачность. По наблюдениям, на Белом море освещенность подо льдом при толщине льда 10 см достигает 42%, а при толщине льда 35—40 см и высоте снега на льду 1—3 см — 14—22%.

ЛИТЕРАТУРА

- Зайков Б. Д. Озера по прозрачности. Гидрохимический, 11, 1955.
 Леленко С. Г. Жизнь в озерах. Сб. «Жизнь пресных вод СССР», т. III, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1953.
 Харрис Х. В. Современное состояние жизни и биологии озер. Наука, 1948.
 Ильяев В. В. Озера моря. Изд-во АН СССР, М., 1953.
 Birge E. A. and Juday C. Solar radiation and inland lakes. Fourth report. Observations of 1931. Trans. Wis. Acad. Sci. etc., 1932, vol. 37.

Преобразование ионы в соли под действием озера земного шара
(по данным Г. А. Мельничук)

Преобладающий ион или гид- ролизированная формация	Содержание	Типичные озера
Кремниевая (SiO_2) Гидрокарбонатная (HCO_3)	10—118 мг/л 14—103479 мг/л	Церковское и Кратер (США) Бурли, Митриги, Цивил, Туринск, Дни, Вильямов, Железское, Оне- ское, Псковское, Л. Аннен, Фри- длен, Иткуль, Шаров, Давыдовское, Сави, Виктория-Польс, Натровое (Канада), Гуклен (Британская Колумбия).
Сульфатная (SO_4)	120—145000 мг/л	Восток (США), Юн (США), Бал- хиз, Пуар, Ретон (Алжир), Кун- гурское, Ченг-Канг (ин-де-Оа- тин), Мустуки (Канада).
Хлоридная (Cl)	0,4—310,0 мг/л	Большой Сунгул, Черное, Кратер, Парклен, Азия, Идальго, Восток, Большое Солонное озеро (США), Мертвое море, Индианское, Делтон, Баскунтук.
Общие предельно до- пустимые со- держания	11,10 мг/л—310,0 мг/л	

Установлено, что целый ряд микрокомпонентов озерных вод оказывает огромное влияние на биологические процессы и в конечном счете определяет интенсивность жизненных процессов в водоеме. Такими соединениями азота, фосфора, кремния, оксидов железа. Эти элементы принято называть биогенными. Часть биогенных элементов находится в воде в виде коллоидов или взвесей. Иногда низкое содержание микрокомпонентов является лимитирующим фактором или замедлителем биологических процессов.

Вторая группа — газы, растворенные в озерной воде. В воде могут растворяться газы атмосферы (O_2 , N_2 , CO_2 и другие (алкалоиды)) и образовываться в водоеме (интратинные) H_2S , CH_4 , H_2 , NH_3 , а также O_2 и CO_2 . Особенно важным фактором является наличие или отсутствие в воде кислорода, определяющее возможность разви-
тия тех или иных типов организмов, с химической же точки зрения создающее окислительную или восстановительную среду.

Третья группа — органические вещества, которые могут входить в воду в виде настоящих растворов, и виде коллоидов (промежуточные продукты распада — аминокислоты, жирные

Глава VI

ГИДРОХИМИЯ

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

Озерные воды как по величине содержания, так и по соле-
вому составу большей частью отличаются от вод Мирового океана
и от вод речного стока. В водах Мирового океана наблюдаются
очень значительные колебания солености при постоянстве со-
левого состава, а в водах речного стока при разном химическом
составе соленость редко превышает 3—5‰.

Среди озерных вод встречаются самые разнообразные типы как
по солености (содержанию), так и по солево-му составу. До-
статочно отметить, что солености озерных вод колеблется от 14
мг/л, т. е. от почти дистиллированной воды, до озерных кон-
центрированных насыщенных и перенасыщенных растворов с солено-
стью, превышающей 300‰.

В табл. 14 приводятся солености некоторых озер земного
шара, объединенных в группы (гидрохимические формации) по
основному иону, преобладающему в солевом составе.

Содержащиеся в озерной воде вещества более или менее четко
можно подразделить на несколько групп, образующих гид-
рохимический состав.

Первая группа — минеральные вещества, образующие настоя-
щие растворы и составляющие ионный состав воды. Среди них
можно выделить макрокомпоненты (ионы HCO_3 , CO_3 , SO_4 ,
 Cl , Ca , Mg , Na , K , обычно присутствующие в озерных водах
в сравнительно больших количествах и определяющие содери-
жание и солевой состав воды, и микрокомпоненты, содержащие-
ся в воде в малых и ничтожных количествах (иногда в миллион-
ных долях грамма на литр). В озерных водах в настоящее время
обнаружено присутствие большинства элементов таблицы Мен-
делеева.

кислоты и сульфаты, углекислоты и кремниевые) и в виде осадков и суспензий (жидкой, твердой и частично разрушающийся флора и зоопланктон и бактерии, остатки высшей растительности и фауны).

Всякая озеро представляет собой сложную, весьма динамичную физико-химическую систему, соотношение элементов которой обусловлено в первую очередь географическими особенностями бассейна, т. е. зависит от климата, рельефа, стока, геологического строения, почвенного и растительного покрова.

Одним из важных факторов накопления растворенных веществ в озерной воде является величина или отсутствие стока из озера. В проточных и полупроточных озерах накопление солей в воде озера, сравнительно с стоячими, в целом невелико, тем не менее, так как скорость обмена водных масс довольно большая¹. В стоячих озерах возможно некоторое накопление солей при их метаморфизации, особенно под влиянием биохимических процессов. Это накопление будет происходить до некоторой степени, определяемой равновесной системой притока и расхода солей.

Значительное накопление солей происходит в безсточных озерах, аккумулятивных прибрежьях в них соли. Таким образом, содержание растворенных в озерной воде веществ связано с физическими факторами, определяющими в своем сочетании всеобщими комплексом физико-географических условий.

По степени солёности воды озера делятся на следующие типы:

- 1) пресные — до 1‰ (предела биологического существования);
- 2) солоноватые — от 1 до 24,7‰ (точка плавления температуры наибольшей плотности и температуры замерзания); озера, имеющие солёность более 24,7‰, отличаются совершенно другим режимом циркуляции вод при замерзании;
- 3) солёные (с морской солёностью от 24,7‰ до 47‰ (максимальная солёность Мирового океана — Красное море);
- 4) гиперсолёные или соляные — выше 47‰.

Это подразделение по солёности является наиболее разумным, так как каждая граница связана либо с определёнными физико-химическими характеристиками воды, либо базируется на закономерностях, наблюдающихся в природе.

Солёной состав озерных вод характеризуется определённым закономерностям. Установлено, что озера, расположенные в определённых географических зонах, имеют определённый солёностный состав этой зоны солёной состав воды. Это положение,

выдвинутое В. В. Алабышевым² являющимся образцом и отношением к закономерности озерных отложений, было в дальнейшем развито рядом авторов и, в частности, Г. А. Максимовичем. Последним автором на основании сообщения анатомического атлантического материала показано, что в зоне тундры и берегах озер преобладают ионы Si и HCO_3 , в зоне лесов — ионы HCO_3 и Ca , в зоне степей ионы SO_4 . На юге озера HCO_3 (в солёных озерах); в зоне пустынь и полупустынь — ионы Cl и Na ; в горных районах наблюдается вертикальный зональный состав с озерной преобладающей ионов по мере нарастания. Одновременно со сменой преобладающих ионов происходит изменение содержания. Г. А. Максимовичем составлена карта солёного состава озерных (и грунтовых) вод по территории в литературе данным для всего земного шара (рис. 54).

Приведённая выше закономерность не является лишь в общих чертах и имеет целый ряд исключений, связанных с местными условиями. Так, например, оз. Солёное, расположенное у Сольвычегодска в зоне лесов, имеет солёность около 20 ‰ и преобладающие ионы Cl и Na , что связано с поступлением грунтовых вод из старых скважин, пробуренных при строительстве. Азовские по солёности составу и солёности вод озера на территории СССР встречаются у Стрелы Руски, в Якутии и других местах. Озёра, расположенные в карстовых областях, также, как иранские, азербайджанские. Проточные озёра в степных транзитных рек часто обладают солёным составом воды, не характерным для данной зоны, а зависят от солёности состава питающей в озере реки. Так, например, некоторые озёра Прикаспия, связанные системой Урала, Волги, Эмбы и расположенные в зоне полупустынь, характеризуются преобладанием иона HCO_3 , и, наоборот, для оз. Копань, расположенного в зоне лесов с учётом учёта реки Ред-Ривер, характерно преобладание иона SO_4 , поступающего с водами этой реки.

Солёный состав и солёность вод озёр не остаются постоянными, а изменяются по площади, по глубине и во времени.

Изменения солёного состава и солёности воды по площади озера вызываются главным образом влиянием притоков. Классическим примером этого является оз. Балхаш (рис. 55 и табл. 16).

Менее ярко неоднородность водн выражена в степных участках оз. Икиткуль (П. Ф. Демичев), Лазовском (Н. В. Давыдов), Аральском (П. К. Балинг) и других.

Значительное различие в содержании растворенных веществ и газов по глубине наблюдается в озёрах в период stratification. Особенно большое различие между поверхностными и придонными водными наблюдается в некоторых провалных озёрах с высоким

¹ В проточных и полупроточных озёрах с периодом обмена водной массой 1—2 года, в полупроточных — с периодом обмена 1—2 десятилетия (например, Жеманское озеро 11,3 года), в стоячих — в периоды 1—2 столетия.

² См. В. В. Алабышев, Закономерности озерных отложений. (Известия Академии наук СССР), 1952, том 6.

и Мертвом море¹ и др. В табл. 16 приводятся изменения плотного остатка с глубиной для оз. Могильного и Мертвого моря.

Таблица 16

Изменение плотного остатка с глубиной в оз. Могильном и Мертвом море

Оз. Могильное		Мертвое море	
Глубина, м	Плотный остаток (по В.И. Кашину)	Глубина, м	Плотный остаток (по Кашину)
0—4	16,7	0	192,15
8—12	22,0	20	90,00
16—20	22,0	40	212,63
		120	216,73
		200	251,00
		300	252,00

У озера такого типа, которое в биологии принято называть байкалотропическим², различия плотности воды у дна и на поверхности настолько велика, что движение и осевшая циркуляция захватывает не всю массу воды озера, а лишь поверхностные слои. На глубине, как правило, содержится избыток жидк. хлора, термостоящая отсутирован кислорода и наличием значительных количества сероводорода.

Различия в содержании растворенных веществ между поверхностными и придонными водами наблюдается также при распределении нерастворимых твердых веществ и может служить причиной своеобразного распределения температуры воды по глубине. С этой точки зрения всегда необходимо обследовать все дно этой таины оз. Шупет в Хакаской АО. Наибольшая глубина озера 4 м, прозрачность по диску Секки 3,5—3,7 м. Летом озеро прогревается до дна и температуры воды промеркают одинаково по всей глубине (18—20°). Разности солесности при значительной глубине почти велика: 18 г/л на поверхности и 80 г/л у дна. При осевшем охлаждении циркуляция не захватывает придонных слоев, температура воды которых остается высокой. Так, в октябре 1957 г. на поверхности озера температура воды была +3°, а у дна +15°.

Часто неравномерность распределения растворенных веществ по глубине, так же как и по поверхности, может быть связана с наличием притоков. Соотношения температуры и солесности воды

притока и озёрных вод определяют условия перемещения или сложного распределения под притоком и водной массе озера. В случае падения притока притока в противоположный бассейн, т.е. в воды в противоположную сторону растекаются по поверхности на довольно значительные расстояния (оз. Иссык-Куль, оз. Шира и Хакаской АО) и быстро перемешиваются с озерными водами под действием ветра. При отсутствии больших уклонов в устье притока, более соленые воды озера могут входить в русло притока и проникать вверх по течению, создавая двухслойную систему в самом притоке (оз. Шира, р. Саян).

При изменении комплекса природных условий пресное озеро может перейти в солоноватое, солончатое и соленое и наоборот. Солесной состав воды при этом будет испытывать многократные изменения, металлотифизироваться, что связано с химическими и биохимическими процессами, непрерывно протекающими в озерных водах. Все эти процессы, подробно рассмотренные в курсе гидробиологии, в большей или меньшей степени влияют и изменение в соотношении природных факторов неизбежно вызывает смещение хода этих процессов в ту или другую сторону.

С этой точки зрения к пресным следует отнести водоемы, по комплексу природных условий не подпадающие под действие значительных колебаний солесности и солесности, возникающих в течение многолетнего периода в пределах 1 г/л. Главную роль в их гидрохимическом режиме играют биологические процессы, а основными изменениями являются главным образом биологические элементы и газы и лишь некоторые ионы (Ca, HCO₃, Cl, SO₄ и др.). По мере увеличения солесности значение биологических процессов в изменении гидрохимического режима озера все более снижается, все большее значение приобретают физико-химические процессы, а изменения окислительности принципиально меняется и сама химическая природа растворенных веществ. Если при небольшой солесности растворенные вещества преимущественно в растворенной форме, то при повышенной солесности все большее число ионов ассоциируется в молекулы. В очень соленых водах минеральных озер растворенные вещества присутствуют главным образом в виде пяти ассоциаций.

По этим соображениям рассмотрим результаты гидрохимических процессов и основных типов гидрохимического режима водоемов неоднородно проявляются для двух групп: пресных и солоноватых озер, в которых лишь часть растворенных в воде веществ находится в виде ионов, а гидрохимический режим главным образом зависит от растворенных в воде газов и биологических элементов, и соленых и

¹ E. W. Clegg, The data of Geochemistry, U. S. Geol. Surv. Bull, 770, 1954.

² См. М. А. Бегунов, Биологическое биосейсм. «Известия по зоологии и биологии», т. IV, 1957.

³ Процессы рассматриваются в курсе гидробиологии.

минераль и из озер, в воде которых замечены во времени подержаны плавным образом распределения скарбонизирующего вещества.

ПРЕСНЫЕ И СОЛОНЧАТЫЕ ОЗЕРА

Переходя к характеристике гидрохимического режима пресных и солончатых озер, подчеркнем еще раз, что описание озер на гидрохимическом типе по единичным данным является до некоторой степени упрощенным и представляется собой лишь общую фотографию состояния озер в данный момент. Для правильного описания гидрохимического типа озера необходимо учесть toda сезонов и многолетние изменения элементов гидрохимического режима. Такие наблюдения проводились лишь на некоторых озерах, и накопленный материал характеризует главным образом режим растворенных газов и биогенных элементов и в меньшей степени является описательным и следовым составом.

Это объясняется не только тем, что в пресных и солончатых озерах гидрохимический режим определяется главным образом режимом растворенных газов и биогенных элементов, но и тем, что в значительный период развития лимнологии руководящая роль принадлежала биологам (см. гл. I), которые первыми пытались типизировать гидрохимический режим озер.

В конце 20-х гг. XX в. Германом, а затем Кузнецовым была предложена биологическая классификация озер. Поскольку протиническая дичь, одноклеточные организмы с их гидрохимическим режимом, последний является важнейшим критерием экологической классификации. В основу этой классификации положены различия деления водоемов по условиям питания или трофики (трофное по-гречески — питание, корм).

Тип выделяются следующие типы водоемов: олиготрофные (мало по-гречески — мало); мезотрофные (мезо по-гречески — много); дистрофные (дикс по-гречески — труден, недостаток); мезотрофные (мезо — среднее).

По этой классификации и олиготрофному (мелководному) типу относятся озера, в воде которых содержится малое количество биогенных веществ (слишком обильным содержанием азота и фосфора), что имеет за собой слабое развитие жизни. Такие озера характерны малой прозрачностью, слабым поглощением кислорода, содержанием 1—5% кислорода; воды от синего до зеленого. Это наиболее слабопрогретые озера с большим объемом воды и гипolimническое резко выраженной границей между береговой и глубинными областями и слабым развитием растительности в прибрежной зоне. Дно часто отложено белым органическими веществами.

К олиготрофному (мелководному) типу относятся озера с большим содержанием питательных биогенных веществ и с сильным развитием фитопланктона в летнее время. Такие озера характеризуются большой прозрачностью, незначительным количеством органических веществ в начале периода stratification, цвет воды от зеленого до бурого, мало или совсем не прогретые озера с малым содержанием воды в гипolimническое, слабо выраженной границей между береговой и глубинными областями и сильно развитой водной растительностью. Наименее отложены белыми органическими веществами, состоящими из остатков отмершего фитопланктона и вышедшей водой растительности.

Озера, в которых указанные показатели являются промежуточными, называются мезотрофными (среднепродуктивными).

К дистрофным (мелководным) относятся озера болотного типа, в воде которых содержится большое количество гуминовых веществ; вода имеет известную реакцию (рН), дистрофных озер находится в пределах 4—6, биогенные вещества находятся в трудной усвояемой органической форме. Это неглубокие, заболоченные озера, в которых чрезвычайно мало развивается фитопланктон. Кислород в гипolimническое полностью расходуется на окисление гуминовых веществ и его содержание уже в нижний период stratification снижается до нуля. Цвет воды желтый или бурый, прозрачность мала. Новые отложения образуются в результате гниения обломков и разложения (превращения) органики. При заболачивании дистрофное озеро превращается в торфяное.

Близок к олиготрофному олиготрофный тип озера (мелководный), предложенный японским лимнологом Момисурой для озер вулканического происхождения, характеризующихся еще более низким содержанием рН, чем дистрофные (до 2,0).

В заключение отметим, что классификация Наумина — Титова является весьма условной, так как условно характеризуются эти крайние типы озер. В природных же условиях озера по большей части не соответствуют ни одному из указанных типов и представляют собой чрезвычайно разнообразные переходные формы. Поэтому понятия «олиготрофное», «мезотрофное», «дистрофное» не могут служить классификационными типами, а являются лишь обобщенными терминами, характеризующими специфику режима данного водоема.

Поскольку в настоящее время гидрохимический режим озер наблюдается еще не позволяет создать более полную гидрохимическую классификацию пресных и солончатых озер, для удобства

* Число рН обозначает отрицательный логарифм концентрации водородных ионов. При величине рН 7 реакция воды нейтральная; при рН > 7 — щелочная; при рН < 7 — кислая.

зложении фактического материала по мере необходимости используются терминология Наумена — Тинемана.

Современный климат, что сам по себе даже без учета хозяйского жестко разнообразия типов гидрохимического режима озер, и особенно на тайских, наиболее четко устанавливая, в основном отличался плавно и крайним типом классификации Наумена — Тинемана.

Содержание и солевой состав воды пресных и соленых озер изменяется, как правило, сезонными изменениями. Чем меньше объем водной массы, по сравнению с объемом вод, поступающих в озеро, тем больше колебания содержания и солевого состава происходят озера в течение года. Приближаясь по своему гидрохимическому режиму к рекам, в озерах, объем водной массы которых весьма значителен, колебания содержания заметны лишь в устьевых участках рек.

Особенно сильно подчеркивая изменениями солевой состав и содержание озер в зимних сухих степях. В последние время озера опустошаются талыми пресными водами. За лето в связи с выходящими в значительной мере и листья похолоданием отсутствием притока воды происходит значительное осолонение этих озер, а солевой состав приобретает ряд изменений — метаморфизацию. Эти изменения хорошо видны из рис. 56.

При чередовании многоводных и засушливых лет изменения солевого состава и содержания приобретают периодический характер: после наводнения следует несколько лет, в течение которых озеро все более осолоняется, превращается в солончаки и, наконец, полностью высыхает. По мнению А. Н. Дзене-Литовского и Е. В. Погодина, талые воды озера способствуют его опреснению и рассолеванию. Дело в том, что при высыхании на поверхности два озера образуется корка солей, которая интенсивно вытягивает вверх, особенно сульфат натрия (Na_2SO_4), откладывающийся в виде диссоциированной, сухой массы. Таким образом, в следующем году содержание солей в озере значительно увеличивается. Такой цикл наблюдается, например, для ряда озерных систем Туркестанской ложбины. Солевой режим соленых озер указанного типа в еще большей степени усиливается при глубоком замораживании соевых грунтовых вод.

При замораживании таких озерных систем талые воды складываются изходящие токи и воды солей, осевшие в грунте дна, укладываются в различные горизонты. Фильтрация пресной воды порождает лишь на поверхности осевших горизонтов солевых вод и устанавливается диффузионное распределение. При значительном спадении уровня озера происходит обильный выход солей из грунтовых вод и быстрое опреснение водоема, происходящее даже при постоянном уровне. Такой случай описывает автором этой главы в 1949 г. из оз. Бариндик (Калмыкия АССР).

В течение двух недель при почти постоянном объеме озера произошло увеличение солености от 10 до 22 ‰ и при этом состав солевой воды изменился следующим образом: до осолонения преобладали ионы (в убывающем порядке) Na^+ , Cl^- , HCO_3^- и после осолонения Cl^- , Na^+ , Mg^{++} , т. е. ионы озера по своему составу почти полностью соответствовали химическим составу воды первого водородного горизонта.

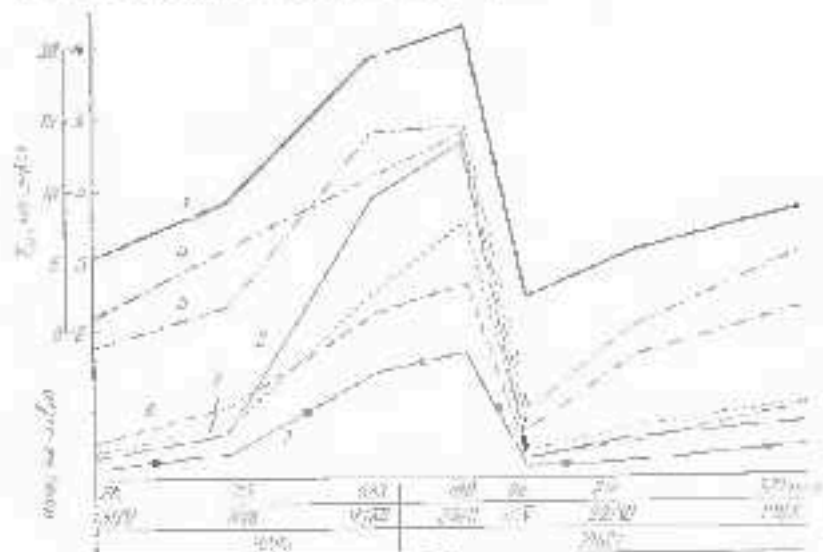


Рис. 56. Изменения содержания катионных ионов в воде озера в течение 1951 и 1952 гг. (по Н. В. Виссесену, М. К. Голосову и М. Н. Гаврилову)

1 — сульфат натрия, 2 — CaSO_4 , 3 — NaCl , 4 — MgCl_2 , 5 — MgSO_4 , 6 — K_2SO_4

Растворенные газы могут либо поступать в озеро из атмосферы (O_2 , N_2 , CO_2), растворяясь в верхних слоях воды в пропорции (при нормальных условиях) O_2 — 33,8%, N_2 — 61,0%, CO_2 — 2,2% (заключенные), либо образовываться в результате биохимических процессов в водной массе озера (O_2 , CO_2) или в грунтовых водах и слоях отложениях (H_2S , CH_4 , H_2 , CO_2) (заключенные). В периоды циркуляции содержание растворенных газов выравнивается по всей глубине озера. В периоды стратификации распределение газов по глубине в разных озерах происходит по-разному. В озерах со слабым развитием жизни и незначительным содержанием органических веществ распределение газов по глубине довольно равномерное и так или иначе отражает изменение температуры воды. В озерах с интенсивным

биологическими процессами режим растворенных газов весьма сложен.

Наиболее изученным является режим растворенного кислорода — газа, тесно связанного с биологическими процессами. Режим других газов, растворенных в озерных водах, так или иначе связан с режимом кислорода. Поэтому при дальнейшем изложении режим растворенных газов рассматривается параллельно с режимом кислорода.

Поступление кислорода в озерную воду ограничивается верхним, соприкасающимся с атмосферой и освещенным слоем воды, в котором кислород образуется в результате фотосинтеза. Проникновение его в глубинные слои происходит лишь во время весенних и осенних циркуляций. Потребление же кислорода из процесса дыхания и других окислительных процессов происходит во всей толще воды.

В отношении CO_2 в озере существует обратное соотношение: потребление этого газа происходит лишь в зоне фотосинтеза, а образование — во всей толще воды и особенно в придонных слоях. Поэтому в зоне фотосинтеза имеет место переизбыток воды кислородом (до 150—180%), а в более глубоких слоях и содержится лишь кислород в дефиците. Чем интенсивнее биохимические процессы в озере, тем меньше содержание кислорода в глубоких горизонтах. Часто он потребляется полностью (100%-ный дефицит).

Для CO_2 естественно, соотношение обратное: его содержание, минимальное в зоне фотосинтеза, постепенно нарастает с глубиной, особенно в слоях придонного талла.

Особенные закономерности в распределении этих газов по глубине в озерах в различные сезоны следующие: в озерах с резко выраженной олиготрофией (рисунки 51, 52) распределение по глубине O_2 и CO_2 довольно равномерное. В летнее время наблюдается некоторое снижение содержания кислорода у поверхности в связи с повышением температуры воды (рис. 57а).

Во время продолжительных потопов, вызывающих значительные стоки, в поверхностных слоях воды может возникнуть избыток кислорода (рис. 57б). Это связано с подъемом холодных глубинных вод, которые насыщаются быстрее, чем идет отдача избытка кислорода в атмосферу. Такое явление носит название гипоксиса.

Если прозрачность озера достаточно велика и в слое толще турбидного слоя света хватает достаточно для интенсивного развития органической флоры, то образуется много кислорода, так как переизбыток с верхним слоем воды, и следовательно, и развитие с литиферой и метаморфозом отсутствует. Явление жсталицима (максимум) наблюдалось в некоторых озерах Европы.

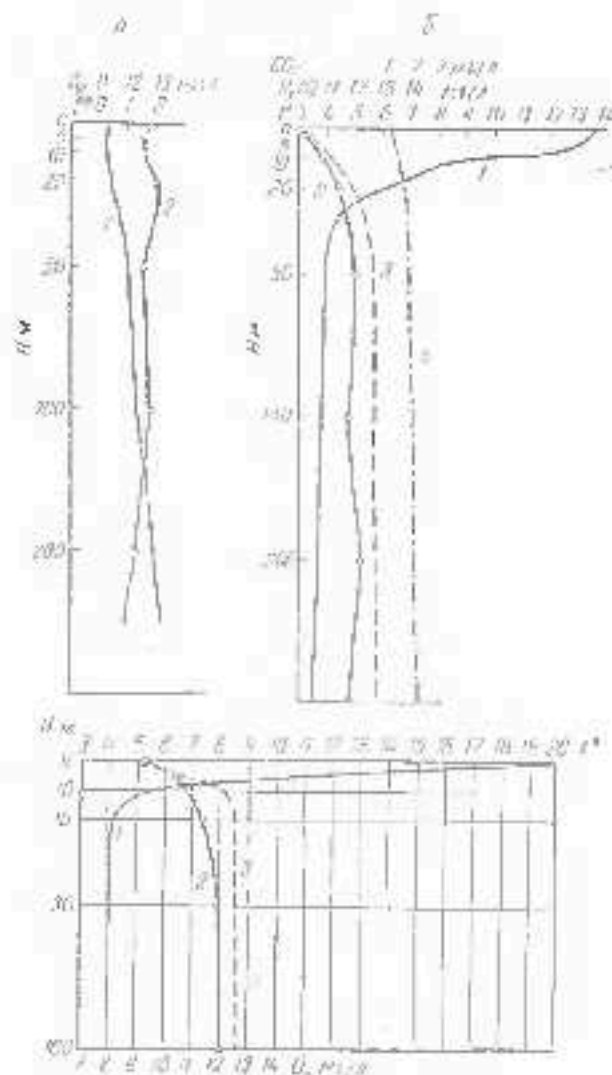


Рис. 57. Распределение по глубине растворенных газов в озере с резко выраженной олиготрофией (оз. Телицкое). а — лето (7/11/1951), б — осень (10/10/1951), в — зима (12/21/1951). 1 — температура воды; 2 — наблюдаемое количество кислорода; 3 — нормальное количество кислорода при средней температуре и давлении; 4 — наблюдаемое углекислотное напряжение.

свой части CO_2 и на оз. Шира в Хакасии и достигало 120% насыщения. Следует отметить, что приведенные озера (рис. 58 и 59) являются бинамиотрофными и обладают некоторыми признаками эвтрофации лишь в эпителии.

Метабиотический минимум кислорода может быть устойчивым явление в течение всей летней стратификации (оз. Шира). В озерах с более сильно выраженными признаками эвтрофации, в которых эпителии прозрачности меньше, а глубинные кислороды

В озерах с четко выраженной эвтрофией таковой режим значительно сложнее.

Кислород проникает в глубинные слои лишь в периоды осеннего явления циркуляции. В периоды стратификации, или преемства,

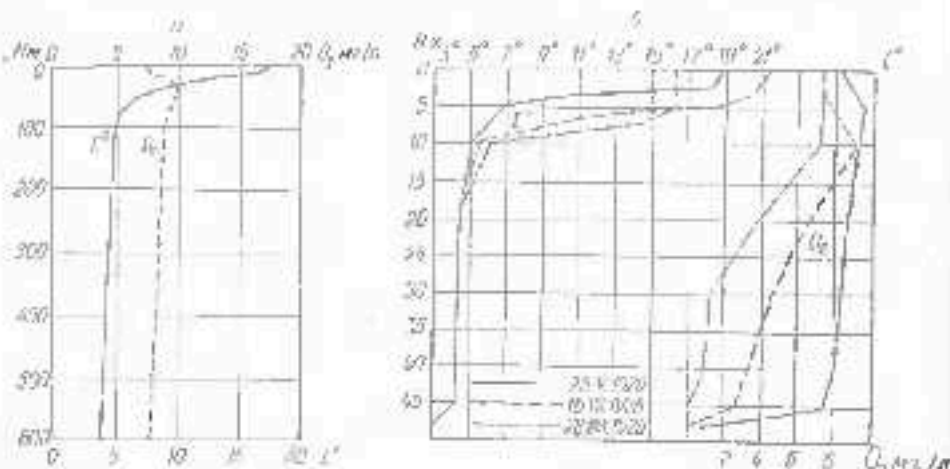


Рис. 58. Распределение по глубине растворенных газов в озерах с ясно выраженной эвтрофией:

а — оз. Шира-Куль, лето (8.VII—1927), б — оз. Байгал, лето (1928)

интенсивнее, при погружении вода температурно скачка в осеннее время использованный максимум кислорода может достигнуть минимума, что наблюдается на оз. Большом Пискальском¹.

В некоторых озерах (например, оз. Таубинское, рис. 61) явление метабиотического минимума устойчиво.

Насыщения CO_2 , H_2S и H_2 в эпителии озер, как правило, не наблюдаются. Крайне редко встречаются CO_2 , обычно связанные с отражением водных распределений кислорода.

В отношении N_2 известно, что бактерии-азотификаторы и некоторые виды синезеленых водорослей могут усваивать молекулярный азот и превращать его в состав белковых соединений, способствуя таким образом увеличению содержания форм азотистого азота в озерных водах, т. е. накапливанию в них биогенных элементов.

¹ Е. И. И. и Л. И. И. Изучение метабиотической эвтрофии. Nature-Geographica, Bd. 21, 1933.

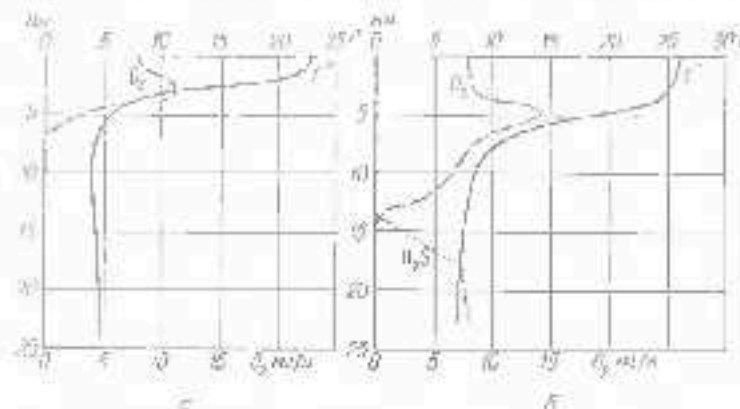


Рис. 59. Распределение по глубине температуры и растворенных газов в озерах с развитой прозрачной эпителией:

а — оз. Байгал, г. Покровка (5.VI—1928), б — оз. Байгал, г. Култук (1929)

в гипотезы кислорода совершенно исчезает и создается анаэробное условие, способствующее образованию таких газов, как CH_4 , H_2S и H_2 . Негативные кислороды и метаны при-

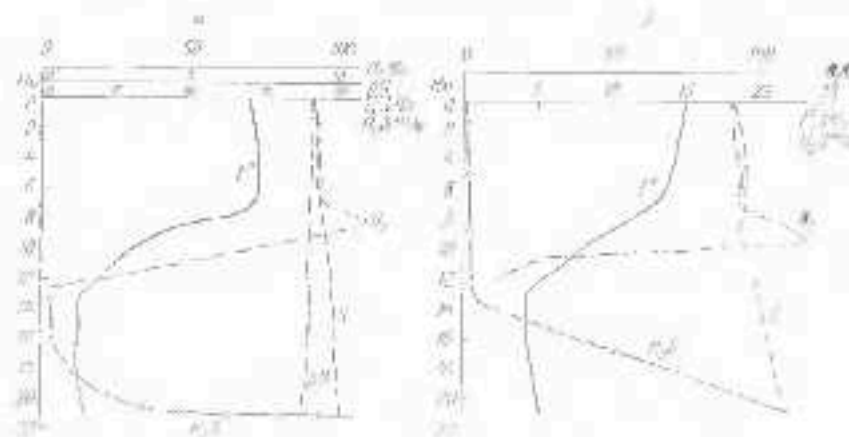


Рис. 60. Распределение по глубине температуры и растворенных газов в оз. Шира:

а — 10/IX—1927, б — 16/IX—1927

групп бактерий, живущих за счет энергии, выделяющейся в результате окисления этих соединений.

Особенно большое накопление сероводорода возможно при существовании устойчивого режима в гидросфере и, следовательно, стабильных аэробных условий в нем и течение продолжительных времени. Таким режимом отличаются главным образом озера со значительным увеличением солености ко дну, что препятствует окислительной циркуляции (образованию тремиса).

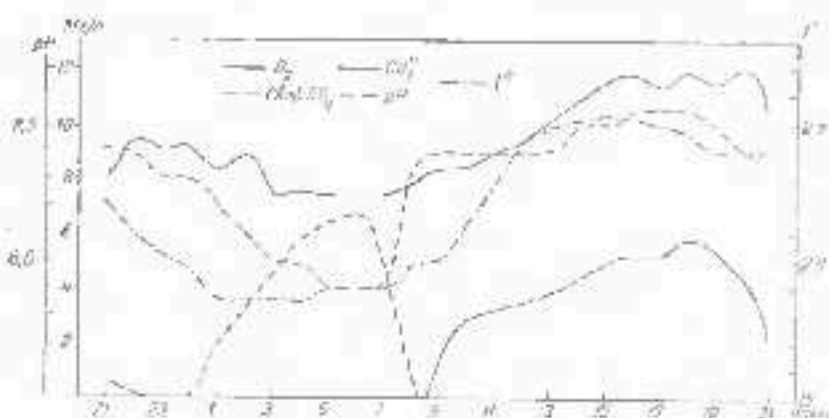


Рис. 63. Сезонные изменения содержания растворенных газов в озере Невинномысском (по С. А. Алексюк)

озера). В природном слое ва. Невинного (яркового (УША) содержание H_2S достигает 780 мг/л.

Содержание растворенных газов в периоды бурного развития фитопланктона испытывает значительные колебания и в течение суток. Днем наблюдается рост содержания O_2 и снижение содержания CO_2 , ночью — наоборот. Амплитуды суточных изменений содержания растворенных газов определяется интенсивностью фотосинтетических процессов и неодинакова не только для различных озер, но и для одного озера в разные сезоны и для его различных частей. Суточные колебания в содержании растворенных газов показаны на рисунках 63 и 64.

Некоторые типы распределения растворенных газов в водной массе озер в летний и зимний периоды показаны на рисунках 65, 66, 67.

Как видно из характера колебаний, в озерах летом (рис. 65) распределение кислорода в озерах было почти

равномерное. Во время устойчивых ветров, вызывающих стратификационные явления, происходит перераспределение содержания растворенных газов в гидросфере. В районе слоя у поверхности поднимается вода из нижней части озера, которая с меньшим содержанием кислорода. В районе неглубокого содержания кислорода и поверхностных слоев возрастает (рис. 66). В зимний период после образования ледяного покрова поступление кислорода в озерную воду прекращается и происходит лишь его потребление. Если при этом со дна озера активно выделяются газы (например, CH_4 , H_2S), которые особенно интенсивно продуцируются в центральных наиболее глубоких частях озера, то кислородный режим приобретает характерное кулообразное распределение (рис. 67).

С режимом растворенных газов непосредственно связана активность реакции в воде (величина pH). Величина pH зависит, как это известно из курса гидрохимии, главным образом от углекислотного равновесия и поэтому совершенно очевидно, что изменение этого гидрохимического показателя должно быть связано с изменением содержания CO_2 . Как можно было заметить из приведенных выше рисунков, изменение величины pH по глубинам обратно изменению содержания CO_2 . Поскольку ход содержания CO_2 , как это отмечалось выше, зеркально отражает ход содержания O_2 , то и величина pH также изменяется параллельно с изменением содержания кислорода.

В озерах различных типов величина pH различна и имеет колебания по сезонам года, а также по глубинам. Но согласно этому Нюшмури (1931) предложил классификацию, в которой проведено деление озер на ряд групп по величине pH (табл. 17).

Наиболее кислая реакция, озерной воды, связанная с присутствием в воде свободной серной кислоты, отмечена для оз. Котл. Нума в Швеции (pH — 1,4).

Наиболее щелочная реакция наблюдается на некоторых стратифицированных озерах (например, оз. Тростенское) в период наиболее развития фитопланктона и достигала 10,0.

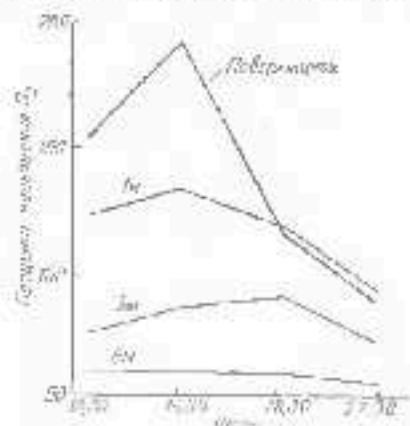
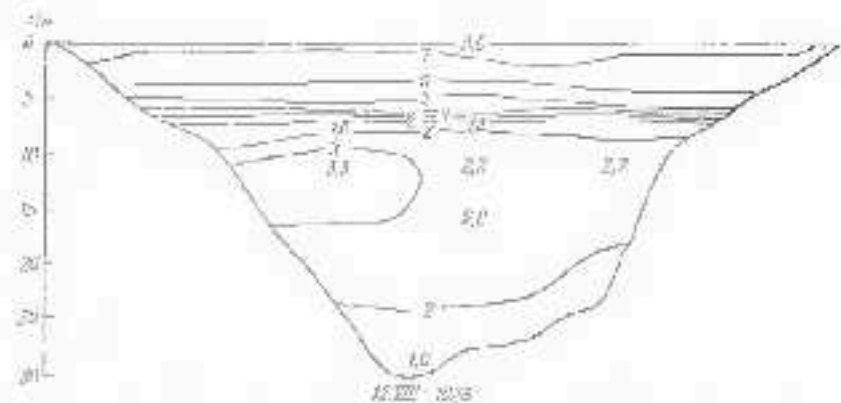


Рис. 64. Сезонные изменения содержания кислорода (в % насыщения) по глубинам в озере Невинномысском (по Н. П. Барановскому)

См. С. А. Алексюк и С. А. Алексюк. A contribution to the hydrochemistry of some regions. Trans. Conn. Ac. of Science, 1937, vol. 33.



Соединения азота в озерных водах встречаются в виде нитрат-аниона (NH_4^+), нитрита (NO_2^-) и нитрата (NO_3^-) ионов. Кроме ионного состояния, соединения азота встречаются в элементарных соединениях, образующихся при распаде белковых веществ как в виде свободных радикалов, так и в виде коллоидов (алюминотонный азот).

Под действием различных бактериальных групп соединения азота переходят из одной формы в другую и содержание отдельных форм сильно меняется по сезонам года. Однако среднее содержание общего азота в данном водоеме остается неизменной более или менее постоянной. Именно это дело основание Наушану делить азот в число главных показателей при оценке степени трофии водоема.

Динамика соединений азота в водоеме веротны может быть охарактеризована следующим образом:

1. При отмирании живых организмов, под воздействием бактерий, происходит распад белковых веществ и азот, содержащийся в них, выделяется главным образом в виде иона NH_4^+ . Этот процесс называется процессом аммонификации.

2. Поднимаясь и будучи богатым кислородом, верхний слой, ион NH_4^+ , под воздействием других видов бактерий окисляется сначала до NO_2^- , а потом и до NO_3^- . Этот процесс известен как нитрификация.

3. Ион NO_3^- в анаэробных условиях может подвергаться действию третьей группы бактерий с восстановлением до свободного азота, выделяющегося в атмосферу. Этот процесс, ведущий к потере водоемом нитратных азотистых солей, носит название процесса денитрификации.

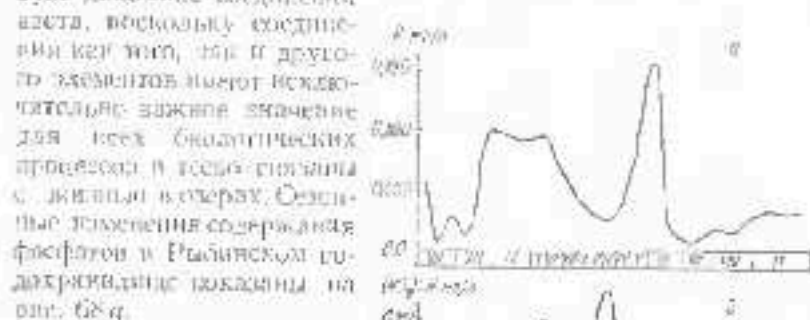
4. Процесс денитрификации сопровождается процессом усвоения свободного азота, о чем уже говорилось выше.

По данным Кузнецова (1952) для оз. Черного (только с июля, выраженной стрелой), фиксации атмосферного азота составляет около 13% от общего поступления в водоем, а потери вследствие денитрификации — 14%. Таким образом, общий запас азота в озере остается неизменным.

Будучи тесно связанной с биологическими процессами в озерных водах, содержание различных форм азота сильно меняется по сезонам. Так, в зимнее время преобладают аммонийные ионы NH_4^+ , который активно окисляется в период весенней циркуляции и в начале лета. Процесс окисления NH_4^+ приводит к увеличению содержания NO_2^- и NO_3^- . Последние активно участвуют в процессе развития фитопланктона, и во время цветения водоемы содержат много нитратов веротны опускаются до нуля. Поскольку процессы перехода азота из одной формы в другую происходят довольно быстро, в течение суток также отмечается изменение содержания форм азота, повторяющееся в микроцикле сезонной вод.

Изменение содержания азотистых в Рыбинском водохранилище показано на рис. 68, б.

Соединения фосфора присутствуют в озерных водах в виде минеральных и органических соединений. Кроме растворенных соединений, фосфор может присутствовать во взвешенных частиках. Динамика соединений фосфора по сезонам соответствует динамике соединений азота, поскольку соединениями как мин., так и органич. элементов имеют исключительное значение для всех биологических процессов в водоемах.



Соединения кремния, так же как и фосфора, присутствуют в озерных водах в виде минеральных и органических соединений. Часть кремния находится в коллоидном состоянии и эта форма еще мало изучена.

Соединения кремния, так же как и соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следы некоторых органических веществ из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть окисленной кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дно водоема. Неполностью изучен кремний в водоемах, привносящий который образует за счет процессов подымных притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучение это гораздо слабее. В озерах массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде очень резко падает.

Соединения кремния, так же как и соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следы некоторых органических веществ из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть окисленной кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дно водоема. Неполностью изучен кремний в водоемах, привносящий который образует за счет процессов подымных притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучение это гораздо слабее. В озерах массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде очень резко падает.

Соединения кремния, так же как и соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следы некоторых органических веществ из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть окисленной кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дно водоема. Неполностью изучен кремний в водоемах, привносящий который образует за счет процессов подымных притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучение это гораздо слабее. В озерах массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде очень резко падает.

Соединения кремния, так же как и соединения фосфора и азота, являются биогенными элементами. Следы некоторых органических веществ из соединений кремния (например, диатомовые водоросли). После отмирания этих организмов часть окисленной кремния вновь переходит в растворенные формы, а другая часть оседает на дно водоема. Неполностью изучен кремний в водоемах, привносящий который образует за счет процессов подымных притоков. Распределение соединений кремния по глубине в различные сезоны года имеет примерно те же закономерности, что и соединения фосфора и азота, однако изучение это гораздо слабее. В озерах массового развития диатомовых водорослей (весной и осенью) содержание кремния в воде очень резко падает.

Рис. 68. Сезонные изменения содержания фосфатов и нитратов (мг/л) в озере Рыбинском водохранилище (по В. Кузнецову).
а — фосфаты, б — нитраты

Наиболее растворимой формой является гидрокарбонат двухвалентного железа. Это соединение устойчиво лишь в анаэробной среде с присутствием значительного количества CO_2 . При появлении кислорода и уменьшении содержания CO_2 гидрокарбонат железа переходит сначала в гидроксид $\text{Fe}(\text{OH})_2$. Гидрат закиси железа далее легко окисляется в трудно растворимый гидрат окиси $\text{Fe}(\text{OH})_3$, и выпадает из раствора, причем этот процесс протекает главным образом при участии бактерий, называемых железобактериями, использующих в процессе жизнедеятельности энергию, выделяющуюся при окислении гидрокарбоната железа.

Гидрат окиси железа в сочетании с гуминовыми веществами образует довольно устойчивые комплексы. При бактериальном разложении органических веществ гидрат окиси железа выпадает в осадок, образуя озерные железные руды, известность которых считается результатом жизнедеятельности бактерий. Железобактерии часто развиваются в таких больших количествах, что забивают трубы водопроводов.

Поскольку содержание железа в озерной воде тесно связано с режимом растворенных газов, естественно, что содержание соединений железа также испытывает колебания по глубине и в разные сезоны.

Количество растворенного железа возрастает с глубиной в периоды stagnation, а в периоды циркуляции, при пропускании кислорода на глубину, соответственно уменьшается. Эти закономерности хорошо видны из приводимых на рис. 30 кривых распределения железа.

Органические вещества в пяти видах присутствуют в воде озер. Наиболее простой по составу типичный состав органических веществ является парадоксальное количество кислорода (в мг/л), потребляющегося для их окисления. Эта величина носит название окисляемости воды.

Органические вещества, находящиеся в водоеме, могут входить в состав живых организмов или являться продуктом их распада.

Органическое вещество может поступать в водоемы либо пассивно и в этом случае называетсяalloхтонным, либо образуется в самом водоеме в результате биологической деятельности организмов и носит название автохтонного.

Поступающее в водоемы в процессе стока органическое вещество состоит главным образом из гуминовых соединений, вымываемых водой из леса. Большую роль в образовании многих озер органическими веществами играют сточные воды промышленных предприятий, канализационных пунктов и удобрений почв сельскохозяйственных угодий. По мере развития промышленности и освоения земель в бассейне озер эта роль все более возрастает.

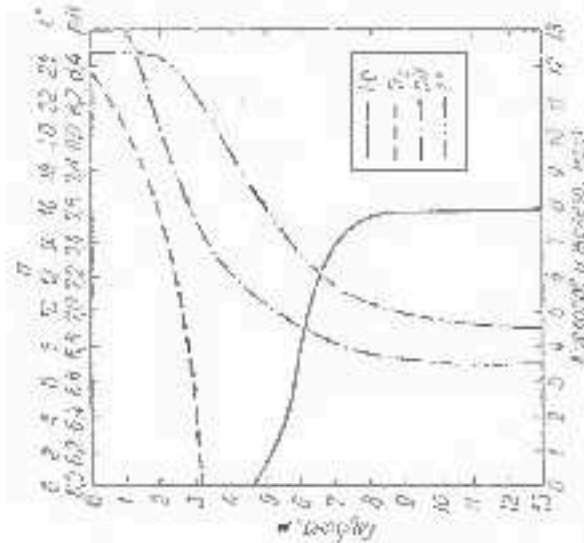


Рис. 30. Сезонное распределение содержания железа в озерной воде по глубине (0-15 м) и сезону (I-VI). I — летнее стратификация, II — осенняя стратификация, III — весенняя стратификация, IV — зимняя стратификация, V — весеннее таяние льда, VI — летнее таяние льда.

Источником образующих органических веществ в водоеме является фотосинтетическая деятельность зеленых растительных организмов, и, в частности, фитопланктона. При этом процветает, развиваются органические вещества на минеральном и растворимом основании жизни на земле, как известно, выполняется уравнение: $6CO_2 + 6H_2O \rightarrow C_6H_{12}O_6 + 6O_2$. Продукция кислорода способствует образованию H_2O_2 и углекислоты, который и служит основным материалом для всех последующих превращений органических веществ.

Как поступившие в водоемы, так и образующиеся в них органические вещества подвержены в дальнейшем распаду главным образом под воздействием бактерий, которые превращают сложные органические вещества в простые, растворимые. Выделяющаяся при этом энергия служит источником их существования, и биогенные элементы, выщелачиваясь в процессе распада органических веществ, вновь включаются в общий круговорот биогенных веществ.

Не все органические вещества, поступившие или образующиеся в водоеме, подвергаются разрушению и минерализации. Часть уходит в осадки и в растворимом или коллоидном состоянии со сточком, или в виде илловых и росов, так как значительная часть уходит в виде илловых росов, оседание которых происходит в жилах илловых росов, вылет водных насекомых и т. д.), или в виде уходящих в атмосферу газовых продуктов разложения (CH_4 , H_2S , CO_2). Другая часть, не успев подвергнуться разрушению и минерализации, оседает на дно, где подвергается разному образу преобразования, создавая органическую часть осадочных пород.

Количество органических веществ в осадках, естественно, непостоянно и колеблется в зависимости от сезона. Наибольшее количество их наблюдается в озерах при массовом отмирании плавающих водорослей.

Судя по величине окисляемости, количество органических веществ в ягренском озере возрастает также со временем и увеличивается в зимнее время. Так, например, в оз. Рогозно (Валдайская возвышенность) 4/VIII 1932 г. окисляемость на поверхности была 28,8, а на глубине 5,3 г — 48,6 мг O_2 / л. При этом летом окисляемость составляла 23—36 мг O_2 / л, а зимой достигала 60 мг O_2 / л.

В олиготрофных озерах величина окисляемости в связи со слабым развитием жизни очень мала. Так, например, в Севане она составляла около 2, а в Байкале — 1 мг O_2 / л.

Микроэлементы в воде пресных и соленых озер присутствуют в весьма малых количествах. Если в бассейне озера имеются рудные тела, то в воде озер, как правило, наблюдается увеличение содержания биогенных элементов. Это явление

может быть использовано как биогенный показатель наличия рудных тел при геологических поисках. Однако, закономерности накопления микроэлементов в воде озер весьма сложны. Различные элементы накапливаются в неодинаковой степени.

При обследовании озер Хазасси, которые настоящей главы установили, что содержание бор в воде соотносится с содержанием азота, приростом азота в водоеме, и тем самым как фтор накапливается в водоеме, и азот не накапливается в водоеме. По всей вероятности, последние два элемента переходят в донные осадки. Интересно сравнить содержание указанных элементов в водах притока оз. Шара и в самом озере. Лайт: в притоке — 0,16 мг/л, в озере — 0,17 мг/л; фтор: в притоке — 0,52 мг/л, в озере — 1,40 мг/л; бор: в притоке — 0,02 мг/л, в озере — 1,62 мг/л.

Содержание некоторых металлов в воде озер различно. Характеристика по Д. П. Мельнику следующим образом: Байкал: Ca — 0,0023 мг/л, Mg — 0,005 мг/л, Cu — 0,01 мг/л; Б. Чусовое (Урал): Co — 0,01 мг/л, Ni — 0,002 мг/л, Cu — 0,018 мг/л.

Важное значение имеет в некоторых элементах рассейности наблюдается в озерах, что будет рассмотрено ниже.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДОХРАНИЛИЩ И ЕГО ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Гидрохимический режим водохранилищ изучен еще недостаточно. При образовании водохранилища гидрохимический режим резко меняется, приближаясь к стационарному. Совершается также и условия биогенных процессов. Происходит изменение условий развития растений, водной растительности, меняется форма нектара, биотоса.

При образовании водохранилища очень важным является учет специфики гидрохимического режима в период фазе существования водоема, в момент перехода к речному режиму на озерах. Путем регулирования стока и подбора вод можно активно воздействовать на формирование гидрохимического режима.

Содержание воды и водохранилища, особенно при аккумуляции больших объемов воды, рассредоточивается по водоему, будет зависеть в основном от того, как это было в речных условиях. Сложившееся состояние водоема будет зависеть от того, как это было в речных условиях. Сложившееся состояние водоема будет зависеть от того, как это было в речных условиях.

Для небольших водохранилищ в речных условиях недостаточного удержания, наоборот, обычно характерны колебания содержания в водоеме по сезонам и в течение года (рис. 70). При значительных колебаниях уровня и глубины залегания водоема, в речных условиях недостаточного удержания, наоборот, обычно характерны колебания содержания в водоеме по сезонам и в течение года (рис. 70).

того исследователя водохранилищ с полным изменением солевого состава. В водохранилище уже в первый период его существования поступает много осадков и биогенных элементов, что создает предпосылку для значительной интенсификации биологических процессов. На многих вновь созданных водохранилищах пагубно делось вкормление минеральных веществ. Реальным решением задачи в биогенных элементах также представляет уменьшение про-

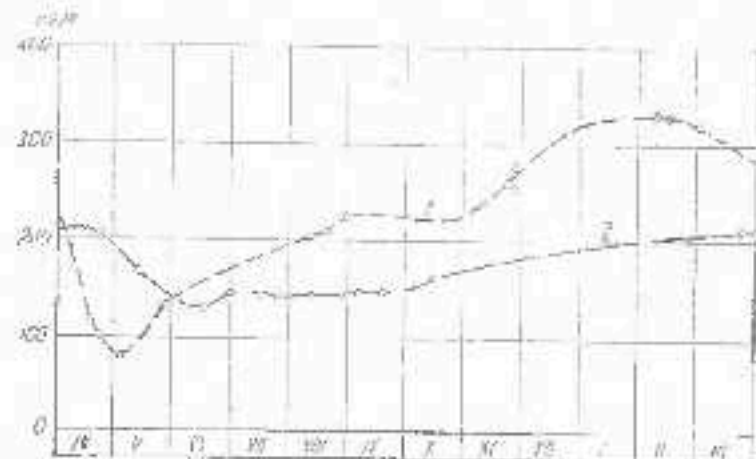


Рис. 70. Костянные орудия из п. Борок по и полевому материалу
Рябенко в издании: П. П. Рябенко: 1 — 1935—1940 гг.
2 — 1944—1945 гг.

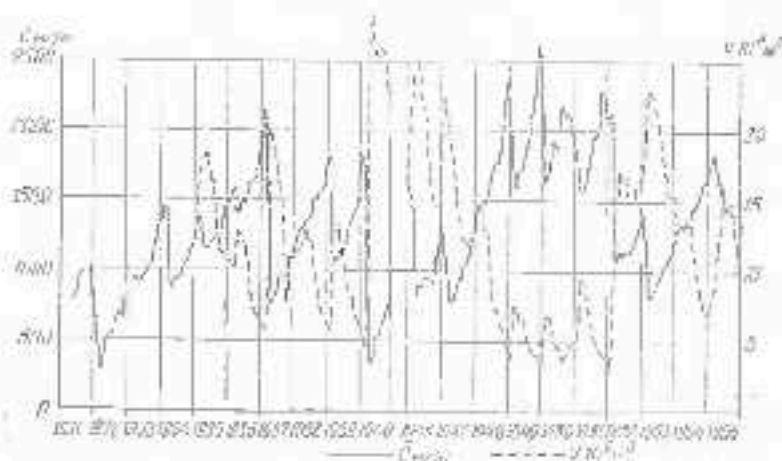


Рис. 71. Карбидный обвал и горючесть воды Карлсбургского водоката-
вального (Донбасс) за 1931—1940 и 1944—1945 гг. С — содержание влаги,
V — объем 10^3 л.²

близкая по своему характеру к серному типу. Передви в водохранилищах в первый период их существования поступает большое органических веществ, что приводит к полному потреблению кислорода в нижних слоях и создается анаэробная среда. Так, например, на Учаловском водохранилище в первый год, зимой, наблюдалось появление заметных количеств сероводорода. Незабурном развитии фитопланктона, естественно, наблюдаются значительные колебания в содержании O_2 и CO_2 не только в различные периоды года, но и в течение суток. Так, в Рыбинском водохранилище в августе 1946 г. в поверхностных слоях наблюдались колебания в содержании O_2 в пределах 150—200%, и тем самым как на глубине 8,5 м — около 60%.

Резким биогенным маркантом приобретает, как известно, сульфид оловяного рода (рис. 68).

Для полного представления о процессах самовосстановления и решения целого ряда других вопросов, имеющих научный и производственный характер, весьма важны результаты составленного гидрохимического баланса озера, показывающего:

Гидрохимический баланс должен включать прирочно-расходные статьи всех групп гидрохимического влияния. Составление такого баланса на современном этапе изучения природы представляется чрезвычайно сложным. Однако в связи со строительством огромных водохранилищ и колоссальными трудами, проведенными работ по ирригации и освоению засушливых земель, организации искусственных водосток и работ по осушению болот, возникает необходимость протеста различных показателей гидрохимического режима и их взаимной общности сопоставления и сопоставления со временем.

Помимо прогноза экологического состояния, практикой могут быть поставлены и другие частные вопросы: прогноз газового режима, режима биогидроэлементов и других факторов, от которых зависит биологическая продуктивность водоемов, и т.п. (в частности, в Т. 1).

Прогноз будущего режима отдельных элементов гидротехнического комплекса в подавляющих прудах и водохранилищах по реческому режиму может быть произведен с помощью метода.

1. Проверка на основании изучения гидрохимического режима существующего водохранилища.
2. Проверка по методу аналогов.
3. Проверка, построенная на учете поступления и расходования элементов гидрохимического комплекса, основанная на распределении водно-солевого баланса.

Первый метод может быть применен лишь к существующим подохранилищам, второй — дает только общие качественные соображения о гидрохимическом облике водоема, так как подобие аналога, полностью соответствующего всем физико-географиче-

ским условиям жизни, существующего гидрохимизма, изменчивости. Третий метод является наиболее перспективным и в то же время не весьма сложным, так как требует не только механического учета прихода и расхода солей, но и учета природной изменчивости, биохимических процессов в водоеме.

Качественный этап выделения элементов, под влиянием которых происходит формирование гидрохимического режима озера и водохранилища, чрезвычайно связан с его водным балансом (см. главу III). В общем виде уравнение солевого баланса может быть записано так:

$$\Delta S = S_1 - S_2, \quad (1)$$

где S_1 — количество растворенных веществ в начале расчетного периода, S_2 — то же — в конце, ΔS — изменение количества растворенных веществ в водоеме за расчетный период.

Без учета биологических биохимических процессов, количественное распределение результатов которых представляет большую трудность, расчетное уравнение солевого баланса имеет следующий вид:

$$S_{\text{вх}} = S_1 + S_{\text{ос}} + S_{\text{пр}} + S_{\text{пр-л}} - S_2 - S_{\text{ос-л}} - S_{\text{л-л}} - S_{\text{л-п}}. \quad (2)$$

где $S_{\text{вх}}$ — содержание растворенных веществ в начале расчетного периода; S_1 — то же — в начале периода; $S_{\text{ос}}$ — приращение речных водных водности речным стоком; $S_{\text{пр}}$ — приращение осадков на поверхности; $S_{\text{пр-л}}$ — приращение грунтовыми водами; S_2 — вынос при фильтрации; $S_{\text{ос-л}}$ — унос при подземном выборе; $S_{\text{л-л}}$ — унос при оброзах и паводках былых; $S_{\text{л-п}}$ — изменение содержания растворенных веществ при льдообразовании и таянии льда. Для озер $S_{\text{ос-л}}$ и $S_{\text{л-л}}$ объединяются в $S_{\text{ос-л-л}}$.

При этом не учитываются целый ряд других факторов (кроме биологических), влияющих на гидрохимию растворенных веществ в водоеме, как-то: элементы водоритма перероса и механизмы поглощения, накопления и растворения веществ и дождевых отложений, динамика выноса в береговой зоне при колебаниях уровня.

По предложению В.И.И. «Водос» (1967) учет этих факторов может быть произведен введением коэффициента $K_{\text{вх}} = \frac{S_{\text{вх}}}{S_{\text{ос-л-л}}}$, где $S_{\text{вх}}$ — фактическое содержание, $S_{\text{ос-л-л}}$ — расчетное содержание растворенных веществ в водоеме в конце расчетного периода.

По исследованиям на Карачинском водохранилище (Донбасс) величина $K_{\text{вх}} \approx 1$.

Каждый член солевого баланса выражается в единицах (обычно в тоннах) для всего водохранилища. Поэтому для составления солевого баланса необходимо знать химическую область воды в водохранилище, т. е. режим его работы.

Средняя величина концентрации данного элемента для общей

содержимости для водоема может быть получена делением общего запаса на объем водной массы.

Составление прогноза гидрохимического режима проектируемого водохранилища — весьма сложный и трудоемкий процесс, требующий, помимо составления уравнения солевого баланса, учета целого ряда дополнительных факторов, в частности фито- и географических условий. В связи с этим прогноз каждого нового элемента встречает свои специфические трудности и методика прогноза гидрохимического режима пока разработана только в общих чертах.

Мы не имеем возможности подробно останавливаться на методике прогноза гидрохимического режима водоемов, который является предметом специальных курсов. Отметим лишь, что наиболее слабо разработанными сторонами этого вопроса являются учет эмпирических связей из грунтов и почв, влияющих на образование водохранилища, и его гидрохимического режима в первые годы образования. Это имеет очень важное значение для водохранилища в зоне недостаточного увлажнения.

При организации водохранилища весьма важным является поддержание качества воды в пределах санитарных норм. Поэтому при прогнозе должно быть учтено влияние стока воды, а также приняты предупредительные меры, как например: вырубка деревьев, кустарников, уничтожение последствий загрязнения атмосферы местностями, расположенными пунктами, саятия почвенного покрова и т. д.

В заключение следует отметить, что составление водно-солевого баланса для Аральского моря дает возможность вскрыть так называемый «географический парадокс» его (Л. С. Серг.), заключающийся в том, что с учетом всех природных режимов солей в Арал, его солевая масса сокращается за очень малый срок, не выходящий из с историческими, из с геологическими сроками (140 лет, а с учетом оседания устьевых каналов — 800 лет). В тоже время соленость Арала за прошедший период наибольший практически не менялся.

Следящий баланс, составленный П. К. Виноградовым, показал, что для поддержания солености на одном уровне в восточной части Арала в локализованные соляные озера должно уходить $1,2 \text{ км}^3$ воды, с которой при существующей в этой части моря солености испарится за пределы Аральского моря все ежегодное поступление солей. Такого рода примера водного баланса подтверждают это предположение: природная часть оказалась больше расходом на $1,2 \text{ км}^3$ или 20 мл слоя.

МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ ОЗЕРА

Указанная выше замкнутость в распределении минеральных солей по фито-географическим зонам для территории СССР была

деятельности А. Н. Даске-Литовского, наметившим границы их распространения.

Северная граница зоны минеральных озер на территории СССР идет от устья Дуная, вдоль побережья Черного и Азовского морей к устью Дона, по Ергеням до Камышина, далее через Волгу к Южной оконечности Мугуджар, затем на север до Челябинска, далее в Омск, почти по направлению Транссибирской магистрали, по побережьям Оби и Арктики Иртиша и через Тар-Батай в Монголию.

Зональные районы расположения минеральных озер связаны с наличием определенных пород, по составу отнесенных к выделу на Азиатской части СССР восточнее и Минусинской котловине, бассейну Селенги, в районе Читы и Даурии.

Содержание ионов в минеральных озерах близко к насыщенному и при дальнейшей концентрации ионизирует за собой выпадение из раствора различных солей (сода).

Учитывая близость солей натрия, а также переход ионов в определенном растворе минеральных озер в сложные комплексы, принято условно выражать содержание основных солеобразующих ионов в солевой форме, в виде так называемых гипотетических солей.

Решая распределение ионов и биогенных элементов в минеральных озерах почти не изучены.

В связи с усилением болезней человека в воде минеральных озер иногда происходит заметное повышение концентрации токсичных веществ, как бора, брома, йода, калия.

Минеральное озеро, в котором преобладают соли натрия, называется *сильным* или *сильным*, а его вода, представляющая собой насыщенный раствор, называется *рассолом* или *рипсой*. По количеству солей сохраняют рипсу круглый год и называют *ранними*, другие пересыхают и называются *сухими*.

Каждая соль представляет собой сложный комплекс, причем кристаллический может одновременно содержать солей, соотношение которых определяется условиями физико-химического равновесия и является предметом специального изучения.

Выделение из рипсы солей подразделяется на *инкогда*, *стабильную* и *коррозивную* соль.

По *инкогда* и *стабильной* называется соль, выпадающая в течение данного года в виде рипсового слоя на дне или выпрыскивая волнами на берега в виде налета. При изменении физико-химических условий новообразования может полностью или частично раствориться. Нерастворившиеся новообразования выпадают и лавина или *лавина* и переходит в *стабильную* соль. При дальнейшей перекристаллизации и уплотнении под тяжестью вышедших слоев старая соль переходит в *коррозивную* соль.

Ионный состав рипсы непрерывно меняется под воздействием

гидрометеорологических условий: периодические изменения при колебаниях климата и циклические, связанные с изменением дождливости. Помимо этих изменений, в рипсе постоянно происходят различные химические процессы, обуславливающие изменение ее состава, так называемая метаморфизация солевого состава.

При циклических изменениях увеличивается концентрация рипсы в весеннее время, а уменьшается — в конце лета. Нерасходившиеся изменения могут периодически расширять область озера: может происходить значительное расширение, частичное растворение хрупкой соли, во время высыхания и частичного растрескивания сухой соли ветром. При обследовании спящих озер периодически колебания их режимов впервые обнаруживались в виде чередующихся отложений солей разного состава, перемежающихся с лавинами отложений. Поскольку процессы метаморфизации рипсы рассматриваются в курсе гидрохимии, здесь мы коснемся лишь в ходе изложения фактического материала.

Высокие концентрации солей в рипсе и иногда чередование слоев рипсы различного химического состава создают своеобразный температурный режим соляных озер.

В летнее время происходит сильный прогрев рипсы, которая, как правило, распространяется слоем в 30—50 см по дну озера. Температура рипсы иногда достигает 50°. В зимнее время температура рипсы опускается до —15— —20°. Озера со сравнительно высокими концентрациями рипсы покрываются льдом. При этом происходит вымораживание солей, повышается концентрация рипсы и поднимается слой в период выветривания солей в виде мелких кристаллов на нижней поверхности льда. Озера с сильно насыщенными рипсой не замерзают даже при очень низких температурах. Так, например, в соляных озерах Приаралья, в которых преобладает хлоридный натрий (хлорид), не образуется льда даже при температурах рипсы —35— —30°.

В соляных озерах, имеющих значительную глубину, рипса в зимний период сильно охлаждается, а в летний — нагрет захватывает толщины верхний слой рипсы. По наблюдениям А. Н. Даске-Литовского (1938), на оз. Раздан в Илесе (глубина 17,6 м, вода на старых соляных выработках) в жаркое время года температура на поверхности рипсы достигала +32, +35°, но уже на глубине 4 м — 4,5 м температура опускалась ниже нуля, а в придонных слоях достигала —8,6°.

По данным А. М. Гроздецкого, своеобразный температурный режим возникает при чередующихся слоях хлоридной рипсы с рипсой, насыщенной сульфатом натрия — солью, растворимость которой сильно зависит от температуры. В летнее время при прогреве этой соли приближается сульфатная рипса и температура слоев различного состава солей сульфатно-натриевой рипсы имеют значительно более низкую температуру, что связано с поглоще-

днем, темпета на растворение доминирующих масс сульфата натрия. В последнее время, при понижении температуры хлоридной рапы значительно ниже нуля, температура сульфидно-натриевой рапы нередко сохраняется в пределах нуля или чуть выше, так как в силу чрезвычайно более высокого температуры выделяются темпы при кристаллизации масс сульфата натрия.

Влияние сульфата натрия на изменение температуры расплава при равномерном его охлаждении видно из рис. 22.

Известно, что минеральные соли сульфата натрия происходят главным образом из морской воды и в ранние времена эта соль могла выветриваться при повышении температуры. Хлорид натрия выпадает в осадок соевыми в конце лета при максимальной концентрации в соленых водах.

Химический состав габриолы (табл. 1), описывающейся в культурной флоре, приведен в табл. 18.

По происхождению в составе разнородным материалы (группы принято подразделять на карбонатные (известняки), сульфатные (горючие сланцы) и хлоридные (галиты).

По приращению солевой насыщенности сформировалось до 10% по объему, образовались на месте подзарядки от моря эвапориты и гипсы. В концентратах, солевой массы которых возникла за счет аккреционных осадков и стала из-за

Рис. 78. Карта охлаждения воды
Куршевского озера 22.VIII—1947 г.
(по В. П. Гайденку)

изменное солонце, безводное солончаки отложениями и вдобавок припадков к промыванию; в то же время, ввиду наземного и восточного течения озер с высоким содержанием солей.

Гидротермальный солевой раствор минеральных вод определяется соотношением ионов в поступающих в него водах. При нагревании происходит концентрирование природных растворов с последующей метаморфизацией солевого состава. В основном метаморфизация связана с выпадением, по мере концентрации раствора, солей в последовательности, определяющейся как их растворимостью, так и действием ряда других факторов, связанных с физико-химическим равновесием.

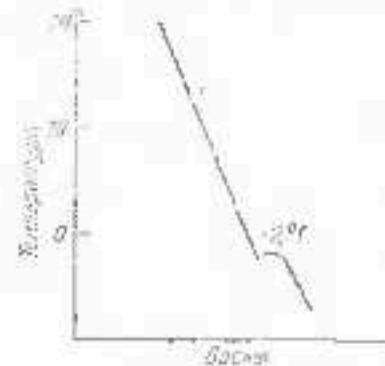


Рис. 72. Купанье охлажденных ран
Куршевского озера, 23.VIII—1947 г.
(по В. П. Гавришину)

Заметное влияние на метаморфизмический состав минеральной флоры оказывают процессы кативного обмена. В качестве примера можно привести структурную схему. Представим себе кварц с подлинным обменом рабы, подвешенное в силе. За счет этого анатомический процесс происходит с участием кативного обмена.

Таблица 1а

Окисление Fe^{2+} в водных растворах при различных температурах

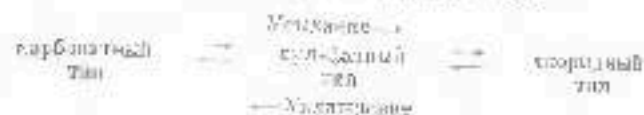
Характеристика соли	Название	Состав
Простые		
Хлорид натрия	Галит	NaCl
	Гидрогалит	$\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Хлорид калия	Битартрит	$\text{KCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Сульфат натрия	Маршизит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
	Тенардит	Na_2SO_4
Сульфат калия	Кларкит	K_2SO_4
	Гриссардит	$\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
	Эпсмит	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Сульфат магния	Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Карбонаты и бикарбонаты натрия	Монаррит	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
	Сода	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
	Бикарбонат натрия (пищевая сода)	NaHCO_3
Сложные		
Хлориды	Карсилит	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
	Галшарит	$\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
Сульфаты	Асирхалит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Сульфаты + хлориды	Каринит	$\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Карбонаты + бикарбонаты	Триал	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

В остальное время вода достигает максимума концентрации главным образом за счет поляризации подстилающей поверхности, которая за этот период становится главным источником питания. В вечернее время в озере присутствуют процессы воды с большим содержанием кальция, и происходит значительное уменьшение концентрации размы. Обладая большей энергией подпитки, кальций (в отличие магний) вытесняет из подстилающего комплекса грунтов калий. При этом подпитывший комплекс грунтов обогащается кальцием и магнием.

Поскольку в пресных водах ион кальция связан в основном с бикарбонатами, то замещение его ион натрия также сопровождается бикарбонатами, образуется натриевый тип солей. В течение пяти лет проводили значительные концентрации ртуть в слое воды дельты, который раньше вытекает из дельты.

этого комплекса ионы магния и затем кальция. Комплексообразуются карбонатами, эти ионы быстро переводят карбонаты в осадок и в дальнейшем комплексообразуются с сульфатами. Сера переходит в сульфатный тип. По достижении известных концентраций сульфаты также начинают выпадать, а комплексообразующие ионы магния и кальция в хлоридном образует наиболее растворимые соли $MgCl_2$ и $CaCl_2$, присутствие которых создает возможность допущения ридий огромных концентраций (350—380 г/л).

Приведенная схема чрезвычайно осложняется всем разнообразием комплексов природных веществ и рядом сложных химических реакций обмена и разл. Однако общая схема процессов, переводящих серу по одному типу и другой, в основных этапах вырисовывается, по М. Г. Валавику, в следующем виде:



Минеральные озера служат источниками ряда ценных химических ископаемых: поваренной и каменной соли, сульфат натрия и сода, хлористый магний и бор, бром и йод. Природные минеральные соли являются сырьем в химической промышленности и используются во многих отраслях народного хозяйства. Таки



Рис. 13. Схематический разрез оз. Сина (по А. М. Давыдовскому): 1 — глина, 2 — верхний карбонатный осадок, 3 — карбонат поваренной соли, 4 — осадок и глина, 5 — осадок соды, 6 — прибрежно-бурая глина.

пример, поваренная соль используется более чем в 1500 видах производства (пищевая, лесохимия, текстиль, фармацевтика, металлургия, водные ресурсы, пластмассы, мыла и т. д.).

Из крупнейших соляных озер и озерных районов, имеющих промышленное значение, в СССР следует отметить:

1. Хлоридные (главным образом растворимая соль): Эльтек, Бакудук, Юльмистраханские, Саякское и Сасын-Синит в Крыму, некоторые Аппалачи (Кульмистранский, Хаджибейский), Припильские озера (у Павлодара), Буртинское, Киринское, В. и М. Ташкент и др.

2. Сульфатные (главным образом хлориды): Кара-Бугаз-Гол, озера у г. Черкески (Современный Кавказ), озера Кулунды (Кулундское и др.), некоторые озера Бурят-Монголии и др.

3. Карбонатные (сода): озера Кулунды (Манайлаевская и Ключевская группы), Дуринское озеро и Забайкалье, некоторые озера Бурят-Монголии и др.

Хлоридный магний, бромистые соли и йод добываются в Перекопской группе озер в Крыму, на оз. Эльтек и др.

Весьма важное значение имеют сульфатные минеральные грязи, образующиеся во многих минеральных озерах и имеющие эффективные лечебные (бальнеологические) свойства. Некоторые вопросы, связанные с их образованием, рассматриваются ниже. Здесь мы ограничимся лишь одной схемой зачаточной минеральной грязи в соляном озере (рис. 13).

В СССР минеральные грязи и лечебные воды используются в Крыму, на Кавказе, Нижнем Поволжье, Западной Сибири, Якутии и некоторых других областях.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев О. А. Соли тетраэдрические. Гидрохимизм, Л., 1948.
 Алексеев О. А. Сульфиды тетраэдрические. Гидрохимизм, Л., 1948.
 Билибин Л. Ю. Гидрохимия Аральского моря. Гидрохимизм, Л., 1956.
 Бернадский В. В. История минеральных вод. т. 3. СПб. Петербургский университет, 1914.
 Воробьев Н. Н. Основы расчета минеральной воды по догравиметрической системе. «Тр. ГИИ», 1951, вып. 23 (57).
 Временные указания по применению методов воды при исследовании догравиметрии. Волгоград, 1957.
 Давыдов А. М. Минеральные воды СССР, их типология и географическое распределение. «Природа», 1949, № 11—12.
 Давыдов А. М. Основы геологии и географии минеральных вод и основных месторождений минеральных вод. Гостехиздат, М., 1954.
 Кузнецов С. П. Роль микроорганизмов в формировании руды в солях. Труды АН СССР, М., 1952.
 Давыдов С. Г. Железные воды. Об. «Железные воды СССР», т. III. Изд-во АН СССР, М., 1950.
 Макаревич И. Л. Химическая география вод суши. Географизм, М., 1955.
 Россолон Л. Л., Кузнецов С. П. Давыдов как геологический исследователь минеральных вод. «Тр. Ленинградского университета», вып. 37. Гостехиздат, 1951.
 Yoshida S. Contribution to the knowledge of hydrogeology and mineralization of the lake waters in Japan. Proc. Imp. Ac. Japan, 1931, vol. 7, No. 5.

ДВИЖЕНИЕ ОЗЕРНОЙ ВОДЫ

Движение озерных вод может быть поступательным (течение, перемещение) или колебательным (подня, сейфа). В большинстве случаев все виды движений сочетаются. Например, при подходе воды к берегу и при их разрывании возникает волновое течение в прибрежном участке, волны и течения являются одной из причин возникновения сейфа и т. п. Ветер, воздействуя на водную поверхность, вызывает одновременно волны, течения и перемещение. Каждая частица воды участвует во всех этих движениях одновременно. Толщина слоя воды, охватываемого движением, определяется в общем преобладающей длиной волны.

Основными факторами, обуславливающими движение воды озер, являются: 1) ветер, вызывающий течение, волны, турбулентное перемещение вод, течения и течения и 2) разность плотностей воды, обуславливающая конвективные перемещения. Волотки, выходящие и втекающие из озер, создают течение, часто течения у устьев на водосоединениях водоток, но во многих водоемах течение распространяется на большие расстояния, а в южных проточных озерах и водохранилищах могут скапливаться и по всей водной массе. Меньшую роль играют нерегулярно действующие факторы — разность атмосферного давления над отдельными участками озера, вызывающая сейфы, землетрясения и тектонические движения земной коры, приводящие к движению всей массы воды или длинное крупище волны. Последние факторы действуют только в некоторых районах. Ниже рассматриваются основные виды движений озерных вод.

ВОЛНЫ

Поскольку общая теория волновых движений в водной среде подробно излагается в специальных руководствах, в настоящем курсе мы останавливаемся в основном лишь на специфические явления в озерах и водохранилищах.

Частицы воды, участвующие в волновом движении, совершают колебания по орбитам и одновременно передвигаются в ветровом течении и перемещении, как говорилось выше.

Волны характеризуются размерами (высотой и длиной), формой, скоростью орбитального движения частицы (V) и поступательного самой волны (C), периодом (T). Высшая точка волны называется гребнем, низшая — ложбиной. Высота волны (H) — превышение ее гребня над ложбиной, длина волны (L) — расстояние между соседними гребнями или ложбинами.

Крутизна волны (K) — отношение высоты к длине $K = \frac{H}{L}$.

Период волны (T) — время, в течение которого частица совершает полное колебание по своим орбитам. Ветровое волны (B) — отношение скорости волны (C) к скорости ветра (W): $B = \frac{C}{W}$. Между характеристиками волны (для глубокой воды) существуют следующие зависимости (табл. 10).

Таблица 10

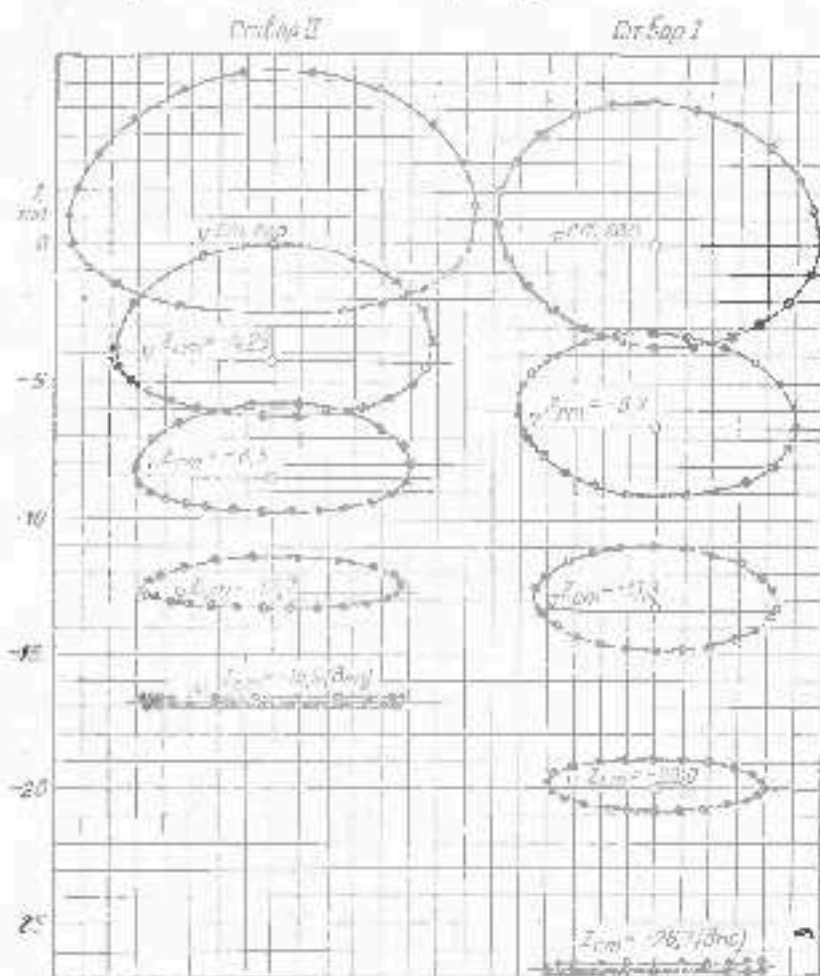
Соответствие между характеристиками волновой волны

	L	T	C
L	—	$\frac{g}{2\pi} T^2$	$\frac{2\pi}{T} C$
T	$\sqrt{\frac{2L}{g}}$	—	$\frac{2\pi}{T} C$
C	$\sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$	$\frac{g}{2\pi} T$	—
K	$\frac{1}{L} \sqrt{\frac{2L}{g}}$	$\frac{2\pi}{g T}$	$\frac{2\pi}{L} C$

Размер ветровых волн зависит от скорости ветра (W), продолжительности его действия (t), разгона волны (D) — пути, пройденного волной от нуля ее возникновения, глубины водоема (H) (если она не превышает половины длины волны), ускорения силы тяжести (g).

При увеличении скорости ветра и разгона, волны будут увеличиваться. Но на некоторой стадии развития волнения разность между скоростью ветра и скоростью волны становится столь малой, что передача энергии от ветра к волне практически прекращается. После этого увеличение волнения не будет. С другой стороны, при возрастании высоты и длины волны глубина водоема

где H_1 и H_2 — глубины на участках ($H_1 > H_2$); h_1 и h_2 — высоты волн на участках с глубинами H_1 и H_2 .



где E_k — кинетическая энергия, E_p — потенциальная энергия, h — высота волны, L — длина волны, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести.

Наибольшее количество энергии сосредоточивается в гребне, причем, чем ближе к месту разрушения волны, тем больше энергии сосредоточивается в нем.

По опытам Н. Е. Кокдзашева, рассмотренным выше, соотношение энергии гребня (E_g) и подошвы (E_d) волны на бере приближенно к месту ее разрушения увеличивается по мере приближения к / створу: $\frac{E_g}{E_d} = 2,3$, по II створе 5,2 (створ II расположен ближе к месту разрушения волны, чем I). Общее количество энергии во II створе уменьшается по сравнению с I за счет потерь на трение. В створе I $E = 1555$ э, а створе II $E = 1217$ э.

На значительное количество энергии волн и ее распределение в них меняется. Она тратится на преодоление сопротивления трения о дно, возрастание с увеличением глубины и образующихся в конце концов и непреодолимого препятствия. На меньшую возрастает (за счет потенциальной) кинетическая энергия волн, которая концентрируется в их гребнях. При разрушении вся энергия переходит в кинетическую и почти обращается в поток, быстро теряющий свою энергию на трение.

Трансформироваться волн и оказывает сильное воздействие на дно, берега и сооружения. В месте разрушения мощность волны возрастает. При обрушении гребня возникает поступательное движение воды, направленное в сторону берега в гребне и от берега в нижней части волны. Внеси, исключившие в воде, и плавающие предметы с силой выбрасываются на берег, часто за границу трояка. В нижней части волны наблюдается срыв твердых частей и отнес их от берега. Энергия волн при их ударе с препятствия (берег, гидротехнические сооружения) тратится на разрушение этих препятствий или переходит в другие виды энергии.

При подходе волны к вертикальной стенке (или вальмовой при угле наклона больше 45°) происходит удар и отражение волны.

Полное отражение волны от вертикального или крутого (угол наклона больше 45°) берега происходит в случае, если $H > H_{ог}$. Если волна подходит к такому берегу под прямым углом, то при интерференции образуется стоячая волна, высота которой может превышать высоту подошвы волны даже вдвое, а длина остается той же. Эта волна не имеет видимого перемещения, гребни и подошвы возникают в тех же вертикальных плоскостях. У низких берегов происходит только частичное отражение волны.

Наклонная волна на склону поверхности вертикальной стенки (P) определяется по формулам:

Для перебитой волны

$$P = 1,7 \gamma \frac{v^2}{2g} \quad (6)$$

где v — орбитальная скорость частиц, определяемая по формуле

$$v = \frac{c}{2} \sqrt{2\pi \frac{c}{L} \operatorname{cth} 2\pi \frac{H}{L}}$$

γ — удельный вес жидкости, g — ускорение силы тяжести; для разбитой волны

$$P = 1,7 \gamma \frac{c^2 (0,75c + v^2)}{2g} \quad (7)$$

где c — скорость волны.

Как видно из приведенных формул, давление разбитой волны на берег больше, чем перебитой. Это подтверждается и опытами.

При углах наклона стенки (или берега), меньших 45° , волна выталкивается из откос и, если глубина мала ($H < H_{ог}$), берег разбивается в стенку.

Высота выталкивания волны (h_k) от спокойного горизонта (по Н. П. Лисинскому) равна:

$$h_k = 3,265 \lg n, \quad (8)$$

где k — коэффициент, зависящий от шероховатости (для гладких стенок $k=1$, для каменной набережной $k=0,77$ и т. д.), h — высота волны в м, α — угол наклона стенки (от 1° до 45°).

По данным Никителавицкиса на Волге у Камышина формула Н. Н. Лисинского дает результаты, близкие к наблюдаемым в действительности (при $k=0,8$ и $h=0,5-1$ м): $h_k=0,31-0,56$ м — по формуле Н. П. Лисинского; $h_k=0,26-0,59$ м — по наблюдениям В. В. Поликова. По В. Шаричеву, $h_k=0,5 h$.

В. А. Шинкин дает формулу для расчета высоты выталкивания волны на пологий ($\alpha < 15^\circ$) берег

$$h_k = 0,565 \sqrt{\frac{1}{\alpha}} h \lg n \quad (9)$$

(показатель шероховатости $\sqrt{\frac{1}{\alpha}}$ берется по таблице Н. П. Павлянского).

Давление, оказываемое волной на склону поверхности наклонной стенки, вычисляется по формуле

$$P = 1,7 \gamma \frac{v^2}{2g} \cos^2 \varphi, \quad (10)$$

где φ — угол между касательной к профилю волны и точке удара и нормалью.

Волны вкатываются и разбиваются по-разному, в зависимости от наклона и особенностей берега. На пологий берег волны вкатываются далеко, энергия ее расходуется постепенно и поэтому сильного разрушительного удара пня не наносит.

В случае, когда у подножия отвесного берега расположен уступок с малыми глубинами ($H < H_{\text{ог}}$), волна разрушается, не доходя до берега и массы воды опрокинувшегося гребня приобретают быстрые поступательные движения. Если разбегание волны произошло на расстоянии не менее половины ее длины от берега, то при ударе этих масс воды об него происходит взброс. Достигающий высоты нескольких десятков метров, в котором частицы воды движутся с большими скоростями. Сильное давление (удар) при взбросах обусловлено поредевшей количественно движущаяся значительная масса воды малым объемом ее, участвующим во взбросе. Высота взброса (z) над исходного уровня воды определяется зависимостью:

$$z = h_1 + \frac{0,75 + 0,15}{H_1^2}$$

где h_1 — высота прибывающей волны, определяемая по формуле: $h_1 = h \sqrt{\frac{7\Gamma}{H_1}}$ (h — высота волны на глубокой воде, H_1 — глубина у подножия обрыва); Γ — скорости волны, σ — орбитальная скорость частиц воды, d — ускорение силы тяжести.

Волны на крутих берегах и водохранилищах достигают значительной высоты (до 3 и даже 5—6 м). Так, на Валдайском озере отмечены волны высотой до 3 м, на Рыбинском водохранилище — до 2 и более м. Основное отличие озерных волн от морских — большая крутизна (по длине очертывающей значительно уступает морским). Например, на Тельском озере наблюдались волны высотой в 4 м, при длине 80 м.

Рефракция волн. При подходе к берегу направление движения волн изменяется. Если первоначальное направление составляет с линией берега угол, отличающийся от прямого, то при подходе к берегу фронт волны изгибается к нему и направление ее движения приближается к перпендикулярному. Причиной этого явления, называемого рефракцией волн, заключается в том, что приближающийся участок волны испытывает большее трение, движение его замедляется и короткий участок перпендикулярно берегу, приближаясь к берегу.

Рефракция происходит при отклонении глубины подпора (H) к длине волны (L), меньшей 0,4 ($\frac{H}{L} < 0,4$). Одновременно с высотой волны при рефракции происходит искривление линий гребней в плане. Если при этом линия гребней принимает выпуклую форму, происходит разгребание фронта волны и уменьшение количества энергии, приходящейся на единицу длины

гребня, если они принимают изогнутую форму — происходит концентрация энергии. В первом случае высота волны уменьшается, во втором — возрастает.

Итак, если горизонтальная параллельная линия берега, изменение направления движения воды при разбегании можно определить по формуле В. В. Шулейкина:

$$\sin \alpha_2 = \frac{1 + \frac{0,05 \cdot T_1^2}{H_1} \sin \alpha_1}{1 + \frac{0,05 \cdot T_2^2}{H_2}} \quad (11)$$

где α_1 — угол между направлением движения волны (лучи волн) и перпендикуляром к береговой линии в точке (1), удаленной от берега; α_2 — тот же угол в точке (2), расположенной ближе к берегу; T_1 — период волны в первой точке, H_1 и H_2 — глубины в точках 1 и 2.

Точка 1 выбрана с нуля с глубиной равной 0,4 L.

Внутренние волны. На поверхности раздела между двумя средами, имеющими различную плотность, возникают внутренние или пограничные волны. Внутренние волны вызываются взаимодействием между слоями при движении их относительно друг друга (аналогично тому, как взаимодействуют волны на поверхности воды), либо колебательным движением, возникающим в одном из слоев.

При наличии поверхностных и внутренних волн гребни поверхностных волн располагаются над падьями внутренних, а падьи поверхностных — над гребнями внутренних волн. Это объясняется условиями статического равновесия, из которых можно определить соотношение между высотами внутренних и поверхностных волн:

$$h_s = h_n \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \quad (12)$$

где h_s — высота внутренней волны, h_n — высота поверхностной волны, ρ_1 и ρ_2 — плотности верхнего и нижнего слоев воды.

Рис. 10. Необходимая для подъема 1 м³ воды с глубины q_1 на 1 м в град с плотностью ρ_1 , будет

$$W = g(q_1 - q_2)$$

Разног. плотностей ($\rho_1 - \rho_2$) будет меньше между двумя слоями воды, чем между водой и воздухом, работа, необходимая для образования внутренней волны, окажется меньше, чем для поверхностной. Поэтому внутренние волны могут по высоте значительно превосходить поверхностные.

Внутренние волны, подобно поверхностным, оказывают давление (производят удар) на берега и гидротехнические сооружения.

Гипотеза удара внутренних волн о берег выдвигал Н. Н. Зубовым. В. В. Шулейкин вывел формулу, дающая

приближенное значение давления внутренних волн по бере-

$$P_0 = \frac{P_0}{\frac{v_0}{v_1} \left(1 - \frac{v_0}{v_1} \right)} \quad (13)$$

где P_0 — давление внутренней волны, P_0 — давление поверхностной волны, H — глубина, на которой находится внутренняя волна, L — длиной внутренней волны, ρ_0 и ρ_1 — плотности воды в верхнем и нижнем слое. Давление внутренней волны может быть больше давления поверхностной.

Приведенная формула справедлива только для волн средних размеров, при больших происходит перемещение, исключение внутренних волн. При отражении внутренних волн часть их кинетической энергии тратится на выброс, достигающий значительной силы.

Высота внутренних волн возрастает с уменьшением разности плотностей слоев до тех пор, пока не будет преодолен устойчивости этих слоев. После преодоления устойчивости высоты внутренних волн возникают вихри и перемешивание между слоями.

Волны в грунте ш. Если грунт дна имеет ассиметричную пористость, то при воздействии от порыва воды под влиянием волн, распространяющихся в водный класс водосна и проходящих по мелководью, возникают волновые колебания. Это колебания обусловлены изменением давления столба воды, распространяющегося в любом направлении грунта, при прохождении гребней и впадин волн. Рывки эти колебания значительно меньше рывков колебаний в воде озера. Со тем меньше, чем меньше коэффициент фильтрации, тем меньше глубина пористых отложений и чем больше глубина воды.

На поддержание колебательных движений воды в грунте тратится энергия, источником которой являются поверхностные волны. Таким образом, кроме потерь энергии на трение происходят потери, связанные с волнами и грунтом дна. П. Б. Кондратьевым (1955) дается общая схема расчета этих потерь энергии и устойчивости для озера.

Расчеты волн. При расчетах волнового режима и порыва очереди, используются высота и длина волны. Большинство современных методов расчета базируется на закономерностях накопления, распределения и потерь энергии при волновом движении (В. Г. Андреев, А. И. Бусленский, В. А. Лабзинский и др.). Но, поскольку волнение в озерах и водохранилищах весьма сложное и зависит от целого ряда причин, воздействие которых существенно различается на различных водоемах, во многих формулах вводятся эмпирические коэффициенты и показатели степени, сараведенные для условий, идентичных

приведенным при выводе формул. Высота (h) и длина (L) волн рассматриваются как функции скорости ветра (W м/сек) и района (D км). В некоторых формулах учитывается также глубина водоема (H км), продолжительность действия ветра (t ч), ка- чественная высота волны (h_0 м).

Для озер и водохранилищ, лучшие результаты дает формулы В. Г. Андреева

$$h = 0,0208 W^2 D^0,1 \quad (14)$$

$$L = 0,304 W^2 D^0,1 \quad (15)$$

$$h = 0,0186 W^{0,33} D^{0,11} H^{0,22} \quad (16)$$

$$h = 0,151 H^{0,23} W^2 D^{0,11} \quad (17)$$

$$L = 0,104 H^{0,23} W^2 D^{0,11} \quad (18)$$

$$h = 0,073 W^2 \sqrt{H} \quad (19)$$

$$L = \frac{1}{\epsilon} h = 0,173 W^2 \sqrt{\frac{H}{\epsilon}} \quad (20)$$

где $\epsilon = \frac{h}{L}$ — крутизна волны.

$$c = \sqrt{\frac{g}{2\pi}} = 0,398 W^{\frac{1}{2}} \left(\frac{D}{\epsilon} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ м/сек} \quad (21)$$

$$T = \frac{L}{c} = 0,216 W^{\frac{1}{2}} \left(\frac{D}{\epsilon} \right)^{\frac{1}{2}} \text{ сек} \quad (22)$$

Предельный разгон (D_p) определяется из формулы скорости волны (c):

$$D_p = 30,0 W^2 \epsilon \quad (23)$$

Крутизна волны (ϵ) вычисляется по формуле

$$\epsilon = \frac{1}{0,4110 + W^2} \quad (24)$$

В формулу для h вводится поправочный коэффициент K для учета интенсивности развития волны и первый период их образования

$$K = 1 + e^{-0,2 \frac{t}{T}}$$

Тогда

$$h = 0,073 K W^2 \sqrt{H} \quad (25)$$

А. П. Браславский (1952) разработан метод расчета высоты волн 0,1% обеспеченности (с последующим пересчетом на любую обеспеченность), оказавшийся наиболее пригодным для большинства крупных водоемов.

Формулы А. П. Браславского для мелкой воды:

$$h_{n+1} = \left[\frac{E_n}{U_{n+1}} h_n^2 + \frac{K}{U_{n+1}} (x_{n+1} - x_n) (R_1 - R_2) \right]^{1/2}, \quad (26)$$

где h_n, h_{n+1} — высоты волн, U_n, U_{n+1} — групповая скорость волн или скорость передачи энергии волн вдоль рифа, x_n, x_{n+1} — расстояния от начала рассматриваемого профиля по направлению движения волны, R_1 — осредненное по времени количество энергии, передаваемой ветром внале за единицу времени, R_2 — осредненное по времени количество энергии, теряемое волной за единицу времени.

Величины с индексами n и $n+1$ относятся соответственно к началу и концу n -го участка профиля водоема. Уравнение (26) сложено и может быть решено только подбором. С целью облегчения расчета А. П. Браславский построил номограммы для скоростей ветра 5, 10, 20 и 30 м/сек в определенных группах дп, по которым можно найти высоты волн 0,1% обеспеченности (одна высота на 1000) ¹, располагая данными о длине рифов (D) и глубинах на участке ($H_1, \dots, H_n$).

На номограммах (рис. 7б, 7в) по горизонтальной оси отложены расстояния в километрах, по вертикальной — высоты волн $h_{0,1\%}$ в метрах. На поле графика нанесены кривые $h = f(H, D)$ для различных глубин ($H=1$ м, $H=2$ м и т. д.), по которым и ведется определение высот волн $h_{0,1\%}$ для участков с соответствующими глубинами. Сплошные кривые относятся к случаю увеличения глубин на участке, пунктирные — в случае уменьшения.

Для расчета на плане водохранилища наносятся створы, по которым необходимо рассчитать высоты волн (в первую очередь по направлениям преобладающих ветров и наибольших разливов). Затем строятся профили по створам и определяется глубина и длина участка с однородным рельефом дна. Приближенно высоту волны в конце поперечника можно рассчитать по средней глубине на поперечнике и длине его (разлива). Для этого по оси D откладывают длину поперечника и опускают перпендикуляр к оси D до пересечения со сплошной кривой, соответствующей средней глубине профиля ($H_{ср}$), затем ставят по горизонтальной шкале пересечения на ось $h_{0,1\%}$ и отсчитывают

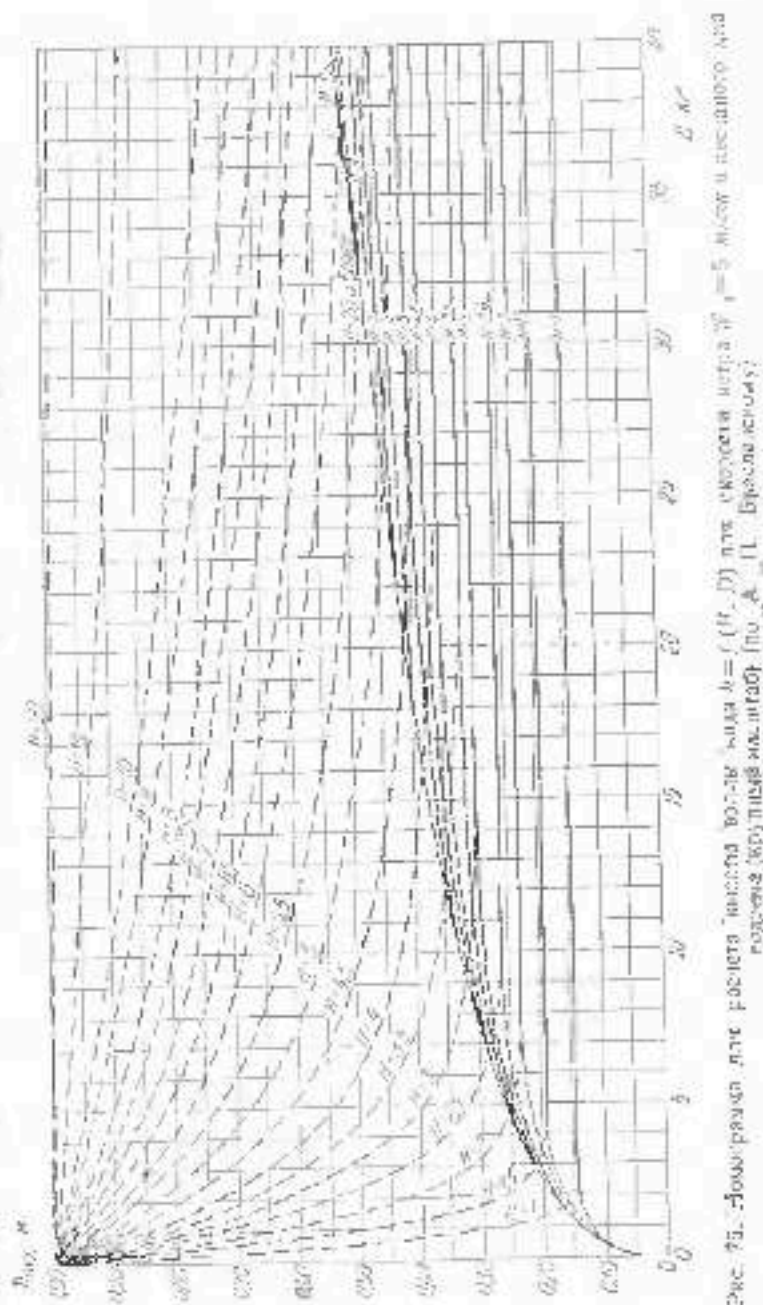


Рис. 7б. Номограмма для расчета волн 0,1% обеспеченности по скорости ветра V и глубине H . По вертикальной оси отложены высоты волн $h_{0,1\%}$ в метрах, по горизонтальной — расстояния D в километрах. Кривые нанесены для различных глубин H в метрах.

¹ По последним исследованиям Г. П. расчет по методу А. П. Браславского дает высоту (или обеспеченность) около 5%.

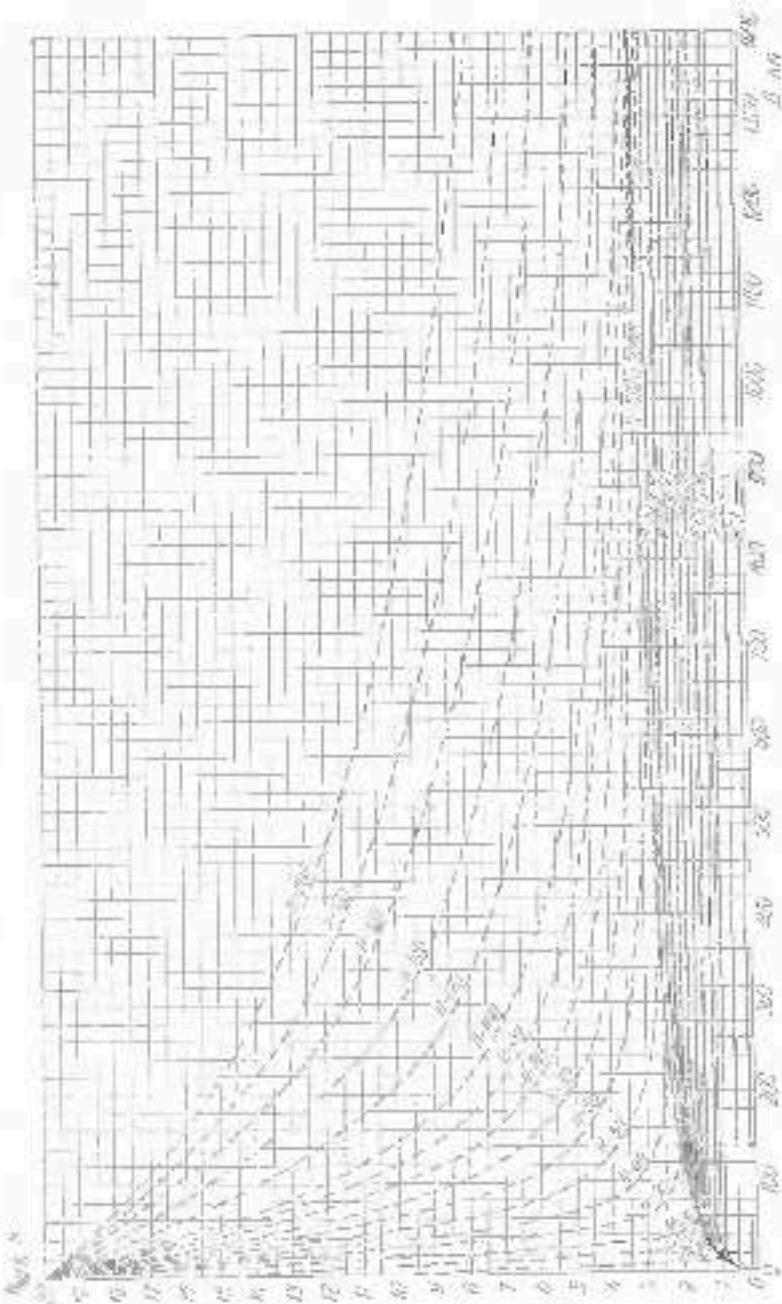


Рис. 76. Координатный лист для определения высоты $H = f(T, L)$ для скорости течения $W = 10$ м/сек и круглого поперечного сечения трубы для волновой функции, заданной по А. П. Прасоловскому

высоту волны. Для уточнения расчета можно определить высоту волн по средним глубинам на участках с однородным рельефом. В этом случае при определении высоты волн на каждом участке следует исходить из высоты волны, рассчитанной для предыдущего участка.

В случае увеличения высоты волн на текущем участке, при увеличении глубины на нем по сравнению с предыдущим,

(рис. 77а) складывают на волн $H_{0,12}$ найденную высоту волн предыдущего участка (H_0); от точки H_0 на вертикальной шкале проводят горизонтальную линию до пересечения со сплошной кривой, соответствующей средней глубине на расчетном участке (H_{p-1}); от точки пересечения по горизонтали откладывают длину расчетного участка $\Delta x = x_{n+1} - x_p$ и восстанавливают из конца отрезка Δx перпендикуляр до пересечения с той же кривой H_{n+1} , после чего свесят точку пересечения на вертикальную ось, где и отсчитывают высоту волн H_{n+1} . При уменьшении высоты волн, связанном с уменьшением глубины на последующем участке, пользуются обратными кривыми (рис. 77б).

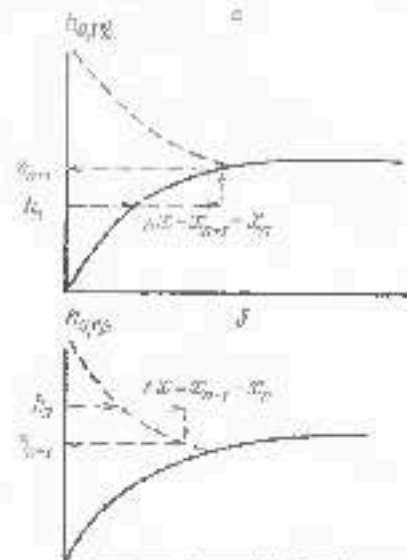


Рис. 77. Схема определения высоты волн по координатам А. П. Прасоловского:
а — при увеличении высоты волн,
б — при уменьшении высоты волн

В случае, когда на пути волны встречается глубина, меньшая ее высоты ($H < h$), волн разбивается. Не разбиваются только волны, имеющие высоты, равные глубине или меньше. Поэтому при расчете высоты волн на следующем участке в этом случае за ее начальную высоту принимают $H_p = H_0$.

При расчете высоты волн на узких вытянутых по ширине шара водоемах следует учитывать рефракцию. Предельная высота волн, при которой не будет рефракции, равна $2H_0$, где H — глубина, α — круговина волн ($\alpha = \frac{h}{L}$). Круговину волн можно определить по номограмме.

После определения высоты волны находят другие ее элементы по формулам для волн малой амплитуды на косой волн

глубине: $L = \frac{h}{v} \quad (27)$

$C = 1.25 \sqrt{\frac{h}{v} \tanh 2\pi \frac{Hv}{h}} \quad (28)$

$\Gamma = 0.8 \sqrt{\frac{h}{v} \coth 2\pi \frac{Hv}{h}} \quad (29)$

Средняя ошибка расчета по методу Браславского оказалась равной 10,8%. Средняя ошибка при наклонных по волномерной поке 10-20%.

Для учета переменной глубины (наклона дна) вводится поправка E , для нахождения которой и зависимости от длины участка построим график зависимости $E = f(x_{n+1} - x_n)$.

С введением этой поправки истинная высота волны в конце участка $H_{n+1}^{ист}$ будет:

$H_{n+1}^{ист} = H_{n+1}^H + (H_{n+1}^H - H_n^H) E \quad (30)$

Поправка не вводится при значительной глубине ($\frac{H}{h} = 10$) или малой длине участка (меньше 0,5 км).

Для глубоководных водоемов определение высоты волны производится по скорости ветра (W_{10}) и длине участка - району 12) с помощью построенной А. П. Бригавского номограммы $h = f(W_{10}, L)$ (рис. 78).

Для пересчета высоты волн 0,1% обеспеченности на высоты волн 1% обеспеченности А. П. Браславский составил таблицу:

Таблица 26

Значения коэффициента K_0 для перехода от высоты волны обеспеченности P_1 к высоте волны обеспеченности P_2 (по А. П. Браславскому)

P_1 (%)	P_2 (%)										
	0	0,1	0,5	1	1,5	2,0	2,5	3	4	10	20
0	1,00	0,96	0,91	0,85	0,82	0,80	0,80	0,79	0,74	0,62	0,58
0,1	1,01	1,00	0,95	0,90	0,88	0,87	0,86	0,84	0,75	0,71	0,61
0,5	1,10	1,07	1,00	0,97	0,95	0,94	0,90	0,88	0,84	0,77	0,67
1	1,13	1,11	1,03	1,01	0,99	0,97	0,95	0,92	0,86	0,79	0,69
1,5	1,22	1,13	1,05	1,01	1,00	0,98	0,96	0,94	0,87	0,80	0,70
2,0	1,25	1,14	1,06	1,02	1,00	1,00	0,98	0,95	0,89	0,81	0,71
2,5	1,25	1,15	1,11	1,03	1,04	1,01	1,00	0,98	0,91	0,89	0,77
3	1,27	1,18	1,12	1,07	1,06	1,03	1,02	1,00	0,93	0,85	0,75
4	1,35	1,24	1,19	1,10	1,15	1,11	1,10	1,07	1,00	0,91	0,78
10	1,46	1,41	1,30	1,27	1,25	1,23	1,23	1,21	1,10	1,00	0,85
15	1,59	1,52	1,42	1,39	1,35	1,33	1,33	1,30	1,18	1,09	0,92
20	1,72	1,64	1,49	1,45	1,43	1,43	1,41	1,39	1,25	1,16	1,00

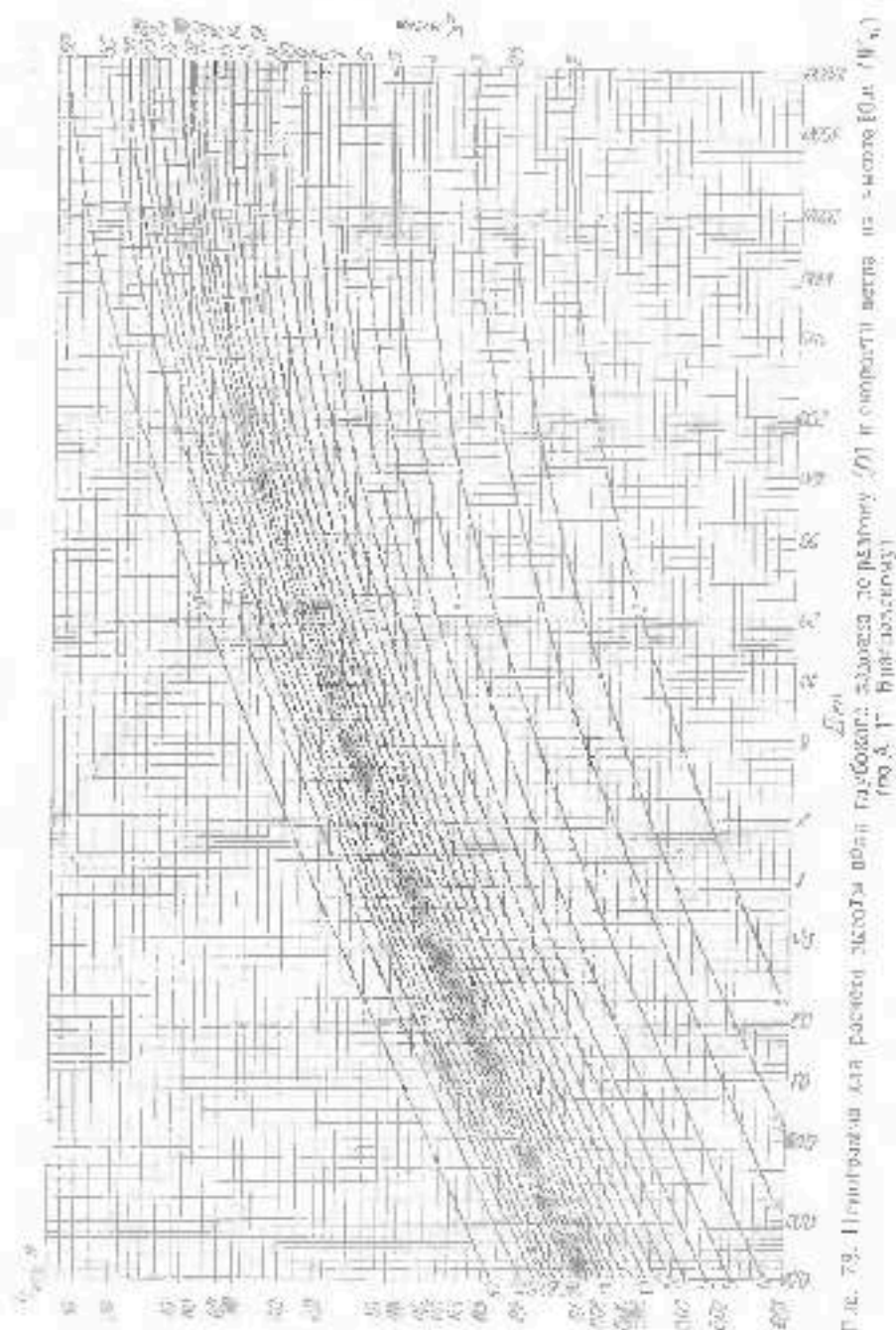


Рис. 79. Номограмма для расчета высоты волн H по скорости ветра W_{10} и длине участка L (по А. П. Бригавскому)

При расчетах непременно следует учитывать, что скорость ветра над водой поверхностью больше (вследствие меньшего трения), чем над сушей. Практически всегда приходится прибегать к данным метеостанций, расположенных на суше в большом или меньшем удалении от водоема и в различных условиях. Для определения скорости ветра над водой поверхностью необходимо внести поправки в скорости ветра на береговых метеостанциях (табл. 31).

Таблица 31

Переходные коэффициенты (K) для определения среднемесячной скорости ветра над водой поверхностью (при известных скорости ветра на высоте 10 м над сушей)

Характеристики местоположения метеостанции, где измерены скорости ветра	K
Станция в лесу	0,6
Фактор на уровне деревьев, отбрасываемый в расчет фактора	2,5
Факторы относительно воды деревьев	2,5
На открытой возвышенности, где деревья и строения	2,0
Среднее расстояние для деревьев на расстоянии 30—40 м с одной стороны	1,8
Факторы относительно воды окружающих предметов	1,8
И здания на открытой равнине или холме, ближайшем строении на расстоянии 30—50 м, фактор выше окружающих предметов	1,7
На открытой равнине возвышенности (холм, дят, возвышенность, с 200—300 м лес или строения)	1,6
На открытой равнине возвышенности (холм, дят, возвышенность, с 100—200 м лес или строения)	1,4
На равной равнине поверхности	1,3
На равнине возвышенности возвышенности (холм, дят, возвышенность, с 100—200 м лес или строения)	1,1
На равнине возвышенности возвышенности (холм, дят, возвышенность, с 100—200 м лес или строения)	1,0

Ввиду сложности режима ветров над водоемами и изменчивости их скорости и направления их для поправочных расчетов разработаны методы расчета элементов волн, которые дают удовлетворительные результаты. Поэтому для контроля расчетов по формулам и построения графиков развития волн на каждом конкретном водоеме строятся графические зависимости высот волн от скорости ветра по данным наблюдений.

Обеспеченность волн. Для определения вероятности волн на берегах гидротехнические сооружения, суда необходимо знать, каковы размеры волн, их обеспеченность.

В Государственном гидрологическом институте проведены исследования, позволяющие судить об обеспеченности элементов волн. На основании полученных

при которых как волны, так и гребни, так и высоты по длине волны и того же гребня, сильно отличаются друг от друга, чем при установившемся волнении, так и характерны более высокие коэффициенты перепада (C_p). Действительно, при нарастающем волнении C_p находится в пределах 0,35—0,50, при установившемся — в пределах 0,38—0,40; более высокие значения C_p характерны для затухающего волнения. Наименьшие значения C_p по длине волны, измеренные в море (Н. И. Дзюжикопский), равны, по Н. И. Дзюжикопскому, 0,20.

Сравнительно небольшие колебания C_p для высот волн позволяют определять их и принимать для нарастающего волнения $C_p=0,50$, для установившегося $C_p=0,43$. Данные последних исследований позволяют принимать $C_p=0,41$ и коэффициент асимметрии (C_a) равным 2,0.

В качестве расчетной максимальной волны И. И. Дзюжикопский для расчета действия волн на гидротехнические сооружения предлагает брать в качестве максимальной волну 2% обеспеченности. За среднюю волну принимается волна 10% обеспеченности.

Периоды волн — величины более устойчивые, чем высоты. Их C_p варьируют в пределах 0,28—0,37 для нарастающего волнения и в пределах 0,23—0,29 — для установившегося. По данным И. И. Дзюжикопского, при $C_p=0,29$, $C_a=0,46$.

Материалы стереофотограмметрической съемки показывают, что данные волн варьируют так же, как и высоты ($C_p=0,31—0,51$).

ТЕЧЕНИЯ

Течения в водоемах делятся на дрейфовые и гравитационные (градиентные). Первые возникают под действием ветра на поверхность воды, которые называются горизонтальной составляющей силы тяжести, или, что то же самое, горизонтальным градиентом гидростатического давления, возникающим при наклоне поверхности воды. Наклон поверхности может вызываться стоком к берегу или из него, ветровым нагоном, разницей атмосферного давления над участками моря, неодинаковыми плотностями воды. Градиентные течения в озерах возникают в основном под действием стока и ветровых нагонов. Эти течения будут компенсационными, восполняющими изменение уровня в какой-либо части озера.

На течениях озерах водоемов оказывают существенное воздействие местные факторы. В первую очередь глубины и рельеф дна водоемов. Поэтому теория ветровых (дрейфовых) течений, разработанная В. Эйнемом для океанов, применима к фактам течений в водоемах, с учетом основных факторов, вызывающих это течение, одновременно с ним действуют вторичные силы, к которым относятся: сила внутреннего трения, сила инерции, сила

Кориолиса, влияющая вращением земли, и контрольная сила.

Величина силы внутреннего трения (τ) выражается зависимостью:

$$\tau = \mu \frac{dw}{dz} \sin \varphi \sin^2 \varphi, \quad (31)$$

где μ — коэффициент турбулентного трения или виртуальной вязкости (дин/см^2), $\frac{dw}{dz}$ — вертикальный градиент скорости.

Между коэффициентом μ и скоростью ветра (W) при $W > 5 \text{ м/сек}$ существует зависимость:

$$\mu = aW^2, \quad (32)$$

где a — коэффициент пропорциональности.

В ветровом течении значения μ уменьшаются с глубиной и силой с уменьшением скоростей течения, в соответствии с турбулентностью.

Сила внутреннего трения, с одной стороны, способствует передаче движения от слоя к слою, с другой — поглощает часть механической энергии, переводя ее в тепловую.

Сила трения может играть роль только при значительных скоростях течения, которые в изервинных водоемах почти редки. При малых скоростях течения в озерах (несколько см/сек) и больших радиусах кривизны на поворотах течений, сила Кориолиса и контрольная сила практически играют весьма малую роль.

В результате трения течение, возникшее на поверхности водоема, передается в глубинные слои воды. С глубиной течение, во-первых, продолжает отклоняться от первоначального направления под воздействием силы Кориолиса, во-вторых, теряет скорость благодаря трению. На некоторой глубине течение по направлению становится противоположным поверхностному, а скорость его не превышает 1% скорости внешнего. Такой поворот течения возможен только в исключительно глубоких водоемах и в большинстве озер не наблюдается. В. Эрман назвал эту глубину глубиной трения (D) и вывел формулу для ее определения:

$$D = \pi \sqrt{\frac{\mu}{g \cdot \sin \varphi}}, \quad (33)$$

где μ — коэффициент внутреннего турбулентного трения.

g — плотность воды, π — угловая скорость вращения земли.

φ — географическая широта.

Формула справедлива для морей и глубоких водоемов. Из справедливой зависимости можно заключить, что величина D

уменьшается с возрастанием широты и увеличивается с увеличением коэффициента турбулентного трения (μ). Поскольку μ пропорционален квадрату скорости ветра, D возрастает при увеличении скорости ветра. Изменение течений с глубиной зависит от соотношения величины D и глубины водоема (H). Если соотношение $\frac{H}{D} > 1$, то направление течения с глубиной меняется так же, как в бесконечно глубоком водоеме, т. е. на глубине трения оно обратно поверхностному. При $\frac{H}{D} < 1$ отклонение поверхностных и глубинных течений от направления ветра будет тем меньше, чем меньше это соотношение. Это обусловлено воздействием трения в дис при малых глубинах. При усилении ветра D возрастает, отношение $\frac{H}{D}$ уменьшается, и, следовательно, отклонение течений от направления ветра будет меньше (водоем в этом случае как бы мелет).

В подавляющем большинстве озер и водохранилищ соотношение $\frac{H}{D} < 1$, особенно при сильных ветрах; течения в них являются так в истинных водоемах.

Ветровые (дрейфовые) течения возникают под действием трения ветрового потока о поверхность воды и действия ветра на изветренные склоны воды (см. раздел «Волны»).

Сила поверхностного трения, влияющая на скорость течения (τ_0), определяется по эмпирической формуле:

$$\tau_0 = \rho_a \cdot K W^2 \sin \varphi \sin^2 \varphi, \quad (34)$$

где ρ_a — плотность воздуха, W — скорость ветра в м/сек, K — коэффициент, зависящий от шероховатости водной поверхности и пропорциональный площади района (Φ):

$$K = 0,0011 + 0,003\Phi \quad (\text{по А. В. Карзуневу}).$$

Для морей K принимается равным 0,002. Между скоростью ветра (W) и скоростью поверхностного течения (U_0) в водоеме существует эмпирическая зависимость:

$$U_0 = \frac{A\pi}{F \sin \varphi}, \quad (35)$$

где φ — географическая широта, A — ветровой коэффициент, принятый различными исследователями в среднем равным 0,0127—0,0140. Величина A сильно меняется в зависимости от местных условий (глубин, конфигурации берегов, наличия островов и т. п.) и может быть снята полевым путем. Так, В. К. Давыдовым для Петропавловской губы Охотского моря получен $A = 0,063$, А. В. Карзуневым для Гурьев-

ского озера (Мещинская обл.) — 0,0063, Н. И. Струвеки для Каспия — 0,0067—0,0001. Малые значения A (0,0063; 0,0001) объясняются наличием берегов и малым озером (Турлеское) или прибрежной частью Каспия). При расчетах характеристик течений следует иметь в виду, что скорость поверхностного течения зависит не только от скорости ветра, но и от продолжительности его действия, от скорости и направления преобладающих ветров, а также от глубины, близости берегов и островов. В табл. 22 приводятся некоторые фактические и расчетные данные о зависимости скоростей поверхностного течения от скоростей ветра.

Н. К. Данилов (1925) наблюдал на Онежском озере следующие скорости поверхностных течений при различных скоростях ветра:

U , м/сек	1	3	4	4,2
U_0 , см/сек	2	18	25	28
$\frac{U_0}{U}$, %	3	6	6	7

Винья (Winjpe, 1927) отметил изменение скоростей поверхностных течений с изменением скоростей ветра для малых озер:

U , м/сек	U_0 , см/сек	$\frac{U_0}{U}$, %
2,1	6,5	3
12,6	13	1

Как видно из приведенных цифр, зависимости между скоростями ветров и поверхностных течений сильно изменяются под влиянием местных условий. По этим данным скорости течений составляют 1—7% от скоростей ветров.

Трудно сделать и общий вывод об отклонении направления течений от направления ветра для озеровидных водоемов. Как было показано выше, это отклонение (обусловленное силой Кориолиса) тем меньше, чем меньше соотношение $\frac{H}{D}$ и чем больше скорость ветра. В подавляющем большинстве озеровидных водоемов H значительно меньше D и поэтому отклонения эти могут носить самый различный характер, основываясь берегами, островами и рельефом дна.

Скорости ветрового течения увеличиваются с глубиной вследствие трения, а при наличии вертикальной стратификации так же и в результате разности плотностей воды поверхностных и глубинных слоев. Массовый слой воды, охватываемый течением, и степень затухания течения с глубиной сильно варьируют в зависимости от местных условий. Наблюдения, показывающие, что ветровые течения простираются в среднем до зна-

Таблица 22
Изменение характеристик озер и поверхностных течений в зависимости от скоростей ветра
(по Н. К. Данилову)

	Скорость ветра									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10 баллов Балфору
Возраст озер (A) , л	1,6	2,6	5,6	7,6	10,4	12,1	16,0	18,1	22,4	28,0 м/сек
Длина озера (L) , л	0,5	0,9	1,4	2,1	2,8	3,8	4,9	6,4	8,1	10,3
Возраст озера $B = \frac{L}{U}$	10,5	20,0	20,0	33,1	45,5	28,5	32,0	125,6	174,6	193,0
Кривизна озера $\gamma \cdot 10^3$	2,4	1,9	1,4	1,1	0,97	1,85	0,77	0,73	0,73	0,87
Скорость течения на поверхности $\frac{U_0}{U}$, %	25	31	28	41	53	37	50	51	52	52
Глубина течения D , л	0,6	6,3	10,9	14,8	18,5	22,4	20,2	26,4	43,6	46,7
$\frac{U_0}{U}$, %	2,05	1,75	1,82	1,83	1,76	2,05	1,58	1,82	1,64	1,76
Глубина течения D , л	1,3	27,6	42,6	54,4	70,2	99,6	121,8	142,8	171,7	193,0
$\frac{1}{D}$	1,34	1,05	0,94	1,56	0,83	0,79	0,80	2,84	0,52	0,25

сительных глубин. Так, Г. Ю. Верещагин отмечал на Байкале течения до глубины 200 м, В. А. Давыдов¹ наблюдал в Петрозаводском губе Онежского озера течения даже в самых низких горизонтах воды. Для характеристики величины скоростей и направлений течения с глубиной приводим некоторые данные по различным озерам (табл. 23, 24).

Таблица 23

Течения в Петрозаводской губе Онежского озера 8.VIII—1925 г.
(по В. К. Давыдову)

№ станции	Глубина, м	Течения			Ветер (направление, скорость м/сек)
		скорость, см/сек	направление	$\frac{U_z}{U_0}$ %	
1	0	2	ЮЖЗ	100	СВ 3,5
	7	4	З	200	
	12	0	ЗСЗ	300	
2	0	13	ЗСЗ	100	В 3,7
	10	12	ЗСЗ	92	
	13	13	ЗСЗ	100	
	22	3	ЮЖЗ	20	
3	0	14	З	100	В 3,8
	12	8	З	54	
	23	6	ЗСЗ	53	

На станции 1, очевидно, наблюдалось два течения, одно из которых не связано с душем ветра, на станции 2 на глубине 22 м, видимо, проходило компенсационное течение.

Таблица 24

Сопоставление скоростей течения на поверхности (U_0) и в глубинах (U_z) озера Лох Гарри
(по В. Хальбассу, 1927)

Глубина, м	Скорость течения (U_z), см/сек	$\frac{U_z}{U_0}$ %
0	28	100
7,6	3,9	14
30,5	3,7	13
61,0	3,1	11

¹ См. В. К. Давыдов. О гидростатическом режиме Петрозаводской губы Онежского озера, Изв. ГИО № 15, Л., 1927.

На данных таблиц 23 и 24 видно большое различие между интенсивностью убывания скоростей течений с глубиной в озерах.

Направления и скорости поверхностных течений весьма переменчивы, особенно при гдабых ветрах. Течения изменяются не только от одного участка озера к другому, но и в одной точке в течение суток в связи с изменением скорости ветра (рис. 79).

Ветровые течения наблюдаются только в удалении от берегов. Вблизи берегов с дрифтовым течением всегда связано извилистое течение, накладывающееся на ветровое.

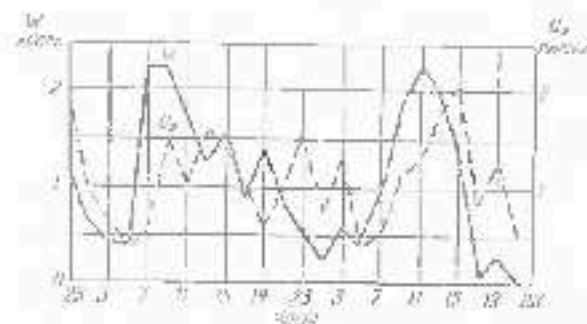


Рис. 79. Хронометрический график изменений скоростей ветра (W) и поверхностного течения (U_0) в Туркменском озере в мае 1928 г. (по Л. И. Карахмусу)

Градиентные течения. При горизонтальной поверхности озера, в случае равновесия водной массы, изобарические поверхности располагаются также горизонтально. Горизонтальные составляющие градиента давления в этом случае равны нулю.

В случае наклана водной поверхности соответственно наклоняются и изобарические поверхности, в результате чего гидростатическое давление в различных точках одной и той же горизонтальной плоскости будет различно. Поднянутся градиенты гидростатического давления и движение воды (течение) в сторону падения давления.



Рис. 80. Схема расположения изобарических поверхностей в воднике при наклоненной градиентного течения (по Л. Л. Зайкоу)

На рис. 80 показано положение изобарических поверхностей при наклоне зеркала в озере с одинаковой плотностью воды по всей водной массе.

Разница в гидростатическом давлении, возникающая течением, в точках *a* и *b* будет:

$$P_a - P_b = \rho g h, \quad (86)$$

где P_a и P_b — давления в точках *a* и *b*; ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, h — разность высот столбов воды в точках *a* и *b*.

В природе расположение изобарических поверхностей при наклоне зеркала озер в большинстве случаев бывает сложнее из-за термического расслоения водной массы или различия плотностей поверхностных и поступающих в озеро речных вод. Градиентные течения в озерах обладают обычно значительно меньшими скоростями, чем дрейфовые. В небольших проточных озерах и водохранилищах среди градиентных течений наибольшую роль играют стоковые и стопо-ветровые.

Стоковые течения в крупных озерах и водохранилищах прослеживаются на различных расстояниях от устьев (или истоков) рек, в зависимости от их скорости течения и расходов. Так, в оз. Байкал, по данным Г. Ю. Верещагина, воды Северного левого обнаруживались на расстоянии 30 км от устья, а течения у истока Ангары — на 3 км от него.

В случае совпадения направлений речного стока и ветров они могут образовывать крепкие или потесанные (жесткие, например, в Арале и оз. Балхаш) течения, проходящие по всему озеру.

Ветер, направленный против стокового течения, ослабит его. Стоковые течения имеют сезонную непостоянность в связи с колебаниями стока рек, наибольших скоростей они достигают в период половодий и паводков. Стоковые течения могут быть в зависимости от соотношения плотностей речных и озерных вод поверхностными и глубинными.

Режим стопо-ветровых течений связан с потерей скорости и силой ветров различных румбов. Она является как бы вторичными дрейфовыми, поскольку наклон уровня, вызывающий их, обусловлен ветром.

Скорости течений в озеровидных водоемах, как правило, не превышают нескольких десятков см/сек, но в глубоких случаях достигают и значительных величин. Так, в сужении оз. Балхаш наблюдались течения со скоростью 0,5–1,3 м/сек.

НАГОНЫ И СГОНЫ

Дрейфовые течения перемещают массы воды от подветренного берега к наветренному. В результате этого перемещения у наветренного берега происходит подъем уровня (нагон), у подвет-

ренного — понижение уровня (сгон). В связи с разностью уровней волная поверхность становится наклонной. Действительно, вызванный дрейфовым течением, приводит при определенных условиях к возникновению волнокачающихся градиентных течений, направленных от участков с повышенным уровнем к участкам с пониженным. Компенсирующие течения по направлению противоположны дрейфовым.

Компенсирующие течения могут возникать как в глубинах, так и в поверхностных слоях. В последнем случае возникает горизонтальная циркуляция в верхнем слое воды. Поверхностные ветровые течения в крупных водоемах приводят к действительным даже вдали от берегов, где наблюдается и понижения уровня на отдельных участках акватории связаны с разностями в скоростях и направлениях ветра над этими участками. Морфологические особенности контуриной водоема играют существенную роль в явлениях нагона. У прибрежных берегов компенсирующие глубинные течения захватывают большую толщу воды, чем поверхностные дрейфовые, и при отсутствии резких колебаний в рельефе котловина и плотностное расслоение воды распространяются в водоеме до дна.

При наличии у берега больших мелководных участков, градиентное глубинное течение вследствие трения о дно ослабляется и компенсирует подъем уровня (или понижение его при сгоне) значительно слабее, чем на глубоких местах; поэтому нагонно-сгонные колебания уровня достигают наибольших величин у отмелей берегов. Так, у южных отмелей берегов Ладожского озера они превышают 2 м, а у прибрежных северных — достигают значительно меньших величин.

Нагоны особенно велики в узлах и мелких заливах и в вытянутых по направлению ветра озерах и водохранилищах. На Цивильском водохранилище нагоны в его узкой северо-восточной части, занимающей всего около 1% площади водоема, выше, чем в широкой юго-западной; в мелководных заливах Арала они достигают 2 м. В общем случае стопо-нагонные колебания уровня и связанные с ними наклоны водной поверхности больше при низких уровнях водоема, когда приливные компенсирующие течения затруднены, чем при высоких (рис. 81).

Наибольший подъем уровня бывает в начале нагона, когда вследствие инерции водных масс еще не устанавливается глубинное компенсирующее течение. При резком увеличении скорости ветра значительные объемы воды перемещаются в зону нагона, возрастает уклон, градиентное течение не успевает транспортировать разлив объема воды в зону сгона, разность уровней возрастает; поэтому спадный нагон связан не только с большими скоростями ветра, но и с резким увеличением его интенсивности.

Ветровые течения, возникающие спино-нагонные колебания уровня, на крупных водохранилищах достигают значительных скоростей и перемещают огромные массы воды. Так, средние скорости ветровых течений в узких местах Цимлянского водохранилища по расчету достигают 1 м/сек, т. е. близки к средним скоростям течения р. Дона в период половодья¹. В северо-восточной части того же водоема при паводе 25/X — 1952 г. расход дрифтового

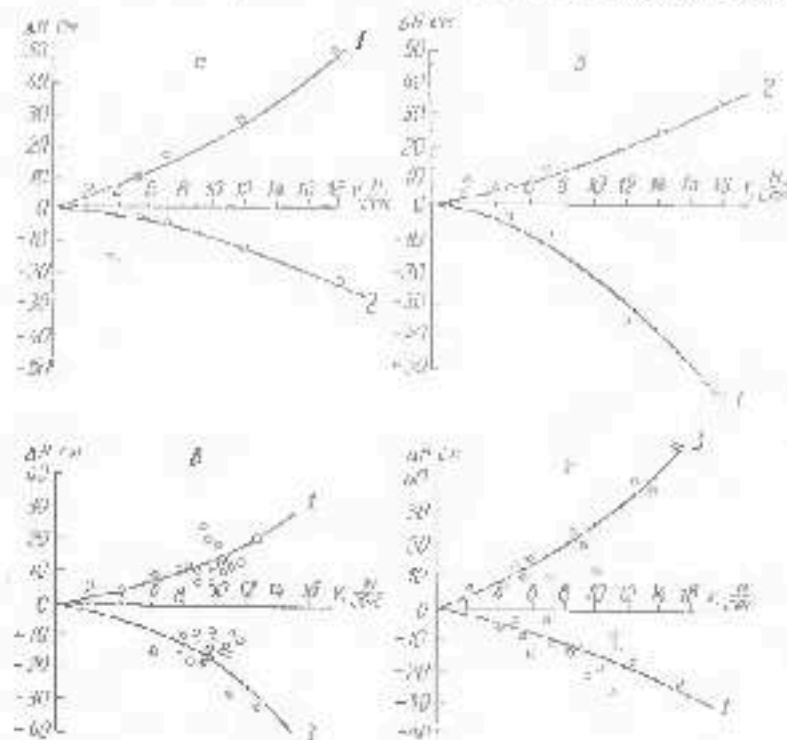


Рис. 81. Стояно-ветровые колебания уровня Цимлянского водохранилища в 1952—1953 гг., при паводе воды на Волге: графика 1 и (а, б) и 7 и (в, г) восток, северо-восточной четверти (а, б) и юго-восточной четверти (в, г) по П. П. Конюдаву и Л. А. Конюдовой. 1 — Цимлянский, 2 — Островский, 3 — Калач

течения, направленного против обводохранилища, достигал под мостом у хутора Рычков 600—800 м³/сек, а то время как транзитный расход не превышает в этот период 280 м³/сек. Разности уровней между стоявыми и явными участками превышают 1 м; 1—5/XI—1952 г. они достигали между подпорными частями ст.

¹ См. А. В. Карякин: Исследования и расчеты стояно-ветровых колебаний Цимлянского водохранилища, Изв. ЦИИ, 1956, вып. 46.

Цимлянский и хут. Супоросский (расстояние около 110 км) 95 см, между ст. Цимлянская и г. Калач (расстояние около 175 км) — 113 см¹. Колебания уровня на стояном и нагонном участках водохранилища представлены на рис. 82.

Являясь стоян и нагоним значительно усложняются колебаниями скорости и направлением ветра, степенью проточности

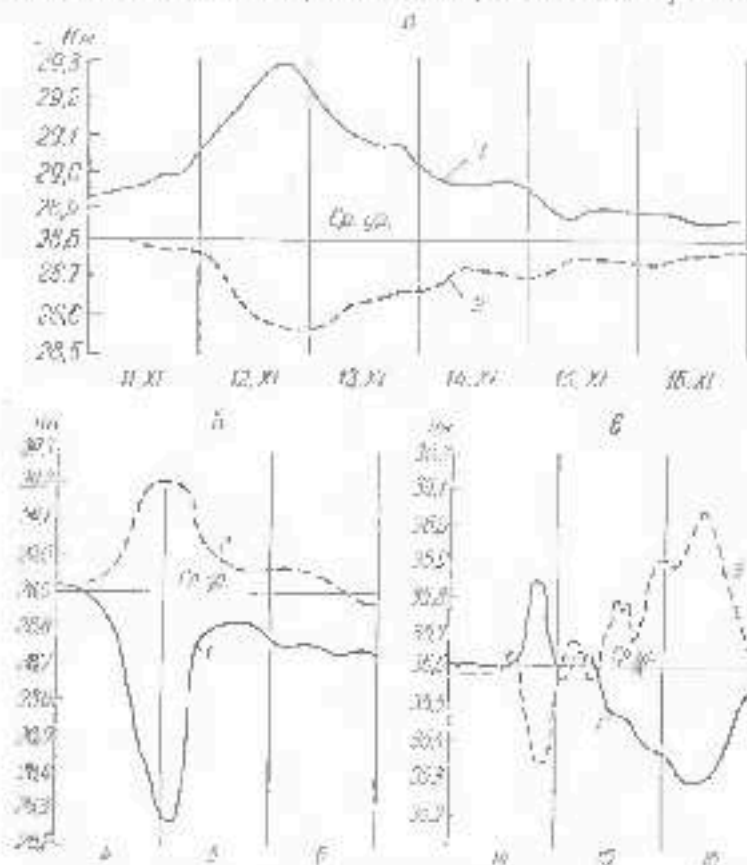


Рис. 82. Изменения уровня Цимлянского водохранилища при стоянах и нагонах: 1—15/XI—1952 г.; 4—6/XI—1952 г.; 6/XI—10/XI—1953 г.; 10/XI—1953 г. по П. П. Конюдаву и Л. А. Конюдовой. 1 — Цимлянский, 2 — Супоросский, 3 — Дельта

подпоры и связанности с ней стоящими течениями. Последний фактор играет особенно существенную роль в водохранилищах, где, кроме того, связывается режим испусков через плотину.

¹ См. П. П. Конюдава, Л. А. Конюдова, О колебаниях уровня Цимлянского водохранилища, Метеорология и гидрология, 1954, № 6.

В зависимости от условий, в которых происходит стоян в нагонах, и от особенностей движения воды и колебаний уровней при их возникновении и развитии определяются основные типы стоянов и нагонов.

Неустойчивый и не установившийся нагон происходит при изменении скорости ветра на протяжении, в связи с которыми меняются скорости дрейфового и компенсационного течений, мощности оконтуриваемых или слоев воды, уклоны водной поверхности. Изменение скорости ветра влекут за собой колебания уровней, давлений и сейсмизм, и периодические изменения направления течения. Перемена направления ветра еще более усложняет явление. Неустойчивый и не установившийся нагон — наиболее распространенный в озерах и водоемах.

При установившемся нагоне наклон водной поверхности остается неизменным в течение всего периода действия ветра. Такой нагон характеризуется постоянством дрейфовых и градиентных течений во времени. В проточных водоемах эти течения действуют одновременно с установившимся транзитным или крупным течением. В последнем случае расходи дрейфового и градиентного течений могут быть не равны друг другу.

Частный случай установившегося нагона — **стационарный** и **периодический**, возникающий при отсутствии в водоеме каких-либо течений и связанных с ними уклонов водной поверхности, кроме стоно-нагонных. При стационарном нагоне расходи дрейфового и градиентного течений равен и результирующего перемещения водных масс нет.

В начальной стадии развития нагон всегда бывает неустойчивым.

Установившиеся нагоны встречаются в водоемах редко, но часто случаются, когда нагон приближается к этому типу, давая лишь незначительные колебания уровня воды среднего положения.

Теория стоно-нагонных явлений разработана В. М. Макашиным, А. В. Караушем исходя связи между сейсмообразными колебаниями уровня и дрейфовыми и градиентными течениями при неустойчивом нагоне, а также особенности установившихся нагонов при наличии океанских течений в подвале. Елике дается схема неустойчивого нагона с последующим замыканием подложки по расчетам А. В. Караушева, рассматривающего два случая нагона.

1. Скорость ветра резко возрастает и затем сохраняется неизменной (рис. 53, а). Уровень в зоне нагона и уклон водной поверхности интенсивно растет и достигает максимума через некоторое время после прекращения усиления ветра (в рассматриваемом примере около 2 ч). В этот период действует в основном дрейфовое течение, градиентное возрастает медленно

(рис. 53, а). При максимальном уклоне градиентное течение усиливается, перемещая часть воды в зону стога. Уровень в зоне нагона падает, уклон уменьшается. вновь усиливается дрейфовое течение, даже при неизменной ветре. Дрейфовое течение вызы-

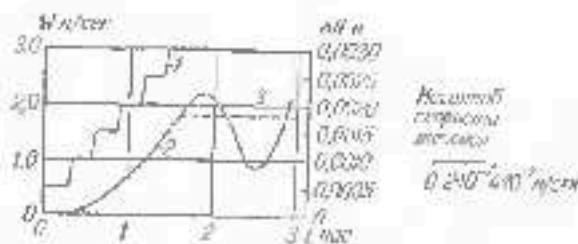
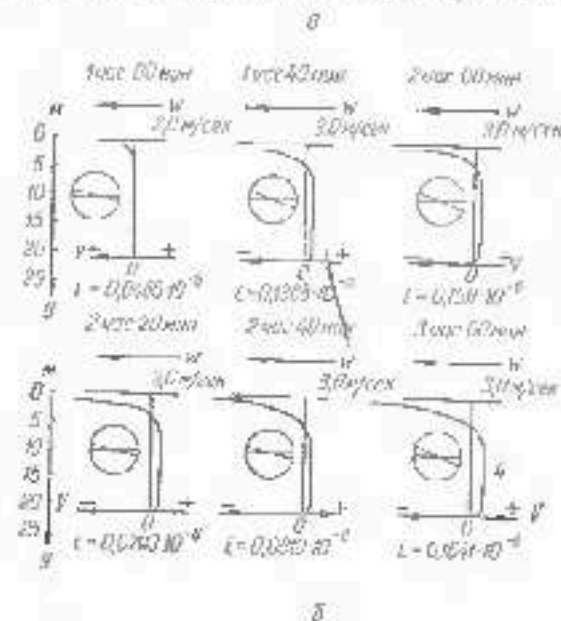


Рис. 53. Нагон (по А. В. Караушеву):

а — эпюры скоростей у побережья берега, б — изменения скорости ветра (W) и уровня (H): 1 — скорость ветра, 2 — ход уровня, 3 — уровень стационарного нагона

вает водный подвал уровня и рост уклона. Возникает следующая фаза колебаний.

2. В водоеме существует стационарный нагон при постоянном ветре, затем скорость ветра колеблется (рис. 54). При ослаблении ветра уровень в зоне нагона и уклон падают (до 4 м рис. 54, а и б). При резком возрастании ветра, начавшемся в

2 и 30 м, дрейфовое течение с некоторым поглощением уменьшается, захватывая и 5-й и 6-й (рис. 84, а) весь водоем до дна. В этот период происходит наиболее интенсивный рост уровня в зоне плато и увеличение уклона (рис. 84, а, б, 5-7 м). Максимальный уровень и уклон достигается после максимума вострой. Значительный уклон вновь вызывает градиентное течение, которое распространяется до поверхности (8-й и рис. 84, а), уничтожая

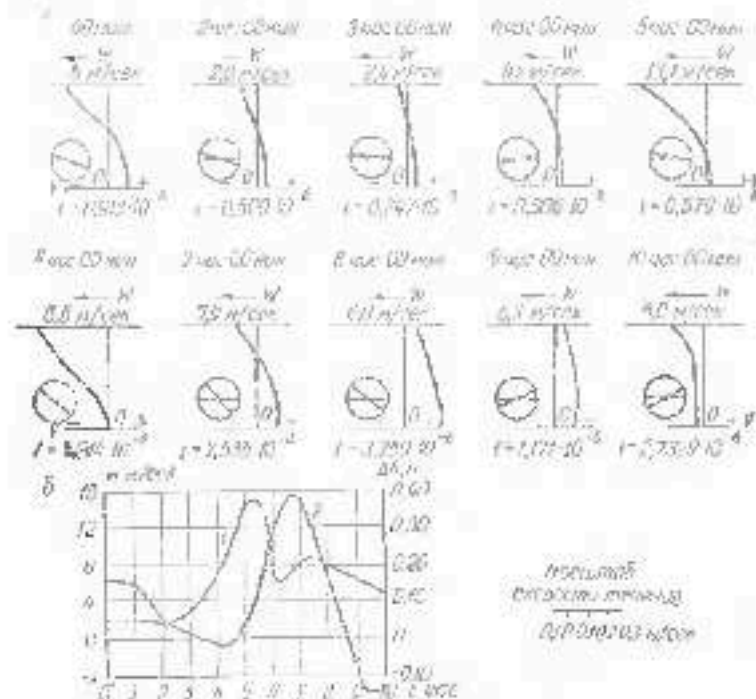


Рис. 84. Натопы (по А. В. Карзуну).

а — типичный гидрограф затопления берега, б — зависимость скорости ветра (W) и уровня (H) при шквале и после него: 1 — скорость ветра, 2 — ход уровня.

дрейфиса. Массы воды устремляются в зону спада, уровень в зоне натоя резко падает, уклон становится обратным. Рост (обратного) уклона вызывает обратное градиентное течение (10 м, рис. 84 а), которое вместе с дрейфовым распространяется до дна; массы воды движутся в зону плато. Натопившая зона фактически исчезает. При непрекращающемся падении скорости ветра колебания постепенно ослабевают, но продолжают еще некоторое время и после наступления шторма.

Возникновение и в нагонах колебаний, хотя и напоминают шквалы, но несколько отличаются от них как по ходу уровней, так и по системе течений. Эти различия связаны с непрерывным действием ветра при нагоне.

При расчетах характеристик устанавливаются нагоны можно применить методы, разработанные для стоячих водобоязов. Задача решается только для вертикальной плоскости, причем линия поверхности воды принимается за прямую. Кривые свободной поверхности могут быть построены только для отдельных коротких отрезков времени, в течение которых уклон на отдельных участках фактически принимается постоянным. Для построения кривой водной поверхности разбивается на участки; по каждому участку для выбранного отрезка времени определяются расходы воды, обусловленные течениями, уклоном и плоскостным уровнем; последние используются для построения кривой.

В протоках водоемов установившиеся нагоны существуют только при установившемся транзитном течении. Они могут возникнуть при постоянном или переменном объеме воды водоема. В первом случае расход воды из водоема, равный притоку в водоем, не меняется и течение всего периода нагона. В водохранилищах такое положение может быть достигнуто соответствующим регулированием затворов плотин. Во втором случае некоторый дополнительный объем воды сбрасывается через плотину в начале нагона или накапливается в верхней части водохранилища при стоке от плотины. После сброса или накопления некоторого объема вновь устанавливается установившийся транзитный расход. В водохранилищах в зависимости от скорости и направления ветра и от соотношения скоростей ветровых и теченных течений разбиваются различные случаи нагона и течения. На рис. 85

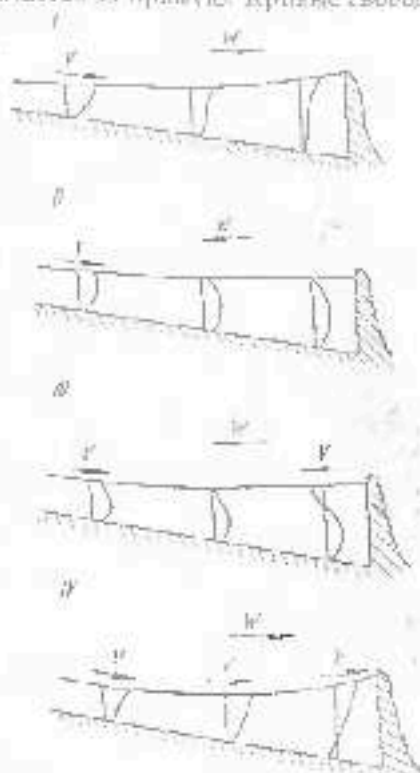


Рис. 85. Схема течений в водоемах при шквале при различных направлениях ветра (по А. В. Карзуну). а — от начала шквала, б — в разгар шквала, в — в конце шквала, г — в период спада шквала.

изображены схемы некоторых течений (по А. В. Карпушину).

Случаи I и II (рис. 85) бывают при сильных ветрах или значительных транзитных расходах (например, шлюзы). В первом случае (ветер со течения) уровень поднимается в портовой части водосема и возрастает (при постоянном объеме воды) у плотины, течение направлено к плывне, небольшая скорость сто — на поверхности.

Во втором случае силы ветра недостаточны для образования дрейфового течения. Подъем уровня в портовой части водохранилища и понижение (при постоянном объеме) у плотины. Течение к плывне с максимальной скоростью на некоторой глубине.

III и IV случаи соответствуют слабым ветрам или малым транзитным расходам.

В III случае ход уровня аналогичен II случаю. В трикотинной части дрейфовое течение в поверхностном слое воды.

Для IV случая характерен значительный подъем уровня у плотины. В приплотинной части образуется комплексированное течение.

При расчетах устанавливаются шлюзов строятся кривые подпора с учетом ветровых поправок. Для построения кривых подпора разбивается на участки, для каждого из которых вычисляются расход, уклон и изменение уровня. В тех случаях, когда неизвестна система течений и предположен подпор, расчет ведется методом последовательного приближения. При изменении объема водной массы учитывается условие неразрывности, согласно которому увеличение и уменьшение объема на отдельных участках взаимно компенсируется. Во всех расчетах учитываются высоты ветровых волн.

Разность уровней между участками вагона в сгона (ΔZ) в малопересеченном водоеме можно приближенно определять по формуле А. В. Карпушина:

$$\Delta Z = (2 - 10\alpha) 10^{-6} \frac{L}{H_{св}} W^2 \sin \alpha \quad (37)$$

где h — высота волн, L — длина водоема, $H_{св}$ — средняя глубина водоема, W — скорость ветра на высоте флюгера на береговой метеостанции, α — угол между направлением ветра и длиной L . Подробней методы и приемы расчетов изложены в работах А. В. Карпушина.

СЕЙШИ

В результате деформаций поверхности озера может возникнуть горизонтальное перемещение: на одном участке уровень повышается, на другом понижается. После прекращения действия силы, вызвавшей деформацию, вся водная масса озера, стремясь воз-

вратиться в положение равновесия, придет в колебательное движение. Колебания будут постепенно затухать под воздействием трения. Траектории частот воды при этих колебаниях подобны траекториям при стоячих волнах. Такие колебания называются сейсмичными. Сейсмичность возникает при сгонах и шлюзах, приливных атмосферного давления над складскими участками озера (например, дачными на 1 мб вызывает повышение уровня воды около 1 см), реже при сейсмических колебаниях земной коры.

При сейсах в водоеме всегда имеется одна или несколько точек (или линий), в которых уровень неколеблется. Они называются узлами (узловыми линиями). В большинстве случаев узлы сейсмич-

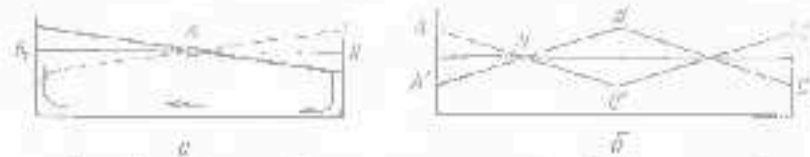


Рис. 86. Схемы волн: а — одноузловая, б — двухузловая (по Н. П. Лубову)

бывают одноузловыми и многоузловыми (двухузловыми, трехузловыми и т. д.). Помимо узлов, при сейсах в водоеме бывают еще и несколько точек (линий), называемых нулевыми, где происходит максимальные колебания уровня (рис. 86). Сейсмичность собой стоячие волны. Период волны $T = \frac{L}{c}$. Длина волны (L) при одноузловых сейсах равна удвоенной длине водоема (l), а ее период определяется по формуле Н. Р. Мещерякова:

$$T = \frac{2l}{c} = \frac{2l}{\sqrt{gH}} \quad (38)$$

где c — скорость волны (сейсмичности) $\sqrt{gH}$ (H — глубина водоема, g — ускорение силы тяжести).

Период многоузловой сейсмичности с числом узлов n будет

$$T_n = \frac{2l}{n \sqrt{gH}} \quad (39)$$

Более детальные методы расчета сейсмичности разработаны Кузнецовым и Дельфином; приближенный метод предложен Л. К. Дельфином¹.

Приведенные зависимости показывают, что в водоемах с той же длиной и глубиной периодом отличаются одноузловыми сейсмичностями. Сейсмичность связана с морфологическими особенностями озерных котловин. В глубоких озерах колебания происходят быстрее (период сейсмичности меньше), чем в мелких, обладающих той же длиной.

¹ См. Л. К. Дельфин. Приближенный метод расчета сейсмичности. Водн. ст-ва, сер. 1959, № 23, стр. 4.

Средний период сейсмической Женежского озера (длина 72 км, средняя глубина 173 м) — 70 мин, Малое Пятакское озеро в Пенсиль, имеющее почти такую же длину (длина 76 км, средняя глубина 3 м) — 10—12 час. Период сейсмической будет больше и больше, вычитывая по направлению ее длины. На размеры сейсмической волны рельеф дна и распределение глубин, конфигурация берегов, от которых зависит колебания уровня.

При наличии в озере нескольких плесов в каждом из них могут возникать свои сейсмические. Интерференция в размеры сейсмической с направлением и силой господствующего ветра, ориентировкой озера по отношению к ним, с ходом атмосферного давления в районе озера. Интерференция нескольких сейсмических взаимно усиливает их. Лед, покрывающий часть озера, гасит сейсмическую. Структурное воздействие детерминистических факторов вызывает существенные различия в характере сейсмической не только разных озер, но и одного и того же озера. Колебания уровней при подобных частых повторяющихся сейсмических озерных подсемах не превышает нескольких дециметров, но отклонения сейсмической до 2—2,5 м.

На Аральском озере периоды одноузловой сейсмической колеблются в пределах 18—28 час, при средней высоте 24 см и максимальной до 100—130 см; двухузловые сейсмические имеют периоды 8—10 час и высоты 2—20 см. Периоды сейсмической Женежского озера 68—78 мин, высота редко превышает 20 см, но на этом озере отмечена сейсмическая высотой 187 см, 118 см. При преобладают сейсмические высотой 20—30 см, максимальная высота 250 см. Сейсмические Каспийского (в районе г. Махач-Кала) достигают высоты 70 см при периоде 3—4 часа, см. Седан — 50 см и периоды 20—60 час.

Сейсмическая возникает и на крупных водохранилищах. По наблюдениям Цимлянкой обсерватории в прилегающей части Цимлянского водохранилища постоянно принадлежатся одноузловые сейсмические с периодами 2 час — 2 и 20 м и высотой до 10 см. Цимлянкой 5—8 см. В различных нулевых водохранилища отмечены сейсмические с периодами 12—13 час и высотой около 2 см. Основными причинами сейсмической здесь — ветер. Наибольшие сейсмические бывают связаны с шквальными сильными дулами над прибрежной прегражденной ветра.

На рис. 87 приводятся колебания уровня оз. Нессы-Куль при сейсмической 31/1—1932 г.

При плотности расслоения вод озера по вертикали, синапном с разностями температур или минерализацией, сейсмическая будут происходить по-разному в верхних (менее плотных) и нижних (более плотных) слоях озерных вод. Возникнут в и ут-рещиве сейсмической. В нижнем слое, вследствие большой плотности воды, колебания будут происходить с большими периодами, чем в верхнем. В озере будет существовать два вида

сейсмической: поверхностные и внутренние. Ватсоном введена формула, позволяющая вычислить период внутренней сейсмической (Т_в) в расслоенном по плотности озере с отвесными берегами и горизонтальным дном в зависимости от мощности и плотности воды верхнего и нижнего слоев:

$$T_v = \frac{2l}{\sqrt{\frac{g(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2 + \rho_1}}} \quad (40)$$

где l — длина водоема, ρ_1 — плотность верхнего слоя воды, ρ_2 — плотность нижнего слоя воды, $\rho_1 \neq \rho_2$ — плотности воды верхнего и нижнего слоя ($\rho_2 > \rho_1$), g — ускорение силы тяжести.

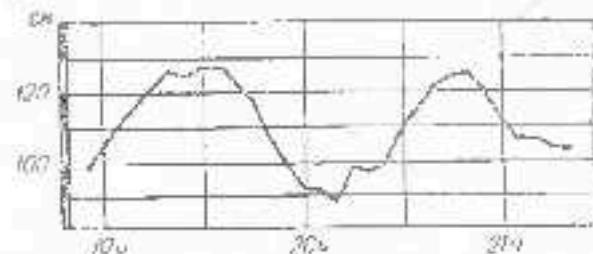


Рис. 87. Сейсмическая на оз. Нессы-Куль 31/1—1932 г. (по Митенкову)

Формула (38) периода одноузловой сейсмической озера с одинаковой плотностью во всей водной массе, является частным случаем формулы Ватсона при столь малой плотности верхнего слоя, который является воздухом, что еще можно пренебречь.

Как видно из формулы (40), период внутренней сейсмической будет возрастать с увеличением плотности воды нижнего слоя и разности плотностей слоев.

После прекращения действия факторов, вызвавшего сейсмическую (большей частью ветры), колебания в верхнем слое быстрее прекратятся, вследствие их малых периодов. В нижнем слое сейсмическая могут продолжаться и при горизонтальной поверхности озера. Они особенно хорошо заметны после штормов.

Поскольку для возникновения внутренней сейсмической необходимо плотностное расслоение воды по вертикали, они возникают в пресных озерах только летом, при наличии прихой термической стратификации и температурных зон (особенно при наличии температурных экваторов), и минеральных солей эти сейсмические могут возникнуть в связи с неоднородной плотностью по вертикали.

Сейсмическую легко обнаружить по периодическим колебаниям температур воды на одной и той же глубине, влияющим температурным сейсмическим. При внутренних сейсмических пери-

динамические возмущения испытывает из-за слоёв температурного скачка, возникающего различием между слоями с различной плотностью воды. При сейсмах могут возникнуть различные течения, которые существуют весь слой воды, нелинейный сейсмах. При плотностных расхождениях эти течения в верхнем и нижнем слоях направлены в противоположные стороны.

ПЕРЕМЕШИВАНИЕ

Под перемешиванием понимают обмен воды между слоями озера. При перемешивании массы с одинаковой воды из слоя в слой перемещаются в заключённых в этих объёмах воды, химически растворённые элементы, газы, запасен тепла. Результатом перемешивания является выравнивание физико-химических, а в ряде случаев и биологических, характеристик воды в охваченных обменом слоях.

Основную роль в режиме озера играет турбулентное перемешивание. Молекулярный обмен, хотя и происходит одновременно с турбулентным, но, вследствие малых значений молекулярной диффузии, теплопроводности и т.п., оказывает незначительное влияние на режим озера. Турбулентное перемешивание бывает коллективным (сплошная конвекция) и диссипативное (вынужденная конвекция). Первым из перемешиваний является разность плотностей между отдельными слоями воды, второй — вынужденный ветром на поверхности озера и связанный с этим воздействием солёным и течением.

Потенциальность перемешивания и степень обмена водной массы водоема зависят как с мощностью действующих факторов (силы ветра или величины разности плотностей воды), так и с сопротивлением водной массы движению. Это сопротивление обусловлено разностью плотностей воды между слоями озера. При увеличении плотности с глубиной (применяя стратификация плотности) создается более или менее устойчивая система, для изменения которой необходимо произвести определенную работу. Это работа является характеристикой устойчивости системы.

Устойчивость системы называется сопротивлением водной массы перемешиванию, количественно определенное работой, необходимой для перемещения этой массы из данного устойчивого состояния в неустойчивое. Устойчивость водной массы озера по

вертикали характеризуется градиентом плотности: $G_p = \frac{d\rho}{dz}$. Положительные значения G_p указывают на увеличение плотности с глубиной и на устойчивость водной массы, отрицательные — на ее неустойчивость. При $G_p = 0$ водная масса находится

в безразличном равновесии. Понятие об устойчивости водной массы озера дано В. Шиндтом и развито С. Д. Муромцевым.

Изменение устойчивости в озере сопровождается изменением положения центра тяжести водной массы. Центр тяжести в озере при прямой стратификации температур и плотностей воды располагается ниже, чем при обратной стратификации в всей водной массе.

По В. Шиндту, устойчивость водной массы пресного озера (S) равняется количеству работы, необходимой для перевода системы в состояние равномерного распределения плотности (и температур) в другом смысле с одинаковой плотностью (температурой) во всем озере, или, что то же самое, устойчивости равняется количеству работы, необходимой для перемещения водной массы по вертикали на высоту, равную расстоянию между центрами тяжести при данном распределении плотностей и при одинаковой плотности во всем озере (σ). В качестве положения В. Шиндт принял горизонталь при 4° . Формула В. Шиндта для определения устойчивости имеет вид:

$$S = M\sigma = \int_0^H (\rho_z - 1)(Z - S_0) dz \text{ ккал}, \quad (41)$$

где M — масса воды озера, H — наибольшая глубина озера, Z — расстояние от поверхности озера до каждой частицы воды, ρ_z — плотность воды на глубине Z , S_0 — расстояние от поверхности воды до центра тяжести водной массы при одинаковой плотности воды во всем озере, σ — обмен озера.

Для расчета S , по приведенной формуле, В. Шиндтом разработан графический метод¹.

Устойчивость вод озера связана с его объемом и глубиной, т. е. зависит от формы и размеров котловина. Перемешивание в озерах различных размеров и формы будет происходить по-разному.

Поскольку изменение плотности воды при изменении температуры на 1° более значительны при высоких температурах (см. таблицу «Термические»), градиенты температур и зависимость от них устойчивость в теплых водах больше, чем в холодных. С этой особенностью воды связана значительная устойчивость тропических озер при малой разности температур по вертикали. В табл. 25 приводятся данные Ф. Рутнера об устойчивости озер умеренной и тропической зоны.

Из данных таблицы видно, что при одинаковом положении слоев скачки и близких разностях температур индифферентна и наибольшая устойчивость в тропическом озере в три раза больше, чем в озере умеренной зоны.

¹ В. Б. Гоголовский, С. Д. Муромцев. Озера по их водности. Изд. МГУ, 1955.

Устойчивость вод озер умеренной и тропической зон (по Ф. Пуштару)

Название и местонахождение озера	Глубина, м	Температура, °C		$(\rho - \rho_1)$	Средняя температура, °C
		поверхностная, t_2	глубинная, t_1		
Длинносвердловское (Иркутск)	10	13,3	5,2	7,0	4,0
Байкал (Иркутск)	10	21,3	20,5	5,2	19,9

В озерах зоны умеренного климата наибольшая устойчивость во вертикали при прямой стратификации наблюдается в слое температурного скачка, в связи с большими градиентами температур (и плотности) в этом слое. Меньшей устойчивостью обладают воды со значительной плотностью стратификации и малой глубиной. В таких озерах при сильных ветрах массы воды легче перемешиваются (например, оз. Байкал). Глубокие озера с малыми градиентами более устойчивы, летом не перемешиваются и сохраняют прямую стратификацию до осени.

В минеральных озерах устойчивость воды повышается в связи с большим содержанием глубинных вод по сравнению с поверхностными. Здесь скачок плотности связан не столько с температурными условиями, сколько с минерализацией воды.

Математические зависимости для расчета перемешивания вод озер были впервые даны Р. Шмидтом. В озерах форма и размеры котловины играют существенную роль в перемешивании, в отличие от рек и океанов, где роль котловины невелика и ее обычно не учитывают. Методы расчетов для озер отличаются от применяемых в океанологии. Для вывода основной зависимости, характеризующей перемешивание, К. Шмидт рассматривает обмен масс воды в связанных с ним затопов тепла через горизонтальную площадку, расположенную на некоторой глубине в озере.

Теплопоток через горизонтальную площадку Q за время t определяется по формуле:

$$Q_{\text{ст}} = - \frac{1}{\rho} \sum m \frac{d\rho}{dz} \quad (43)$$

где $Q_{\text{ст}}$ — теплопоток через площадку F за время t , ρ — плотность, m — элементарные массы воды, k — расстояния, с которых эти массы перемещаются в плоскости, q — элементарные количества тепла, z — глубина. Знак (—) указывает, что

температура увеличивается в направлении убывания температуры. Теплопоток через единицу площади за единицу времени выражается уравнением:

$$Q = - \frac{1}{\rho} \sum m \frac{d\rho}{dz} \quad (43)$$

Выражение $\sum m \frac{d\rho}{dz}$ не зависит от температуры и характеризующее величину вертикального перемешивания между двумя соседними слоями воды. В. Шмидт назвал коэффициентом перемешивания A :

$$A = \sum m \frac{d\rho}{dz} \quad (44)$$

Коэффициент A дается для расчетов на массы воды, при расчетах на объемы применяется коэффициент турбулентности:

$$K = \frac{A}{\rho} \text{ см}^2/\text{сек} \quad (45)$$

Вертикальное перемешивание воды в связанных с ним перемешивание элементов (элементов, химически-растворенных веществ, газов, титла и т. п.) может быть выражено уравнением:

$$S = - A \frac{dS}{dz} \quad (46)$$

где S — количество данного элемента, проходящее в единицу времени через единицу горизонтальной площади, $\frac{dS}{dz}$ — вертикальный градиент этого элемента. Знак (—) показывает, что поток положительный в том направлении, в котором увеличивается элемент.

Следует заметить, что коэффициент A подвержен некоторым изменениям, связанным с изменением количества тепла (переход тепла в механическую энергию), количества движения, часть которого передается силой внутреннего трения, и других элементов.

Поэтому теоретически нельзя считать равными коэффициенты A для масс, тепла и количества движения.

Нужно привести схему расчета величин A для различных тел.

Формулу (43) можно представить в следующем виде:

$$Q = - \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \quad (47)$$

Количество тепла, отнесенное к единице объема воды (q), связано с температурой воды t соотношением:

$$q = \frac{C \rho}{\rho} = C t \frac{\rho_{\text{пл}}}{\rho_{\text{ж}}}, \quad (48)$$

где C — теплоемкость воды, ρ — плотность воды.

$$Q = -f C \frac{dt}{dz} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек. и}$$

$$A = \frac{Q}{C \frac{dt}{dz}} \text{ см} \cdot \text{сек.} \quad (49)$$

Для пресных вод теплоемкость C можно принять равной единице:

$$A = \frac{Q}{\frac{dt}{dz}} \text{ см} \cdot \text{сек.} \quad (50)$$

Для вычисления коэффициента A и слоя на некоторой глубине z необходимо определить количество тепла Q , прошедшее за время T через горизонтальную поверхность площадью f_z (площадь ограниченной изобаты) на глубине z .

Количество тепла, прошедшее через плоскость f_z за время T , будет равно

$$Q = Q_1 - Q_2$$

где Q_1 и Q_2 — теплосодержания, заключавшиеся в моменты времени T_1 и T_2 в массе воды, расположенной ниже изобаты f_z ; $T_2 = T_1 - T$.

Количество тепла, прошедшее на единицу времени через единицу площади f_z

$$Q = \frac{Q_1 - Q_2}{f_z T}. \quad (51)$$

Подставляя величину Q и градиент температуры $\frac{dt}{dz}$ на глубине z , определенный по профилю вертикального распределения температур в слое, в формулу (50), получим

$$A = \frac{Q_1 - Q_2}{f_z \frac{dt}{dz} T} \text{ см} \cdot \text{сек.} \quad (52)$$

Как градиент температур, так и коэффициент A изменяются по глубине слоя. Только в случае конвективной конвекции оба значения остаются неизменными от поверхности до дна. При стратификации в случае стационарного теплового потока значения A

и $\frac{dt}{dz}$ обратно пропорциональны друг другу. В этом случае

$$Q = -A_1 \frac{dt}{dz} = -A_2 \frac{dt_2}{dz_2} \text{ и}$$

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{\frac{dt_2}{dz_2}}{\frac{dt_1}{dz_1}}. \quad (53)$$

Для характеристики величины A и ее изменения во времени и по глубине и слоях приводятся данные расчетов С. Д. Муромцевского для Вострицкого водохранилища (табл. 26) и Б. Д. Зайкина для оз. Сераи (табл. 27).

Таблица 26
Коэффициенты турбулентности обмена тепла (к.кал/сек) на Вострицком водохранилище, 1936 г. (по С. Д. Муромцевскому)

Глубина, м	10—15/III	15—20/III	20—25/III	25—30/III
4	0,71	0,30	1,47	0,49
5	0,67	0,33	1,20	0,48
6	0,13	0,14	0,58	0,38
7	0,04	0,08	0,14	0,11
8	0,02	0,10	0,23	0,19
9	0,014	0,06	0,15	0,08
10	0,005	0,017	0,05	0,05
11	0,006	0,013	0,05	0,03

Таблица 27
Средние годовые коэффициенты турбулентности обмена тепла (к.кал/сек) для оз. Сераи (по Б. Д. Зайкину)

Слой, м	A
0—10	180
10—20	7,94
20—30	0,58
30—40	0,27
40—50	1,10
50—60	1,68
60—70	4,62
70—80	6,02

В табл. 27 средние годовые значения коэффициента A рассчитаны на основании анализа распространения теплых вод

и толщине воды. В озерах для распределения коэффициента A по вертикали характерны его высокие значения в эвклинических и минимума — в слое температурного скачка, где существуют большие устойчивости слоев воды, связанные с резким изменением плотности.

В годовой ходе величины A значимую роль играют период весенней и осенней циркуляции, минимумы на лето (в связи с прямой стратификацией и развитием вертикальных температурных зон) и зиму (из-за практического отсутствия перемешивания воды).

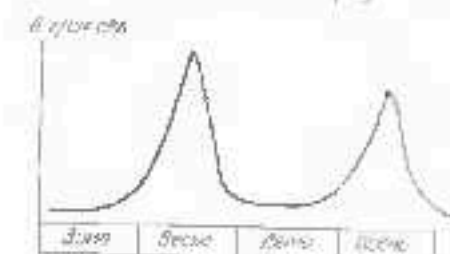


Рис. 86. Годовой ход коэффициента перемешивания (A) в озерах (по С. Д. Муромцевскому)

гипотетически, по данным для периодов, близких к гомотермии. На рис. 89 приводится годовой ход коэффициента турбулентной теплопроводности K на глубине 40 м в оз. Севан. В этом озере наименьшее перемешивание происходит весной



Рис. 89. Годовой ход коэффициента турбулентной теплопроводности (K) в оз. Севан на глубине 40 м (по Н. Д. Зайкоу)

и зимой, следовательно и величины K (и A) больше всего выражены, когда устойчивость водных масс мала.

Конвективное перемешивание происходит при неустойчивой стратификации плотностей воды, вызванной увеличением плотности в верхних слоях или уменьшением в глубинах. Причиной этого вида перемешивания может быть

охлаждение верхних слоев пресного озера (при изопикнической температуре выше 4°) или их нагрев (при начальных температурах ниже 4°), повышение плотности в верхних слоях из-за минерализованных или богатых кислородом притоков, рост минерализации этих слоев при испарении или при обрабатывании льда в минеральных озерах. Плотность воды в глубинах озера уменьшается в связи с выходом теплых водных масс. В минеральных озерах плотность и глубина стратификации зависят от содержания солей. В водах с изотонностью более $24,7\%$ при охлаждении конвекция продолжается вплоть до ледостава, так как температура наибольшей плотности воды ниже температуры замерзания.

В связи с более резким изменением плотности на 1° температуры в теплых водах, чем в холодных, конвекция интенсивнее при высоких температурах воды.

При весеннем нагреве и осеннем охлаждении под озером, а также при зимнем охлаждении летом, конвекция осуществляется до глубины, на которой температура равна температуре воды на поверхности. По мере сгущения или охлаждения, конвекция захватывает все большие слои воды и, при выравнивании температур и приближении к гомотермии, происходит полная циркуляция. Летний нагрев и осеннее охлаждение путем конвекции может продолжаться только до момента температуры при 4° . Осеннее охлаждение путем конвекции может происходить в более широком пределах температур (от осенних температур поверхности воды до 4°), летний нагрев — только от температуры воды при вскрытии (близких к 0°) до 4° . В период ледостава конвективные перемешивание в пресных озерах бывает только при всеобщем подледном нагреве или, в отдельных участках озера, под влиянием вод притоков. В озерах с повышенной соленостью циркуляция происходит в результате увеличения минерализации и плотности подледного слоя воды при поступлении солей из льда.

Для минеральных перемешивание в озерных водах осуществляется остро и происходит совместно с волнением и дрейфными течениями. В пресных озерах перемешивание осуществляется в речных течениях; при слабой притоковости или даже перемешивание только в граничных участках водоема, прилегающих к устьям или истокам рек. В водохранилищах воды перемешиваются в прилегающей части каскада при паводках.

Турбулентное перемешивание интенсивнее вблизи поверхности раздела между более плотной и менее плотной средой, где при движении возникают значительные градиенты скоростей и задержания. В озерах такими участками являются зеркало, поверхность раздела между слоями различной плотности и дно

(особенно на мелководьях). Подобные интенсивные перемешивания происходят и в верхних слоях воды, но возникает оно и в глубинах в связи с внутренними волнами и компенсационными течениями, которые бывают как у дна, так и у поверхности раздела слоев (у слоя скачка).

Интенсивность и глубина пренебрежимо перемешивания в водную массу зависят от скорости ветра и от размера и формы водоема. Водоемы с малой площадью и следовательно меньшей степенью подверженности воздействию перемешиванию, чем крупные, со значительными разгонами ветра и воды. Играют роль стержневые озера в плане и приоткрытость по отношению к возмущающим излучениям: волны, течения и перемешивание сильнее в вытянутых по направлению преобладающих ветров водоемах. Перемешивание сильнее в мелких озерах, чем в глубоких. Более устойчивы в связи с большой водной массой гипоксичны.

Устойчивость водной массы представляет перемешиванию, поэтому расчеты устойчивости дают представление о работе ветра, необходимой для перемешивания озера на ту или иную глубину. Расчеты могут выполняться по методу В. Шмидта или по методу Е. А. Бердса, подыскавшего к вопросу несколько подходов.

Е. А. Бердс определяет работу, необходимую для перемешивания каждого элементарного слоя воды с поверхности водоема к ту глубину (z), на которой он находится при данной термической и плотностной стратификации.

Плоскость основания слоя прижимается равной площади (f_z), ограниченной изобатой на глубине z , высота — Δz , плотности — ρ_z . Работа, затраченная на погружение этого слоя, будет

$$W = f_z \Delta z \rho_z \text{ лем.} \quad (54)$$

Интегрирование этого уравнения по глубине дает общую работу по перемешиванию слоев в данное положение; сравнение ее с работой на перемешивание при температуре во всем озере равной θ^0 позволяет вычислить работу, необходимую для перемешивания озера из начального положения (гомотермия при θ^0) в данное.

$$W = \frac{1}{2} \sum_{z=0}^H (1 - \rho_z) f_z \Delta z \text{ лем.} \quad (55)$$

где f_z — площадь зеркала, H — наибольшая глубина; работа вычисляется на единицу площади зеркала.

Недостатком метода Бердса так же, как и рассмотренного метода Шмидта, является то, что расчеты для всего озера ведутся по длинам одной вертикали. Наблюдать это можно сравнивая данные по нескольким вертикалям.

Быстрое перемешивание, в зависимости от скорости ветра, особенностью водоема и устойчивости его вод, может перевести озеро в состояние гомотермии или увеличить мощность стратификации, погрузив слой скачка на более значительную глубину. В последнем случае возрастут градиенты плотности в металинне и устойчивость, в связи с чем ограничится дальнейшее распространение перемешивания вглубь.

Интенсивное ветровое перемешивание, происходящее одновременно с конвекцией осевой и осевой, способствует обогащению глубинных слоев озера кислородом. В незамерзающих озерах интенсивное перемешивание происходит обычно и зимой, так как устойчивость водной массы при обратной стратификации мала. Существенное воздействие может оказывать перемешивание на седиментацию взвешенных частиц, вызывая их перераспределение в водной толще, а в ряде случаев и вымывание мелких отложений со дна. Роль обмена в термическом режиме водоемов рассмотрена ниже (см. раздел «Термика»).

Уплотнение при смешении вод с различными физико-химическими характеристиками было впервые исследовано Н. П. Зубовым.

При смешении двух слоев воды с различными температурами и соленостями средняя температура и солености воды после смешивания будут

$$S = \frac{\sum m S}{\sum m}, \quad (56)$$

$$t = \frac{\sum m t}{\sum m}, \quad (57)$$

где S и t — средняя соленость и температура смеси, $\sum m$ — сумма смешиваемых водных масс, $\sum m S$ и $\sum m t$ — суммы произведений смешиваемых водных масс на температуры и солености.

При каждом изменении температуры происходит перестройка молекул воды, с которой связано увеличение плотности при смешении.

Плотность смеси с учетом этого уплотнения будет равна:

$$\rho = \frac{\sum m \rho}{\sum m} + \Delta \rho, \quad (58)$$

где ρ — плотность, $\Delta \rho$ — увеличение плотности при смешении. Исследования Н. Н. Зубова показали, что:

1) уплотнение возможно при смешении вод любой температуры и солености;

2) при смешении вод различной солености, но одинаковой температуры, уплотнения, в пределах точности вычислений, практически не наблюдается;

3) наибольшее уплотнение бывает при смешении вод одинаковой солености, но разной температуры;

4) при смешении в любой пропорции вод различной температуры и солености, но одинаковой плотности, плотность смеси будет больше плотности смешиваемых вод.

Возрастное переизменяние, вызванное бурными сдвигами, приводит к увеличению плотности воды в верхних слоях. Возрастное уплотнение верхних слоев и сдвиги слоев, вызывая конвективное перемешивание, происходит в глубинах.

Расчеты показывают, что при некоторых соотношениях соленостей в температурных слоях при увеличении глубины значительно, что массы воды могут опускаться на глубину до 100—200 м.

Благодаря увеличению при смешении, в зоне контакта воды двух масс воды происходит увеличение уровня водосама и возникает вертикальная циркуляция.

Зависимость между объемами или массами (m_1 и m_2) смешиваемых вод, их температурами до смешения (t_1 и t_2) и температурой смеси (t) выражается следующей формулой

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{t - t_2}{t_1 - t} \quad (59)$$

При смешении двух горизонтальных слоев, толщины h_1 и h_2 , могут быть заменены высотами этих слоев h_1 и h_2 , тогда

$$\frac{m_1}{m_2} = \frac{h_1}{h_2} \cdot \frac{(t - t_2)}{(t_1 - t)} \quad (60)$$

Аналогично могут быть определены пропорции смешения и для других характеристик воды (например солености).

Изменения плотности и характеристики воды при смешении необходимо учитывать в исследованиях особенностей режима перемешивания с переизменянием.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Л. Г. Ветровые волны черноморских морей. Изв. ИГиЛ, т. 24, № 1, 1939.
Андреев Л. Г., Дубовский И. А., Селин Г. М. Оперативная карта (облачности) и звуковые волны в Черном море. «Тр. ГИМ», 1955, том 49 (119).
Богословский В. В., Мухоморов С. Л. Очерки по метеорологии. Изд. МГУ, М., 1935.
Божик А. П. и Джунковский Н. Н. Морские волны и их действия на судах и берегах. М.: Гидрометиздат, 1949.

- Бражковский А. П. Ветровые волны. «Тр. ГИМ», 1952, том 35 (65).
Вайков Б. Д. Очерки по метеорологии. Гидрометиздат, М., 1955.
Зубов Н. Н. Динамические океанографы. Гидрометиздат, М.—Л., 1947.
Карауцис А. В. Нестационарность в стационарных ветровых течениях и нагнетании. «Тр. ГИМ», 1952, том 35 (69).
Карауцис А. В. Расчет ветрового течения в Черном море. «Тр. ГИМ», 1949, том 34 (69).
Карауцис А. В. Устойчивость ветровых течений в Черном море. «Тр. ГИМ», 1954, том 41 (85).
Карауцис А. В. Расчет ветрового течения в Черном море. «Тр. ГИМ», 1955, том 42 (85).
Кондратьев Н. Е. О трансформации воды на поверхности при волнении. «Тр. ГИМ», 1950, том 22 (75).
Кондратьев Н. Е. Расчет ветрового течения и волнения на поверхности моря. Гидрометиздат, М., 1956.
Кузнецов И. А. Способы приближенного расчета волнения моря. Гидрометиздат, М., 1953.
Дубовский И. А. Об определении волнения моря. «Тр. ГИМ», 1952, том 35 (69).
Майркова О. В. и Кондратьев Н. Е. Экспериментальное исследование ветровых течений и волнения на поверхности моря. «Тр. ГИМ», 1956, том 35 (110).
Мухоморов С. Л. Материал по биологической продуктивности Черного моря. «Океанология», т. XVI, том 4, М., 1957.
Никифоров Е. П. О связи ветрового течения с волнением. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 12.
Селин Г. М. Методы исследования волнения рек и морей. «Тр. ГИМ», 1950, том 22 (76).
Синдт Н. Перемешивание воды и радиационные процессы в тропической атмосфере. Изд. Института по метеорологии, Берлин-Геттинген академия, Л., 1949.
Шулсхайн В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, М.—Л., 1953.
Pielke R. A. The work of the wind in warming a lake. Trans. Amer. Acad. Sciences etc., vol. 18, p. 2, 1946.
Rohlf W. Grundzüge einer vergleichenden Seekunde. Berlin, 1928.
Hilfer F. Grundriss der Limnologie (Hydrobiologie des Süßwassers). 2 Aufl., Berlin, 1932.
Schmidt W. Über den Energiegehalt der See. Int. Rev. ges. Hydrobiol. u. Hydrographie, Hydrograph., Suppl. Bd. 4, 1919.
Schmidt W. Über die Temperatur- und Stabilitätsverhältnisse von Seen. Jäger Ann., 1908.

Глава VIII ДОНИНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДОНИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В озерных водах постоянно происходит замление, т. е. накопление отложений на дне их котловин. Состав, строение озерных отложений, интенсивность их накопления, изменение отложениями материала по времени зависит от географических особенностей бассейна и режима каждого водосма.

В состав отложений входят как естественные — образующиеся в самом водосме частицы, так и антропогенные — поступающие в него извне.

Антропогенные компоненты включают продукты разрушения (обризы) берегов, элементы, выпадающие из раствора, остатки растительности и организмов, населяющих водосм.

Источниками поступления донных материалов служат сток, ветер, прикосный пыль, легкое органическое остатки и т. п., реже — хозяйственная деятельность человека (например сброс сточных вод).

В отличие от рек, где поступление, распределение и переработка наносов связаны в первую очередь со скоростью течения и механическими подействием потока на русло (воздействие других факторов имеет второстепенное значение), частицы, попавшие в воду озера извне или возникшие в самом водосме, подвергаются сложному совокупному воздействию динамических, термических, химических и биологических процессов. Их воздействие продолжается и после оседания наносов на дно, осуществляется в течение длительного времени и поэтому состав и свойства донных отложений озер весьма резко отличаются от первоначальных свойств частиц. Скорость оседания (седиментации) твердых частиц в водосме, а следовательно, и воздействие на них воды в процессе оседания, зависят от размера,

формы и плотности частиц, свойств воды (плотности, вязкости), движения воды (течений, волн, перемешивания), химических и биологических процессов.

Скорость падения (седиментационная крутизна) частиц в неподвижной воде (V) может быть определена по формуле Стокса:

$$V = \frac{2}{9} \frac{g r^2 (\rho_1 - \rho_2)}{\eta} \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, r — радиус частицы (диаметр деленный на два), ρ_1 и ρ_2 — плотности частицы и воды, η — коэффициент вязкости воды.

Обычно в оврах диаметр взвесей не превышает 0,1 мм (за исключением крупных органических остатков). Для ориентировочных расчетов скорости оседания минеральных частиц (з обычно принимается равной плотности кварца 2,65).

Плотность ρ_1 для пресной воды может быть принята равной единице, так как ее изменения при колебаниях температуры от 4 до 30° не превышают 0,0013 г/см³. При расчетах для минерализованных вод необходимо учитывать увеличение плотности, связанное с ростом солености. В табл. 28 приводятся скорости оседания частиц в пресной воде при $g=2,65$.

Таблица 28

Скорость оседания твердых частиц различного диаметра
в неподвижной пресной воде (по Стоксу)

d мм	V мм/сек	Время, необходимое для оседания на 1 м
10,0	580	1,05 сек
1,0	85	11,8 сек
0,1	7—9	в среднем 2 мин 25 сек
0,01	0,14	около 2 час (119 мин 6 сек)
0,001	0,0015	около 150 час (около 6 суток)
0,0001	0,00014	около 250 суток

Частицы с $d \leq 0,001$ мм в ряде озер составляют до 50% донных отложений; для их оседания требуется значительное время.

Различные виды донных отложений озерной воды могут коренным образом изменить процессы седиментации и вызвать перераспределение уже осевших наносов и даже вынос части их из водосма. При перемешивании закон Стокса нарушается и частицы, которые должны были бы осесть, могут оставаться во взвешенном состоянии; перемешивание может поднять и некоторое количество отложений со дна.

Перемещение, зависящее от скорости ветра, морфологических особенностей котловины и плотностного расслоения воды, характеризуем коэффициентом обмена A (см. раздел «Перемешивание»), с величиной которой связана и крупность извлекаемых частиц. Практически частицы с диаметром $0,2 - 0,02$ мм при $\eta_s = 2,85$ при $A < 10$ см-сек не извлекаются, частицы с $d < 0,002$ не осаждаются при $A > 0,1$ см-сек. С волнением связана переработка берегов и поступление в водоем твердых (главным образом минерального) материала, и длительным боковой частью отлагающегося на дне. Течение перемещает материал по дну, перераспределяя ранее отложенный материал, а в проточных водоемах выносятся некоторую долю из его пределы. Колыхания уровня изменяют пределы распространения движений твердых вод, еще более усложняя процесс накопления донных отложений: процесс этот более стабилен и в водоемах с малыми колебаниями уровней.

Донные отложения по крупности подразделяются на следующие группы:

	d мм
глина	$< 0,001$
ил	$0,001 - 0,01$
песок	$0,01 - 0,1$
гравий и др.	$0,1 - 1,0$
галечник и щебень	$1,0 - 10$
песчаный гравий	$10 - 100$
галечник	$100 - 1000$
валун	> 1000

В распределении отложений по котловине существует определенная закономерность, связанная с механическим составом на полог и крутизна отдаленных частей водоема для полог, течений и перемешивания. Крупность отложений убывает от берегов к центральной части котловины (рис. 99). Валунный материал обычно располагается в виде россыпей или по отдельности у береговых уступов или скал. Для многих озер северо-запада СССР характерны прибрежные барьеры на валуны, вымытые волнами из моря (например оз. Иланда). Среди валунов большой частью лежат галечник и крупный песок. Песчано-галечные наносы залегают у открытых берегов в зоне наибольшей деятельности. От уреза воды в глубь озера галечник последовательно сменяется галечниково-песчаным, гравийно-песчаным, песчаным и, наконец, по мере ослабления воздействия волн (на глубинах около 2—3 м) — глинисто-песчаным отложением. В глубинной части озера залегает ил — наиболее мелкая фракция органического или смешанного (органического и минерального) состава. Ил насыщен водой, особенно в верхних слоях, где она представляет полужидкую массу, содержащую до 80—95% воды.

Илы могут накапливаться и в отдельных мелководных участках водоемов, защищенных выступами берега, подводной растительностью, островами и т. п.

Изменение выпястка распределения донных отложений в ряде озер и водохранилищ может нарушаться в связи с особен-

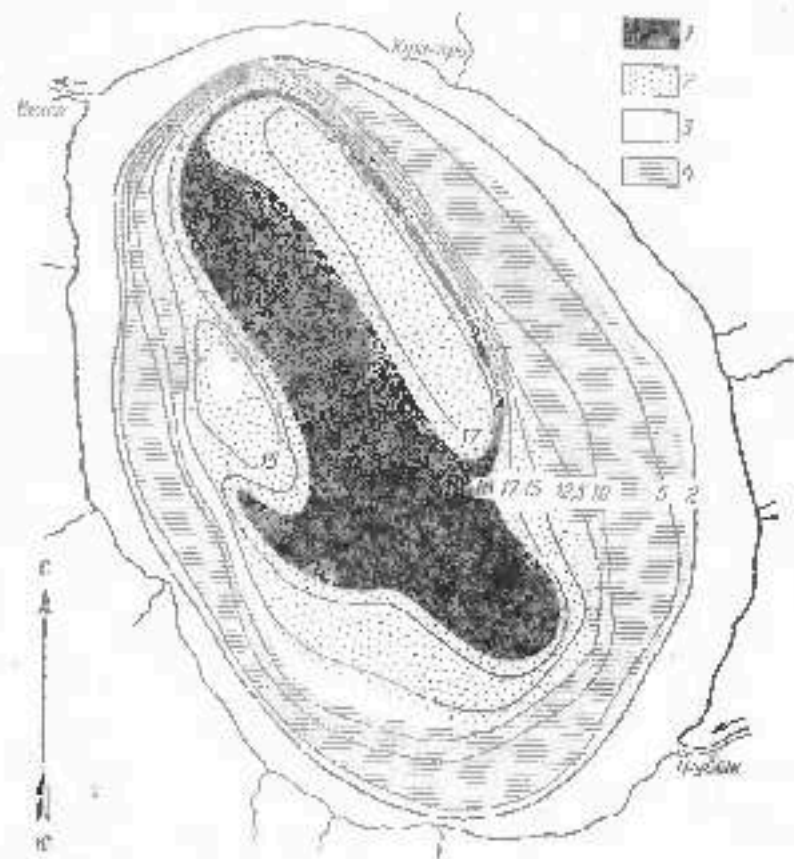


Рис. 99. Донные отложения оз. Перелазского (по Н. Я. Давыдову): 1 — гравий и др.; 2 — галечник и щебень; 3 — песок; 4 — ил.

ностями геологического строения и морфологии котловины, и гидрологического, химического и биологического режима водоема.

В озерах (особенно в тех, где интенсивно развивается растительность и животный мир) в некоторых водохранилищах, при благоприятных для жизни условиях, с течением времени накапливается тонко отложенный, почти целиком заполняющий пер-

воначальную котловину. Так, например, в оз. Ильмень отложения занимают 90% объема котловины, мощность надв. пл. Пинежского (Казвинская область) в несколько раз превосходит его первоначальную глубину (рис. 91).

Отложения накапливались в первую очередь в углублениях дна: по мере выравнивания рельефа дна сглаживаются глубины, уменьшается и постепенно устраняется разница в режимах между прибрежной и открытой частями водоема. Растительность при обмелевании распространяется от берегов к средней части озера, а в дальнейшем в глубинах, перекрывается отложениями ила-водоя.

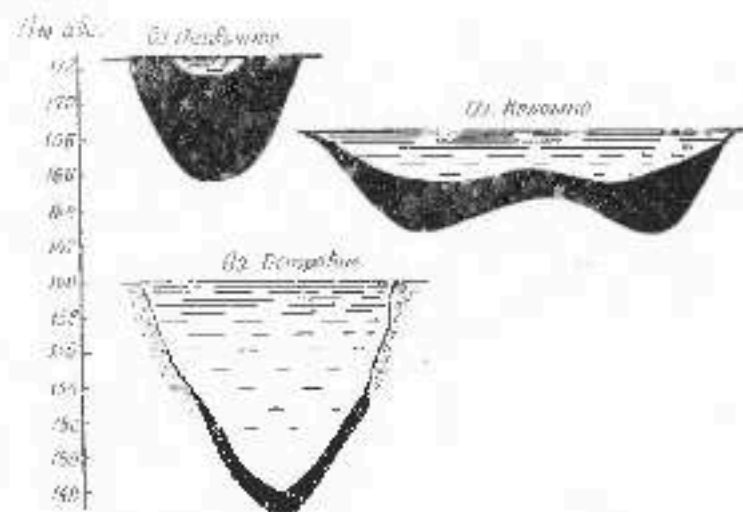


Рис. 91. Сравнительная мощность иловых отложений Задонского группы озер (из Г. И. Стадниковой)

В накоплении донных отложений прослеживается периодичность, связанная с сезонными и многолетними изменениями режима водоемов. Наибольшее количество минеральных веществ поступает в периоды со значительным твердым стоком (во время половодий и в многоводные годы), а также при значительных колебаниях уровня и связанной с ними интенсивной переработке берегов.

Особенно ярко отражаются изменения режима водоема в накоплении и структуре иловых осадков. Самый нижний слой ила серо-желтого цвета отлагается в конце лета и осенью, при отмирании сезонной массы растений и части водных организмов, и весной в связи с увеличением стока (здесь отлагается донный центральный иловый осадок). Зимой отлагается тонкий слой черного ила,

летом слой боковой конcretion, также преимущественно черного цвета. Окраска илов связана, помимо их состава, с поступлением кислорода в придонные слои озера. При недостатке кислорода (в большинстве озер зимой и летом) образуются сульфидные соединения, придающие илам темную (боковой частью черную) окраску. В связи с сезонными режимами водоемов, за длительные промежутки времени, отлагание отложений идет и периодами (так же как и сезонным) имеет различную мощность, отличаются по структуре и окраске. Перемешивание в мелких озерах (особенно в обладающих большой площадью донной частью) часто нарушает слоистость илов, вакуумизирует их во дна.

Исследования годичной слоистости илов верхних отложений наряду с пылевым анализом (исследованиями пылецы растений, обнаруженной в поровенных отложениях) позволяют установить возраст озера, особенности впадения и сроки периода формирования этих отложений.

Состав и строение донных отложений значительно изменяются под воздействием организмов бентоса и деятельности бактерий в верхних слоях грунта дна. Организмы бентоса роют и размывают илы, частично преобразуют и уплотняют их, поедая отложения своими трубами при отмирании. Бактерии производят еще более существенные химические изменения илов. Гнилостные бактерии разрушают белки, железобактерии способствуют концентрации железа и накоплению верхних железных руд. Микробиологические процессы в илах и их роль в формировании иловых отложений исследовались С. И. Кузнецовым, установившим, что наиболее интенсивные бактериальные процессы происходят в верхних слоях илов (около 20 см в олиготрофных озерах и до 60 см — в эвтрофных); с глубиной деятельность бактерий ослабевает, но некоторые типы их развиваются в слое несколько более метра. В некоторых эвтрофных озерах количество бактерий в 1 г ила достигает 6—60 млрд, их суммарный вес, по подсчетам для отдельных озер Полесья, составляет 2—8% веса органического вещества илов.

Осаждение иловых частиц, а следовательно и накопление илов, происходит медленно, в связи с чем толщина слоев иловых осадков весьма мала (даже до 1 мм). В. В. Перфильев назвал только сезонные слои донных отложений микрозолами. Он сконструировал особый прибор — стратиметр, позволяющий получить колонку илов не нарушенной слоистостью и отделить от нее тонкие вертикальные пластины проб, последующий микрохимический анализ которых дает возможность определить как мощность микрозола, так и их структуру. С помощью стратиметра В. В. Перфильев произвел многочисленные исследования илов на основании этих исследований объяснил особенности формирования микрозон в иловых отложениях.

Рис. 91. Сравнительная мощность иловых отложений Задонского группы озер

Возникновение микрофлоры связано как с седиментацией, так и с жизнедеятельностью бактерий (в первую очередь микрофлоры), видоизменяющих отложившиеся массы. По происхождению микрофлору выделяют в и л е р и о ф и ц е (связанные с седиментацией микробных клеток, например солей) и б и о г е н и ц е (образовавшиеся при воздействии на или микробов).

Микрофлора, возникающая на поверхности иловых отложений в результате оседания солей, тонких частиц, приносимых в озеро ветром или стоком, и частично в результате микробиологических процессов, Б. В. Перфильев выделяет в и л р о з о н и ц е с а ж д е н и я.

В илах происходит взаимодействие групп химических элементов окислителей (главным образом кислорода) и восстановителей, происходящих при микробных процессах (водород, азотные соединения, углеводороды), создающее определенные условия для жизнедеятельности бактерий. Перемещение окислителей идет из верхних слоев ила в глубину, восстановителей — в обратном направлении. Бактерии, действуя на илах, создают микрозоны, называемые м и к р о з о н а м и п р о п р я д е к и е.

Микроорганизмы чувствительны к температуре и химическим условиям среды, а микрофлора, кроме того, — к свету. Для каждой группы микроорганизмов существуют определенные оптимальные условия, в которых она достигает наибольшего развития. С ухудшением условий микроорганическая деятельность затухает. Поэтому при изменении соотношения между окислителями и восстановителями, а также при изменении количества света уменьшается и жизнедеятельность бактерий на илах. Такие изменения наиболее часто связаны с прогревом иловой массы микрозоны последующими отложениями. В прогретой микрозоне деятельность бактерий ослабевает и затем прекращается. Бактерии переминаясь в слои, расположенный выше, где их деятельность вновь усиливается, наивысшим образом возникает зона, весьма близкая к микрозоне протраивания, м и к р о з о н е и л р а с т а н и я, связанная с неперерывной сменой иловых отложений. Исследования микрозоности по методу Б. В. Перфильева позволяют определить продолжительность существования ряда слоев, характер их развития и отдельные периоды и особенности биоаккумуляции и таяния и хлорофилла в слоях.

Получены интересные результаты исследований. В период дора строительства Саянского моря в Криву в 1926 г., обследуя около 1420 годичных слоев, исследователи установили, что иловая осадочная масса (1931 г.) в 8-й ил имел толщину около 10 см, соответствующую периоду 4000 лет. Стратификация иловой массы (до 10 и в начале осадки) этого озера характеризовалась более крупными биологическими формами по сравнению с микрозоной осадочной. В течение года сменялись периоды обратной и прямой температурной стратификации и соматермии. Но благодаря малой термостойкости илов и отсутствию в них интегрирующей обитали

(Керетия) обитали около 5720 годичных слоев; иловая масса древнее по Габозеру. Исследования ила в Мылловом озере на дисертации Котлянского показали, что часто моря создавали условия гермафии существования этого озера в виде микробной массы (до 1940 г.) и иловой массы (до 1750 г.). Стратификация иловой массы периода развития протраивания. Возраст осадочной массы 300 лет, из которых высвободил период (150 лет) иловой массы (до 1750 г.).

Получили интересные данные для понимания системы осадочных процессов в иловых зонах. В иловых зонах, под руководством Б. В. Перфильева и других, исследованы в иловых зонах озера Мыллово (Саянское море), Саянское море, Саянское море и Чирокское и Криву.

При исследовании данных о микрозоности илов для понимания биологических процессов, как указывает С. Н. Кузнецов, необходимо иметь в виду, что микрозоны представляют собой затемненные картины микрозоности. Выводы об особенностях режима озера на отдельных этапах его существования, единства и основаны на анализе микрозоны, могут быть достоверны только при анализе в илах процессов из биологических систем, функционирующих как бы контролируемых при микробиологических исследованиях.

С жизнедеятельностью микроорганизмов (главным образом микрофлоры) связаны основные биологические процессы в илах, при которых происходит разложение органического вещества с выделением газов, поднимающихся на поверхность водоема. Из илов выделяется смесь газов, отличающаяся постоянством своего состава. Большую часть ее составляет метан (75—85%), затем водород (5—15%) и углекислый газ (до 3%). Углекислый газ выделяется в незначительном количестве, но большая часть его растворяется в воде и из поверхности водоема не поступает. Наоборот, выделяется газ, который при высоких температурах ила, и в период их наибольшего прогрева (в конце лета и осенью).

Гипотезой объясняется верхний слой ила (в среднем до 1 м); он развит сильнее в илах, содержащих мало гуминовых веществ и значительное количество углекислого газа, с реакцией, близкой к нейтральной ($pH = 6,5 - 7,0$). Газовыделение характерно для иловых, хорошо прогреваемых летом слоев с илами, богатыми органическим веществом. В сильно минерализованных илах глубоких олиготрофных озер мало органического вещества и углекислого газа, бактериальная жизнь развито слабо и газовыделение не происходит.

Термический режим иловых отложений тесно связан с температурой донных водоемов, температурой между верхней массой и дном и термическими свойствами составляющих эти отложения частиц. В илах озер умеренной климатической зоны, так же как и в воде, в течение года сменяются периоды обратной и прямой температурной стратификации и соматермии. Но благодаря малой термостойкости илов и отсутствию в них интегрирующей обитали

Изменения температуры донных отложений озера на северо-востоке СССР на разных глубинах в течение суток (1950 г.)

Глубина, м	25 августа			26 августа		
	12 час	18 час	24 часа	6 час	6 и 36 м	12 час
0,15	17,4	17,4	—	—	14,6	13,7
2	17,4	17,4	16,8	16,4	—	17,1
4	17,2	16,8	16,45	16,2	—	16,7
6	17,3	16,7	16,48	16,4	—	16,7
8,5	16,7	16,4	16,3	16,3	—	16,3
10	16,6	16,3	—	16,3	—	16,3
11	15,6	15,7	15,7	—	15,7	15,8

воды, теплообмен между их слоями развивается медленно и торпидные периоды наступают позже, чем в воде. Детальные исследования годового цикла термического режима илов были проведены Л. Л. Руссеским на Косинской лимнологической станции в 1951 г. и Бердском на озерах США. Данные по термике илов других озер большей частью ограничены и не охватывают всех периодов годового цикла. Приводим характерные особенности термических периодов озерных илов (по данным Л. Л. Руссеского для подмосковных Косинских озер). Ветший нагрев водной массы вызывает прогревание верхнего слоя илов. На некоторой глубине сохраняется минимум температуры от зимнего периода (дикро-термия). Летом температура в водной массе и иле возрастает и проникает на большую глубину, в связи с чем температуры в илах выравниваются; по второй половине лета устанавливается прямая стратификация. Наибольший нагрев ила бывает обычно в сентябре. С осенним охлаждением водоема возникает теплосток от дна в водную массу и охлаждение верхнего слоя илов. На некоторой глубине наблюдается максимум температуры (мезотермия). Дальнейшая теплоотдача илов, продолжающаяся и зимой, приводит к гомотермии и обратной стратификации. Время наступления термических периодов, заведывание их по сравнению с термическими периодами водной массы и колебания температуры в илах зависят от климатических условий районов и индивидуальных особенностей озер (размеры и форма водоема, характер донных отложений, степень переувлажнения) и сильно варьируют по территории.

Температура на поверхности илов в глубоких частях озера ниже, чем на мелководьях, и ниже с более низкой температурой глубинных слоев воды и притоком в глубины опускающихся холодных вод притоков. Суточные колебания температуры на поверхности илов меньше в глубинной части озера, чем в прибрежной, следовательно колебания температур верхнего и нижнего слоев озерных вод. Сказанное хорошо подтверждается данными Н. И. Семеновича по термике илов одного из озер северо-востока СССР (табл. 29).

Сопоставление данных по летне-осенней термике илов озер различного типа по глубине (11—12 м), но различных по степени стратификации: Бельего (под Москвой) с четкой прямой стратификацией и торпидными зонами и озера на северо-востоке СССР со слабо выраженной стратификацией и без слоя температурного скачка показывает, что при наличии вертикальных термических зон нагрев илов происходит некоторое время и особенно в связи с опускаемой метаморфой, в озерах же со слабой стратификацией и без слоя скачка нагрев заканчивается раньше.

Сопоставление минеральных и органических компонентов в донных отложениях озер тесно связано с окружающими географическими

условиями, гидрологическим и химическим режимом водоемов и органической жизнью в них. В одних озерах преобладают почти исключительно органические отложения, в других — в большей или меньшей степени минерализованные, в третьих — преимущественно минеральные.

Ориентировочную характеристику соотношения органической и минеральной частей озерных отложений можно дать по результатам прокалывания образцов грунта дил. Остаток от прокалывания (мелкость, выраженная в процентах) характеризует минеральную часть, потеря при прокалывании — органическую.

Глубоким озерам с прозрачной водой и слабо развитой органической жизнью (олиготрофным) свойственны почти исключительно минеральные отложения желваковой консистенции. Примером могут служить Телеское, Онежское и другие озера; доля илов отложений в них достигает 85—95%.

Наиболее благоприятные условия для накопления органических илов создаются в мелких (?—10 м), заболоченных по окраинам, слабо проточных или непроточных, защищенных от ветра озерах лесной зоны умеренного климата. В воде этих озер содержится достаточное количество питательных (органических и минеральных) веществ, летом подпора сильно прогреваются, в них интенсивно развивается жизнь. Летом и особенно осенью, по мере цветения (бурного развития фитопланктона) и отмирания планктона, на дне накапливаются единицы трутов и аккрементов, пополняющих органическую часть илов. В этот же период донные отложения прибрежных участков пополняются за счет падших макрофитов.

По составу и структуре четко выделяются две основные группы органических озерных отложений: сироподы и торфянистые или гуминовые илы.

С а п р о п е л и — гилотиты или. В некоторых работах их называют гиттой. Это название неточно, вероятно, удачное, так как по-шведски гиттия означает ил (без какой-либо дополнительной характеристики). Сапропели содержат массу органических веществ, сформировавшихся главным образом из остатков погибших животных и растений с более или менее значительными примесями минеральной частицы и остатков вышедших растений. Подвергаясь действию микроорганизмов при своем доступе кислорода, отложения, образующие сапропели, преобразовались в студенистую массу и жирную на ощупь массу. Главная составная часть их — детрит — аморфная органическая масса, богатая жирами, белками и фосфорными телами. Толстый детрит состоит преимущественно из отмерших животных растений и животных, грубый детрит — из отмерших животных растений. Преобладающие тонкого детрита придает сапропелю желтый, оловянный или бурый с оливковым цветом; преобладающие грубого детрита — более бурый и темный цвета. Толстый детрит осаживается в глубоких частях водоема, грубый — в мелких, заиленных от ила, или в участках с резко меняющимися глубинами.

Минеральная часть илов пополняется за счет минеральных продуктов жизнедеятельности организмов (отвертки диатомовых, шпектисовых раковины моллюсков и др.) и за счет материала приносимого стоком.

Верхний слой сапропеля содержит до 35% воды и представляет собой студенистую массу; с глубины 8—10 м сапропель становится плотнее (по структуре напоминает пластику), далее уплотняется сильнее, но нежестко ронется. Цвет с глубиной изменяется от бурого до оловянного.

С течением времени сапропель в более глубоких слоях минерализуется. Происходит вытравливание органического вещества при участии бактерий. Образуются сапропелиты — сложенные, более богатые минеральными веществами. В зависимости от преобладающих тех или иных элементов и их минеральной части, различаются следующие сапропелиты:

1) глинистые с тонкой структурой и преобладающей в минеральной части глинистых частиц; обычно связаны с выходом глины в бассейне озера и особенно в его котловине;

2) кремнеземистые: а) органические, главным образом с остатками диатомовых водорослей; б) неорганические — с примесью кварцевого песка;

3) известковые — в водоемах с жесткой известковой водой, иллот беловатый; далее могут переходить в озерный мел;

4) железистые — содержат большое количество окиси железа; окисляясь с течением времени в воде, особенно при сапропелювании с твердыми предметами, переходят в водную окись железа (бурый железняк), нерастворимую в воде окись железных кон-

креций возникает глинистый образцов и сесеритов осадков при участии железобактерий.

Ископаемые сапропелиты образуют бочажны — породы органического происхождения (угли, бочажны, битуминозные сланцы, нефть). Акад. Н. Д. Зависимый при обработке сапропеля, распространенного по берегам оз. Балхаш, был получен ряд продуктов, добываемых обычно из нефти.

Сапропели образуются преимущественно в эвтрофных озерах малой или средней глубины, со слабо кислой водой, распадающихся в летний сезон. Мощность сапропелей может достигать 30 м.

Из сапропелей путем перегонки можно добывать различные нефтепродукты: машинные масла, бензин, керосин. Кроме того, сапропели могут использоваться как удобрения и в качестве сырьевой части нефти для смолы.

Т е р ф я н и т ы е, или г у м и н о в ы е, и л ы образуются также в озерах лесной зоны, но преимущественно в дисертных. Озера этого типа располагаются в равнинной, сильно заболоченной местности, где имеются небольшие речки и ручьи, или стоком с болот. Твердый стоковый отсутствует. Вода бедна минеральными веществами, но насыщена органическими соединениями, состоящими главным образом из нестойких гуминовых веществ. Вода кислая. Органическая жизнь бедна, так как присутствие гуминовых соединений неблагоприятно для ее развития. Озера зарастают преимущественно путем образования слякита. Ил состоит в основном из остатков слякитных остатков прибрежной растительности, мхов, лиственных, ветвей и стволов деревьев. Структура илов более грубая — хлопьевидная, торфянистая. Золы слабая. Только в озерах с открытыми берегами, с которых в воду поступают минеральные вещества, гуминовые илы обладают большей минерализацией. Торфянистые илы в некоторых работах описываются под названием «дыны».

Озерные железные руды имеют промышленное значение. Залежи их есть в северо-западных районах СССР. Залежи руд в ряде озер достигают значительных величин. В Карелии, например, более 150 рудных озер. Для разработки этих рудещи при Петре I были построены заводы в Петрозаводске и Пажоке.

Известковые отложения озер образуются в результате химической или биологической оседания углекислого кальция (CaCO_3). Химической оседания, происходящий при насыщении воды углекислым газом благоприятствует высокая температура, понижающая растворимость углекислородной соли. Многие водные растения и представители зообентоса осаждают карбид биологическим путем.

Из известковых отложений наибольшее распространение в озерах имеют:

1) карбонат, состоящий из остатков раковин водных организмов и залегающий сплошными участками, или в виде примеси к песчаным и галечным отложениям;

2) корковые и шаровые образования — плотные корковые корки на твердых предметах в прибрежной зоне: камнях, стеклах, стеблях растений; часто включают значительные количества органического вещества;

3) толстошерстистый кальций, состоящий из различных изоморфов и зависящий от химического состава и особенностей залегания: мел — почти чистый кальций, сверный мергель — известняк с примесью глины, янч — известняк, залегающий на отдельных участках, часто с выходом ключей на дне.

В слабоминерализованных озерах известковые отложения распространяются в прибрежной части котловины, где седиментация углекислого кальция способствует более высокой температуре воды и наличие водных растений и организмов, осаждающих кальций.

Наибольшее количество мела и мергеля отлагается в прибрежной зоне, соответствующей эпиплейсону, и особенно в полные прибрежные заросли. Раковинная зона залегает обычно на переходе от литорали к профундали и отвечает прибрежной мелководности. С течением времени раковины под механическим воздействием волн и в результате растворения CaCO_3 переходят в толстошерстистый кальций. Меломе всего кальция отлагается на открытых участках и в валах профундали.

Известковость накопления мергеля, известково-наибольшее хозяйственное значение (из указанных отложений), в озерах влажной зоны достигает в среднем 0,8—0,6 д.ж. в год; мощность отложений иногда доходит до 9 (Царикское озеро) и даже 15 м (с. Сустарко).

В малых озерах благодаря большой температуре антропогенное окисление кальция значительно, чем в крупных. Известковые отложения типичны для озер с жесткой водой. В озерах с мягкой водой (Ладозжское, Онежское, Байкал) образуются мергеля и мела практически нет.

В лесной зоне озера с жесткой водой — явление аномальное: при продолжении к югу, в зону лесостепи, такие озера становятся ополоченым компонентом ландшафта. Связано это с увеличением испарения, повышением температур воды озер и талых вод, карбонатных горных пород в зоне лесостепи. Сложение мергеля и мела наиболее интенсивно протекает из юго-лесной и в лесостепной зонах. С продвижением от влажной зоны к сухой роль известковой седиментации кальция возрастает, а биогеническая — уменьшается.

В соляных озерах, осаждающих кальций, он распространяется не только в прибрежных, но и в глубинных отложениях, где его обычно довольно много.

В самосадочных минеральных озерах, в зависимости от условий физико-химического равновесия их вод, может происходить садка одной или нескольких солей. Итальянский садки и почвы состав отложившихся солей зависит как по сезонам (а в ряде случаев и в течение суток), так и в течение более длительных периодов времени, в зависимости от гидрометеорологических условий. К основным солям, откладывающимся в минеральных озерах, относятся: хлориды натрия (галит и гидрогалит), хлориды магния (бишарит), сульфаты натрия (мирабилит, тенардит), сульфаты магния (кизерит, секкапирит, эпсомит), сульфаты кальция (гипс), карбонаты и бикарбонаты натрия (новолитрат, сода, бикарбонат натрия — питьевая сода), сложные соли: хлориды (карналит, тахидрат), сульфаты (астраханит), сульфаты + хлориды (кинит), карбонаты + бикарбонаты (ронз).

Наибольшее промышленное значение имеют поваренная соль (галит NaCl), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \times 10\text{H}_2\text{O}$, NaHCO_3), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Подробно процессы садки солей рассмотрены в главе «Гидрохимия» и в специальных руководствах по гидрохимии (см. литературу в гл. VI).

ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Лечебные грязи, илмы, образующиеся в лиманах, реках и особенно в озерах, известны с древнейших времен. Эффект грязелечения связан с рядом специфических свойств грязей. Малая теплопроводность и высокая теплоемкость их дает возможность без особых затрат создавать высокую температуру кожных покровов (термическая с лучшими процедурами) и поддерживать ее длительное время. При этом происходит расширение сосудов кожи, усиливается кровообращение, обмен веществ, чистота пор. Давление слоя грязи на кожу вызывает явления аналогичные массажу. Высокая адсорбционная способность грязей и силу их тонкодисперсного состава (раздробленность частиц с диаметром от 0,01 до 0,001 мм) вызывает усиление покровных тканей, кожи, раны, способствует облучению. Грязь хорошо поглощает болезнетворные микробы. Часто содержащиеся в грязях газы и летучие вещества (сероводород, аммиак, водород и др.) также оказывают лечебное и обезболивающее влияние. Наконец, рядом опытов установлено, что во многих грязях содержится биологически активные вещества, например гормоны, различные бактерициды, антибиотик.

Развитие грязелечения во всем мире и применение для этой цели все большего разнообразия илмы и грязи привело к созданию специальной классификации грязей, которая и была разработана Международным обществом гидротехнической гидрогеологии.

Было принято единое название для всех видов лечебных грязей — **п е л о к** (иногда употребляют грязь, ил). В разговорном русском языке словом **г р я з ь** называется как все виды лечебных грязей, так и собственно грязь — черные мажериловидные, пахнущие сероводородом пылеватые водоемы. Остальные виды пелондов имеют свои особые названия: сопочные грязи, селенские, торфы и т. д.

Международная классификация делит все пелонды на 6 групп.

A. Неорганические грязи:

1) **к л а с с ч е с к и е г р я з и** — продукты или отложения: а) термальных, б) холодных источников, а также в) сопочные грязи;

2) **о с а д о ч н ы е г р я з и**: а) алмазные, б) морские, в) материковых озер.

B. Органические грязи — сапропели:

1) **а л м а з н ы е и м о р с к и е г р я з и** — органические грязи соевых пород;

2) **и н т е р м и к о в ы е г р я з и** — органические отложения в озерах и реках.

B. Торфяные грязи:

1) **в е р х н и е т о р ф ы** — главным образом из разложившихся мхов;

2) **н и ж н и е т о р ф ы** — главным образом из остатков высших растений;

3) **з е м л и с т ы е т о р ф ы**.

Г. Смешанные виды пелондов.

Д. Продукты выветривания (например, каолин, глина).

Е. Искусственные пелонды (например, парафин).

На большинство курортов СССР для грязелечения применяются неорганические осадочные грязи соевых водоемов: алмазные, морские и соевые. Это собственно грязи — черные, сероводородные илы. Значительно реже применяются торфяные грязи, еще реже сапропели и соевые грязи. На Кавказе есть курорт Нефтяны, использующий для грязелечения или из естественных видов нефтепродуктов, известную нефть — нефтяны. На курорте Пелити (Закарпатская область, СССР) применяется озокерит, или горный воск (разновидность природного битума). Во некурортной обстановке пользуются главным образом парафином, главной, осадочной грязью раствором. В Западной Европе имеется ограниченное число мажериловидных или сероводородных грязей, разложенных только в ее южной части. Около 40% записей таких грязей всей Европы находится в пределах СССР. Пылеватые большинство курортов Западной Европы используют для лечебных целей торфяные грязи. Ниже дается описание вышесказанных признаков и условий образования илистых сероводородных грязей, поскольку рассматриваем условия образования и свойства торфов приводятся в курсах гидрологии

болот, а остальные упомянутые пелонды освещаются в специальных разделах бальнеологии и пелондотерапии.

Соевые грязи — ген-прото-грязь, или будем их называть в дальнейшем, представляя собой продукт, образующийся только при известных условиях на дне открытых соевых водоемов, в воде которых содержатся значительные количества сульфатов. Соевый пелонд должен быть мажериловидным, без воды грязь высыхает, окисляется и теряет свои лечебные свойства. Необходимым условием образования грязей является также присутствие глинистых веществ с берегов озера. Наиболее тонкие, мелкодисперсные глинистые частицы увлекаются течением в центральные части озера, где, опускаясь на дно, создают мелкозернистые илистые отложения. Глинистые частицы (близкие к коллоидным) содержат железо — важную составную часть грязи. Наконец, последним условием грязеобразования является наличие органических веществ на дне водоема и анаэробных условий в его придонной зоне. Органические и минеральные вещества должны находиться в известной пропорции с преобладанием последних. Отсутствие минеральных веществ приводит к образованию отложений типа сапропелей, отсутствие органических — к прекращению дальнейших преобразований осадочных веществ.

В осадочных смеси органических и минеральных веществ развиваются различные микроорганизмы, особое место среди которых занимает группа сульфатредуцирующих бактерий. Условием для жизнедеятельности этих бактерий является анаэробная зона в придонной части озера, наличие в его водах значительных количеств сульфатов, а в донных отложениях — органических веществ (см. гл. VI). Выделяющийся в результате жизнедеятельности этих бактерий сероводород сообщает грязи их характерный запах и вступает во взаимодействие с другими веществами, в том числе с железом, образуя сернистое железо. Последнее придает грязи черный цвет и составляет, вместе с другими веществами, коллоидный комплекс грязи. Коллоиды обуславливают ряд ценных свойств грязи: высокую водоудерживающую способность, поглощение некоторых веществ и бактерий, мажериловидность и др. Без сернистого железа, при прочих равных условиях, образуются сернистокислотные илистые и илистые или, мало пригодные для лечебных целей. Такие или быстро уплотняются и превращаются в ил.

Приведенные выше и основные черты, схема образования илистой грязи указывает, насколько сложный процесс и как много особых условий требуется для ее образования. Несмотря на огромное число озер, лиманов и морей, грязевые водоемы встречаются сравнительно редко, так как в большинстве случаев не выполняется полный комплекс условий, необходимых для грязеобразования.

Низкие сероводородные грязи являются самым многочисленным и сильнодействующим средством среди различных типов пеллюид. На сероводородных грязях работают основные грязелечебницы СССР: Майминская (Еватория), на Кавказских и Сергиевских Минеральных Водах, в Старой Руссе, Эстонии и Китае другие.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Состав, структура и мощность донных отложений зависят от гидрологического режима водоема и природных особенностей их бассейнов, в связи с чем распределение этих отложений в озерах земного шара подчиняется географической зональности. Обшир неоднородностью формирования озерных отложений является различие пресноводных озер в озерной увлажненной зоне и минеральных осадков — в зоне засушливого климата. Наиболее мощные толщи отложений накапливаются в озерах лесной зоны, где достаточно обильно выпадают и теплые атмосферные бурные осадки, в подпочвах и связанному с ней накоплению органических остатков; значительный сток с бассейнов вымывает эти отложения минеральными частицами.

В. В. Алабяном выделяла на земном шаре три основные зоны пресных и минеральных озер.

1. Зона тропических и субтропических пресных озер.
2. Зона солончатых и минеральных озер засушливых областей.
3. Зона пресных озер тундры и лесов умеренного климатического пояса.

Первая зона располагается в приэкваториальных районах и, по мере перехода к более высоким широтам, в северном и южном полушариях, сменяется второй и третьей.

На основании выводов формирования донных отложений в озерах различных зон В. В. Алабяном составлены карты распределения озерных отложений; схематические для земного шара (рис. 92) и более детальные для Европейской части СССР (рис. 93).

Помимо фактических данных по донным отложениям озер, В. В. Алабяном для составления карт были использованы, как дополнительные показатели, закономерности распределения почв, поскольку характер почв в значительной степени отражает климатические условия и степень минерализации вод в донных грунгах. К пресноводной тропической зоне на карте отнесены районы распространения латеритных почв и кристаллических пресноводных озер умеренного климата — районы распространения подзолистых почв.

Южные границы пресноводных озерных отложений умеренной зоны в северном полушарии и общем совпадают с озерной

границей степей. В СССР она проходит примерно по линии Сталинград — Житомир — Киев — Митуровск, переходит Волгу у устья р. Е. Черемшан, далее доходит до района г. Уфы, спускается Южный Урал, затем резко отклоняется к северу и огибает с севера (примерно по 56° с. ш.) Кулундинскую и Барабинскую степи, спускается с севера Салавский край, Кузнецкий Ала-Тау и Саяны, достигает южной оконечности Байкала и через южное Забайкалье выходит за пределы СССР в районе слияния рек Шанга и Аргуня.

К этой зоне в северном полушарии относятся: Западная Европа (кроме Балканского п-ова и большей части Апеннинского и Пиренейского п-овов), Корея, большая часть северо-восточного, центрального и южного Китая (за исключением горных систем и побережий Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей), Северная Америка (за исключением Центрального бассейна и п-ова Флорида).

В южном полушарии она занимает относительно небольшие территории: южное побережье Африки, южную Патагонию, п-ов Огровую землю, Тасманию, равнинную часть Новой Зеландии. Пресноводные отложения озер тропической и субтропической зон распространены в экваториальной Африке (за исключением Сонгайского п-ова), на Малайском, на п-ове Индостан и Индокитай, южном и юго-восточном побережье Китая, Малайском архипелаге, в северной и северо-восточной Австралии, на п-ове Флорида, Антильских о-вах, в Центральной и на большей части Южной Америки (за исключением части Бразильского п-ова, Аргентины и Парагвая).

Отложения минеральных озер типичны для засушливых территорий с жаркой засушливого климата как тропических и субтропических, так и умеренных широт, лежащих между двумя вышеуказанными пресноводными зонами.

Пресноводные озерные отложения горных стран встречаются по всем горным системам, отличаются вертикальной климатической зональностью. Азональные солонцовые отложения встречаются в СССР в районах Старой Руссы. Солонцовые отложения встречаются в СССР в районах Старой Руссы. Солонцовые отложения встречаются в СССР в районах Старой Руссы. Солонцовые отложения встречаются в СССР в районах Старой Руссы.

На территории Европейской части СССР (рис. 93) В. В. Алабяном выделяла работы распространения отдельных групп солонцовых отложений (кремнистых, известковых, глинистых, бесовых), а также районы озерных железных руд. На карту также нанесены зоны солонцовых отложений в солонцовых озерах; на ней отражены известное в момент составления карты несовершенство географической и минеральных озерных отложений.

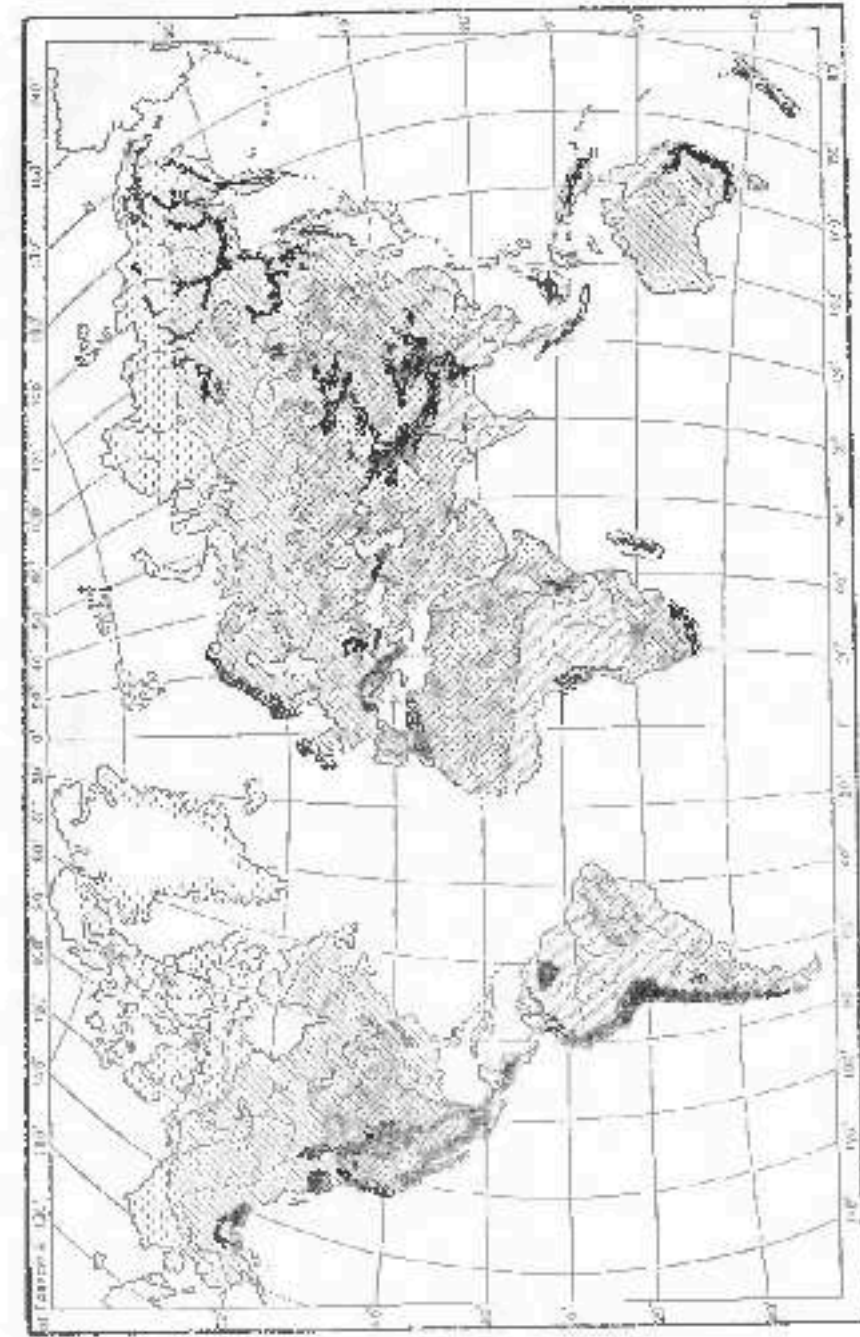


Рис. 90. Схематическая карта типа распределения по степени минерализации озер по территории СССР (по В. В. Давыдову). 1 — озера с минерализацией менее 0,5 г/л; 2 — озера с минерализацией от 0,5 до 1,0 г/л; 3 — озера с минерализацией от 1,0 до 2,0 г/л; 4 — озера с минерализацией от 2,0 до 4,0 г/л; 5 — озера с минерализацией от 4,0 до 10,0 г/л; 6 — озера с минерализацией более 10,0 г/л.

Интересное обобщение материалов по распространению минеральных и органических компонентов в сложенных озерах СССР сделало С. Т. Дешевой (1959). Это обобщение показывает, что степень минерализации минеральных озер (характеризуемая в работе полностью) связана как с географическими условиями районов, так и с размерами озер и их водообменностью. Крупные озера, как правило, отличаются более минерализованными отложениями, отдающие фактами отложений имеют в них более четкие ареалы залегания, чем в мелких водоемах.

В доках отложениях крупных озеротрофных озер Колского и озер Карелии преобладают минеральные частицы (зольность до 80—90%). В ряде озер слагаются озерные железные руды. Мелкие озеротрофные озера, особенно в южной Карелии, характеризуются типичными микробиотическими отложениями.

Различия между отложениями крупных озер, вводя балансе которых сток играет существенную роль, и малых слабопроточных водоемов весьма существенны и значительны. Север-западная и центральная части Европейской части СССР. В первых преобладают минеральные отложения, во вторых — органические. Так, отложения оз. Карелии, сформированные почти исключительно из наносов притоков, имеют зольности до 92%, зольность отложений центральной части оз. Селитер около 60% (значительна меньше), Перелазского озера — 70—80%. Отложения небольших озер отличаются преобладанием органических компонентов (зольность отложений оз. Неро — 40%, Селитер озера в Каспие — 18—25%, мелких озер Вала — 6—20%). Отложения мелких дистрофических озер обычно содержат около 60—70% органических веществ.

В северной части территории озерные отложения сравнительно богаты органическими веществами. Отложения озер степной, полупустынной и пустынной зон обычно сильно минерализованы.

Но в этих районах отмечаются существенные различия по положению отдельных озер, связан-

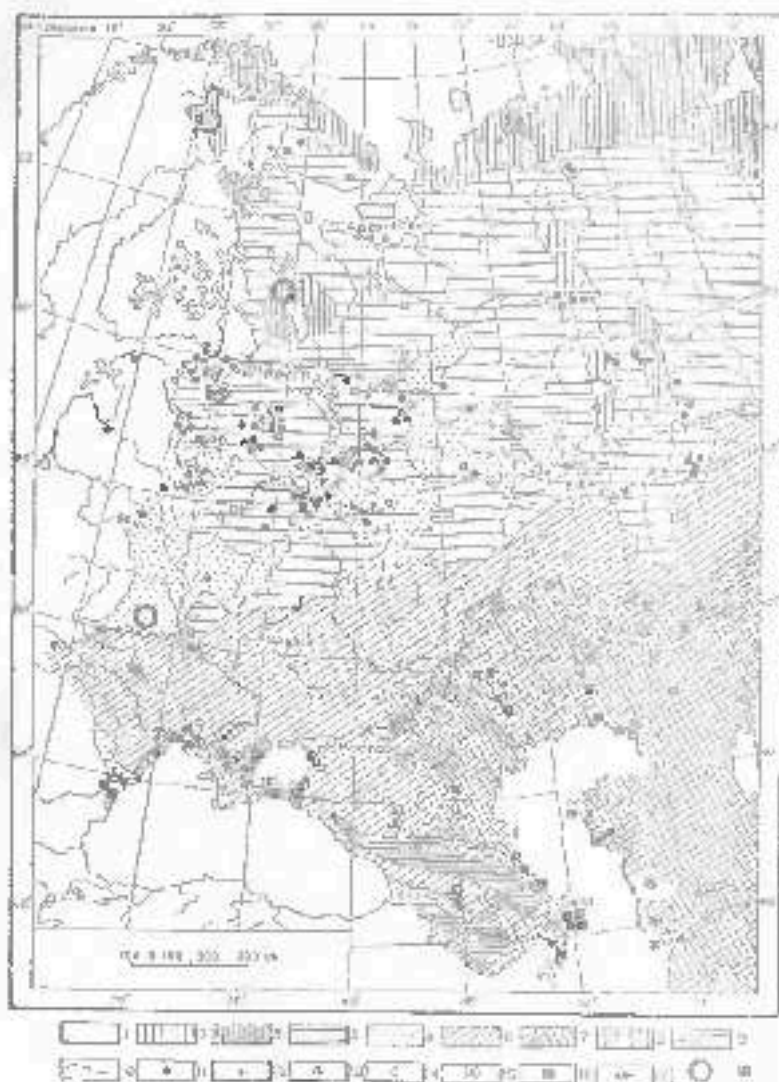


Рис. 20. Схематическая карта распределения полезных ископаемых на Европейской части СССР (по В. В. Афанасьеву). Зона пресноводных водохранилищ.

1 — районы концентрических сокращений (глинистые); 2 — районы изверженных вулканов; 3 — районы вулканических пород; 4 — районы вулканических пород; 5 — районы вулканических пород; 6 — районы вулканических пород; 7 — районы вулканических пород; 8 — районы вулканических пород; 9 — районы вулканических пород; 10 — районы вулканических пород; 11 — районы вулканических пород; 12 — районы вулканических пород; 13 — районы вулканических пород; 14 — районы вулканических пород; 15 — районы вулканических пород; 16 — районы вулканических пород; 17 — районы вулканических пород; 18 — районы вулканических пород.

ны с водообменом и развитием жизни в них. Так, большие отложения из Чаны богаты органическими веществами, планктоном в результате отмирания макробиот и обилия зоопланктона. Из Сартама, расположенное в том же районе, отличается очень минерализованными отложениями с соленостью около 90‰ в центральной части и около 60—70‰ в прибрежной. Илы из Байкала сильно минерализованы. Значительна минерализация отложений из Зайсана.

Большинство озер горных районов имеет несколько минерализованные отложения повышенной минеральности. Доля органического вещества возрастает в прибрежных отложениях и в отложениях малых озер. Илы центральной части Телеского озера имеют соленость 93—95‰, южной части и заливов — 70—80‰. В озерах Центрального Алтая, лежащих на высотах 1700—1900 м, соленость отложений возрастает до 97—98‰. Отложения из Севера характеризуются обилием кальция. Крупные солитровые озера Урала (Турболак, Белое, Косинское и др.) отличаются высокой минерализацией отложений. Наряду с ними на Урале широко распространены и мелкие солитровые озера с соленостью отложений от 6—25 до 40—55‰.

Как мощность донных отложений, так и интенсивность их накопления в озерах сильно варьируют. Например, средняя интенсивность накопления отложений Телеского озера около 9 мм в год, Белого озера и Косинского — порядка 200—250 мм.

Мощность отложений некоторых озер лесной зоны достигает 20—30 м (оз. Илменг — несколько больше 30 м, оз. Долгое в р-не оз. Свингер — 21 м) мощность отложений сапротеля в Чухломском озере 7 м и некоторых северных озер Урала 8—9 м.

О ЗАПЛЕВНИ ВОДОХРАНИЛИЩ

Основная роль в заплевлении водохранилищ играет твердый сток наносов их рек и наносы, образовавшиеся от разрушения берегов: стлженные остатки водной растительности и органического, растворенных веществ, имеют существенное значение и малых водоемах и особенно сильно в крупных водохранилищах, особенно в первые годы после их заплевления. При этом эк-

спанди, 7 — районы вулканических пород; 8 — районы вулканических пород; 9 — районы вулканических пород; 10 — районы вулканических пород; 11 — районы вулканических пород; 12 — районы вулканических пород; 13 — районы вулканических пород; 14 — районы вулканических пород; 15 — районы вулканических пород; 16 — районы вулканических пород; 17 — районы вулканических пород; 18 — районы вулканических пород.

зависели размеры и форма котловин. Пересеченный рельеф дна, наличие стариц, затоплений русла осложняет распределение наносов по котловине.

Благодаря специфическим особенностям режима водохранилищ, их заиливание происходит сложнее, чем заиливание котловин озер.

Для большинства водохранилищ характерны значительные колебания уровня, связанные с режимом их эксплуатации. При колебаниях уровня разрушаются захватываемые боковыми плысями берега, что идет на пользу, в результате чего в водном поступают много твердого материала. С колебаниями уровня и режимом стока питающих водохранилища рек связано распространение подпора. Зона выклинивания подпора перемещается при колебаниях уровня. С изменением подпора меняется режим скоростей течения на различных участках водохранилища и впадениях его рек. В межливневый период, при полном водохранилище, подпор распространяется вверх по реке и уменьшает скорости течения, происходит дальше от впадения; наносы выносятся в верхнюю часть водоема. Во время полноводий подпор сдвигается ближе к водохранилищу, скорости течения, достаточные для перемещения наносов, скапливаются в водохранилище на больших расстояниях: наносы, ранее скопившиеся в верхней части водоема, размываются, перемещаются потоком и отлагаются вместе с материалами, приносимыми речными водами, ближе к впадине.

Изменчивость и глубина турбулентного перемешивания также меняется при колебаниях уровня и изменении подпора, еще более осложняя движение и отложение наносов. С режимом работы ГЭС и колебаниями уровня течения в приподнятой части и вынос наносов из водохранилища. Изменение уровня, подпор и течения меняются при явлениях стонов и нагонов. По-разному происходит перемещение и отложение наносов на плесах и порогах речного русла при подпоре.

Совокупное действие колебаний уровня, переменного подпора, ветра и связанное с ним изменение течений и перемешивания постоянно осложняет процесс движения и накопления наносов в водохранилищах, что в настоящее время не удается дать общую схему явления для всех водохранилищ.

Особенности заиливания крупных водохранилищ, расположенных на равнинных реках, изучены недостаточно из-за сравнительно малого периода существования таких водохранилищ, медленного накопления в них наносов (вследствие относительно малого твердого стока рек и большого объема водоемов) и меньшего, чем на мелких водохранилищах, влияния заиливания на их эксплуатацию. Более детально изучено заиливание небольших водохранилищ, построенных на горных реках со значительным уклоном, крупными наносами и большим твердым стоком.

В водохранилищах, расположенных на горных реках, характер заиливания в основном определяется рельефом, геостатическими строением бассейна, интенсивностью атмосферных осадков и связанный с ней возможностью образования наносов из склонов, обвалов и оползней, а также с режимом таяния ледников, питающих реки. Такие водохранилища, при отсутствии мер защиты от илилов, заиливаются сравнительно быстро, закономерности отложения наносов в них выступают более рельефно. Режимом последовательности выноса, приводимые ниже, характерные особенности заиливания водохранилищ озерного и речного типа, питающихся водами горных рек.

В глубоком водохранилище озерного типа крупнее (в первую очередь донные) наносы скапливаются в его верхней части, образуют конус выноса, иногда напоминающий дельту. Отложение этих наносов обусловлено резким уменьшением скорости течения реки при впадении в водоем. В начале половодья, когда водный уровень в водохранилище отстает от подпора на два-три года и более, отложения в устье наносов размываются и продвигаются в сторону плотины. При длительном полноводье волн отложениями материала может создаться подпор, в зоне выклинивания которого произойдет отложение крупных наносов. Мелкий и средний песок отлагается на крутом откосе (осыпи) конуса выноса в глубокой части котловины и при паводковом половодье, размываясь, перемещается в глубокие приплотинные участки. Наиболее мелкие фракции, при достаточных скоростях течения и турбулентности, выносятся за пределы водохранилища.

Некоторая доля наносов поступает в profundаль водоема и в старую и сухую часть речной долины, насыщенной наносами, на глубину. Распределение отложений по длине одного из водохранилищ озерного типа и их механический состав показаны на рис. 34. В мелких водохранилищах озерного типа отложение наносов происходит более равномерно по ширине водоема и связано с растеканием речных вод по мелководью при впадении. Наибольшее скопление крупных наносов в приустьевой части и уменьшение как мощности слоя, так и диаметр частиц по направлению к плотине сохраняется и в этих водоемах.

В водохранилищах речного типа, где уменьшение скоростей течения вдоль берега происходит медленнее, в зависимости от режима течений и крупности наносов, отложения накапливаются или более равномерным слоем, чем в озерных, или в виде гряды (уступы), возникающей первоначально в верхней части бассейна и постепенно продвигающейся к плотине. Передвигание гряды осуществляется за счет возрастания скоростей течения над ней, связанного с уменьшением глубины. При больших скоростях течения значительная доля наносов как поступающих с речной водой, так и возникающих при размыве гряды, транспортируется

в ширкий участок водохранилища. Мелкие частицы, как и в водохранилищах сзернистой, накапливаются в более глубоких (глубинах)

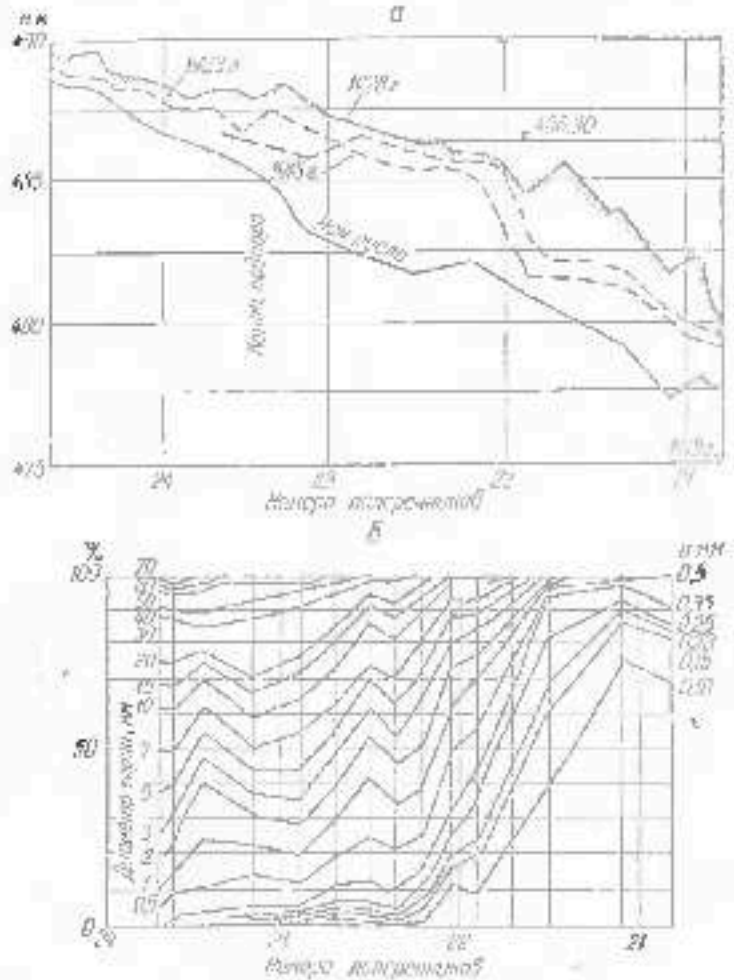


Рис. 9. Схема залегания наносов в водохранилище (по Г. 35, Шамонг): а — продольный профиль водохранилища, б — поперечный профиль водохранилища

ным образом приплотняются) участках. В связи с приложением гряды к плотине, мелкие фракции наносов вымываются и выносятся за пределы водосбора; далее вымывание идет в основном за счет более крупных частиц. Колебания уровня водохранилища уско-

рают залегание наносов к плотине. Схема распределения наносов по длине водохранилища речного типа и ее механический состав представлены на рис. 95.

Равномерное распределение отложений вдоль берега возможно при песчаных донных наносах и значительной доле взвеси, типичных для твердого стока равнинных рек. При подходе сужений и расширений акватории водохранилища зависание в суже-

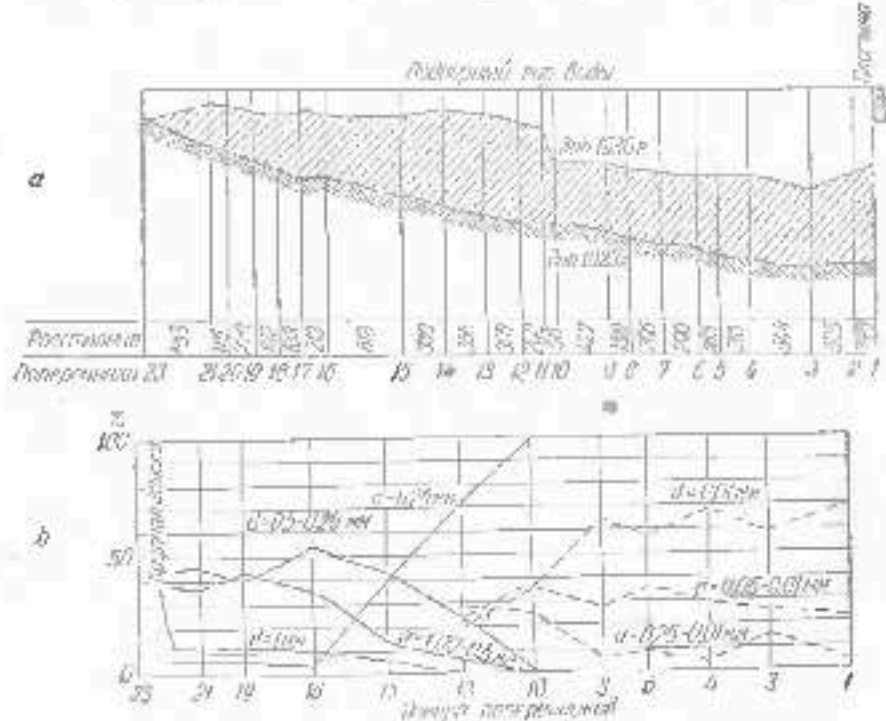


Рис. 95. Схема залегания наносов в водохранилище (по Г. 35, Шамонг): а — продольный профиль водохранилища, б — поперечный профиль водохранилища

ных участках идет путем возникновения и образования гряд, в расширенных — с образованием конусов выноса.

Наносы в водохранилищах накапливаются у препятствий и в углубленных дна, в результате чего при образовании неровности дна складываются. Распределение наносов по Котловине и интенсивности их накопления в различных участках водохранилища зависит от ряда факторов: рельефа дна, переработки отдельных участков берега, направления и скорости господствующих тисров, течений, попусков и водосборности (проточности), водной растительности,

Разливания и затопления малых водохранилищ одного географического района, связанные с особенностями их морфологии и режима, хорошо видны на примере Учинского, Пяловского и Яхромского водохранилищ канала им. Москвы¹. Эти водохранилища характеризуются небольшими размерами (табл. 30).

Таблица 30

Скорость накопления донных отложений и водохранилища канала им. Москвы (по Н. Д. Славинскому, 1956 г.)

Глубина и место взятия пробы	Мощность слоя за 10 лет, м	Скорость накопления донных отложений			
		м/год	г/м ² год		
			суглинок	песчаные и гравийные	иные разнородные

Учинское водохранилище² $V_0 = 13,3 \text{ км}^3$, $L = 9,3 \text{ км}$, $B = 4,6 \text{ км}$

15 м (средняя для трех разрезов)	2,0	3,70	1,32	0,10	1,49
15 м (средняя абрадированного берега)	4,0	5,62	2,40	0,51	2,59
4 м (средняя для четырех разрезов)	1,0	0,92	0,47	0,12	0,45

Пяловское водохранилище $V_0 = 6,27 \text{ км}^3$, $L = 6,3 \text{ км}$, $B = 1,2 \text{ км}$

12 м	15,0	9,40	4,42	0,23	4,19
9 м (средняя абрадированного берега)	15,0	6,36	3,52	0,15	3,37
6 м (средняя для двух разрезов близ канала)	5,0	3,13	1,47	0,06	1,43
6 м (средняя для двух разрезов)	2,0	1,25	0,89	0,04	0,85

Яхромское водохранилище $V_0 = 1,00 \text{ км}^3$, $L = 3,9 \text{ км}$, $B = 0,6 \text{ км}$

5,5 м (пустая река)	20,0	13,41	8,30	0,35	8,07
3 м	4,0	2,5	1,19	0,09	1,11
0,9 м	5,0	3,12	1,48	0,07	1,41

¹ V_0 — площадь зеркала, L — длина, B — ширина водохранилища.

² См. Н. Д. Славинский. Накопление и распределение осадков в водохранилищах канала им. Москвы. Докл. АН СССР, 1956, III, вып. 6.

Растение дикорастущих во всех водоемах массовое, высшей водной растительности — умеренное, и только в Яхромском водохранилище — значительное. Берега лесистые, в Яхромском водохранилище высокие, мало заросшие, в Учинском — черемухой, ивовой, в Пяловском — ивовой.

Как водоемы, образовавшиеся за период не более 10 лет, так и интенсивность затопления достигают максимум в затопленных частях водоемов (особенно в среднем течении рек и у абрадированных берегов) (табл. 30, рис. 95). Наибольший слой отложений 15—20 см, интенсивности 6—12 г/м² в год. В гравийных участках увеличивается интенсивность эрозии, особенно в отложениях. Распределение наносов по затопленным участкам. В Учинском водохранилище отложения распределяются более равномерно, чем в двух других (рис. 96). В отложениях суглинок, гравий, ивовой, ивовой. В Пяловском водохранилище режим выщелачивания наносов из-за наличия наносов у дна водоема суглинок, гравий и песок, в основном на всем участке водоема, особенно в среднем течении (рис. 96, 10). В Яхромском водохранилище более мелкие отложения (песок, гравий, песок) в средней части водоема с большой растительностью, заросшей ивовой, и в нижней — у левого берега, с зарослями ивовой (рис. 96, 11).

Материал наносов, отложений Учинского и Яхромского водохранилищ (за исключением реки реки) не отличается с Пяловским в значительной степени сходства с их питательной способностью. Ивовой воды в Учинском водохранилище раз в год, в Яхромском — четырежды за безветренный период.

По данным Н. Д. Славинского (1956), интенсивность эрозии достигает в Пяловском (Болжском) водохранилище 7,12 м/год и год в среднем 4,2—4,7 м/год в год на водоемах; по данным Н. М. Леонова и Н. С. Леоновой (1956), интенсивность эрозии в водохранилищах (длина — 10—15 м/год).

Степень затопления водохранилищ характеризуется отношением его объема (V) к объему наносов, отложившихся в нем в течение года (R_0). Величина R_0 должна включать как донные, так и акваторные отложения.

При расчетах затопления срок действия водохранилища (7) в годах определяется по соотношению вида

$$T = \frac{V}{W + W_1 - W_2} \quad (2)$$

где V — объем, при затоплении которого водохранилище практически перестает действовать; W — годовой объем твердого стока реки, питающей водохранилище; W_1 — годовой объем наносов, поступающих от разрушенных берегов и при отмирании растений и животных водоема; W_2 — годовой объем наносов, сбрасываемых в нижний бьеф.

Твердый сток реки, питающей водохранилище, может быть рассчитан по аналитическим или графическим зависимостям вида

$$R = f(U) \text{ и } q = f(U)$$

где U — скорость течения в м/сек, R — твердый расход в кг/сек, q — нагрузка в г/м².

При расчете необходимо учитывать изменение скорости (U) при подпоре и изменение трайальных наносов и наносов, выносимых и уносимых из водоема (W_2).

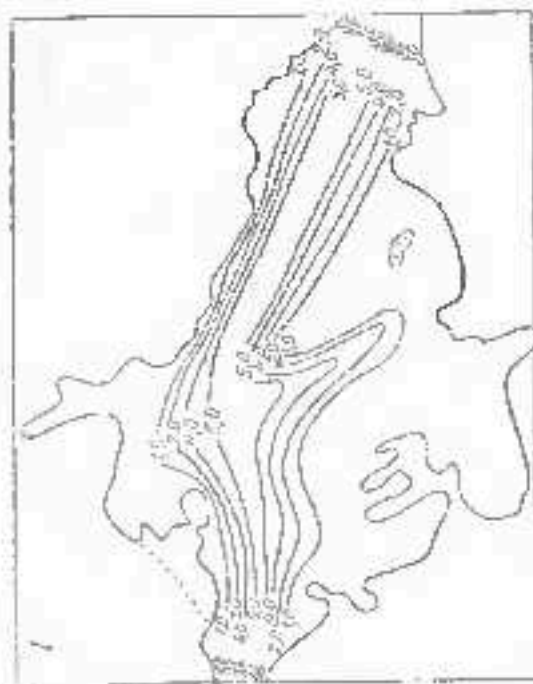
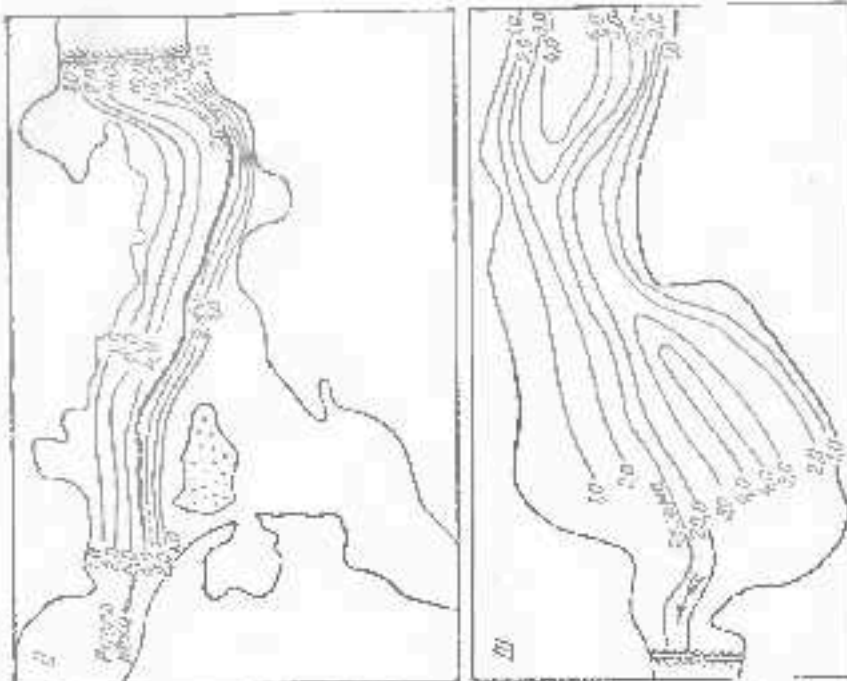


Рис. 24. Количество осевших отложений в различных участках озера Байкал (в см за 10 лет) (по Г. И. Д. Шаповалову).
 1 — 10 см, 2 — 20 см, 3 — 30 см, 4 — 40 см, 5 — 50 см, 6 — 60 см, 7 — 70 см, 8 — 80 см, 9 — 90 см, 10 — 100 см.

Весьма существенную роль в заплывании итракт наносы, поступающие с разрушения берегов. О количестве их можно судить по данным исследований Прибайкальского водохранилища (1952—1955 гг.)¹.

За исследуемый период, в среднем за навигацию, тесники в нижней зоне водохранилища с 1 м³, на берега было снято 100 тис, а грунта, 54% этих наносов отложилось на береговой отмели. Значительная доля частиц, перешедших во взвешенное состояние при разрушении берегов, безусловно отложившись в глубоких участках водоема. Наибольший разрыв достигал за навигацию 100 тис, а с 1 м³, на берега, в отложениях в прибрежной зоне — 80% снятого грунта.

При расчете заплывания водохранилища, особенно малых, необходимо учитывать отложение органических остатков макрофитов и пелагиона. Для определения интенсивности накопления этих отложений необходимо использовать материалы наблюдений на озерах, существующих водохранилищах и данные палеоботаники. Детально вопросы, связанные с заплыванием и методы его расчетов, освещены в работе Г. И. Шаповалова (1955).

В водохранилищах, в зависимости от их типа, размеров и подпора аккумулируется различная доля годового твердого стока.

В табл. 31 указывается примерный процент объема годового твердого стока, осаждающийся в водохранилищах различных типов.

Таблица 31

Аккумулирующий процент стока рек в водохранилищах различного типа (по А. В. Шаповалову)

Тип водохранилища	Процент объема годового твердого стока, осаждающийся в водохранилище
Озерный с большим подпором	50—70 (в первом году)
Большой	40—50 (в первом году)
Полноводное и мелководное озеро	20—40
Без подпора, небольшие русловые и с малым количеством наносов	10—20

Интенсивность заплывания весьма различна в водохранилищах, находящихся в разных условиях. Некоторые данные о ее величине (по Г. И. Шаповалову) приводятся в табл. 32.

¹ См. Г. И. Шаповалов, Изменения рельефа берегов и дна Прибайкальского водохранилища в 1952—1955 гг., «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1957, № 3.

Данные о затоплении и затоплении водохранилища (по Г. Н. Шенку)

Водохранилище и дата	Затопление, тыс. га	Объем, тыс. м ³	Удельная нагрузка	Число лет	Затопление и % от объема водохранилища	
					по периоду	ср. годовому
Волга, р. Козарско (СССР)	650	9,0	1907—1908	1	100	100
Перет, р. Мур (Австрия)	6,25	0,30	1925—1929	1,5	100	68
Водохранилище на Кавказе	23,5	11,0	1926—1932	6	90	10
Залез, р. Залез (Болгария)	1,00	3,50	1913—1920	17	82	4,8
Черное, р. Мехеро (Алжир)	3,40	12,5	1923—1923	50	48,7	0,37
Май-Майе, р. Токос (Нов. Мексико)	73,0	111	1901—1903	31	55,5	1,42
Берриджук, р. Мурумбика (Австралия)	12,9	950	191—1921	14	0,52	0,91

Борьба с занышением водохранилищ проводится в двух направлениях: 1) путем уменьшения эрозии и твердого стока в бассейнах; 2) путем предотвращения интрузии наносов в самом водохранилище или сброса их из него.

К первой группе мероприятий относятся: облесение и задержание наносов на участках бассейнов и прибрежий плессы, сохранение существующих лесных массивов на этих участках, закрепление барьеров, террасирование горных склонов, мелиорация по борьбе с ливневыми стоками. Вторая группа мероприятий включает: отвод паводочных вод по основному русла реки до сброса в канал или в море, выполнение водохранилища через деривационные каналы, устройство в верховьях водохранилища небольших плотин или поперечных дамбных галерей для отвода наносов, создание и водохранилища доплотнительного объема для аккумуляции наносов. Для предотвращения затопления (сброса из них части отложившегося наносов) в некоторых плотинах устраиваются дополнительные водоспуски.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. В. Засоленность озера и отложения. Изд. Ленинградского ун-та. ЛГУ СССР, 1932, вып. 6.
Белогородский В. В. и Мухоморов С. Д. Озера и водохранилища. Изд. МГУ, 1966.

Кузнецов С. М. Вода в гидротехнических и гидротехнических сооружениях. Изд. АН СССР, М., 1952.

Лопатин С. Г. Жизнь и озеро. Изд. «Жизнь животных» СССР, т. III, Изд. АН СССР, М., Л., 1950.

Павловский В. В. К методике изучения донных отложений. «Тр. Восточной академии наук», т. IV, 1927, т. V.

Перфильев В. В. Исследования донных отложений и донных течений. «Тр. ВГО», 1952, № 4.

Политов В. В. Гидротехнический район водохранилища. «Тр. Ленинградского ун-та», 1954, № 1.

Расселов В. Д. Гидротехнический район водохранилища. «Тр. Ленинградского ун-та», 1952, вып. 15.

Расселов В. Д. Материалы к исследованию водохранилища «Сарай» в Косово. «Тр. Ленинградского ун-та», 1952, вып. 15.

Семелов Н. П. Изучение термического режима донных отложений. «Тр. ВГО», 1954, т. III.

Соловьев М. М. Проблемы озера в СССР. Изд. АН СССР, Л., 1952.

Стрелов В. М. Исследования донных отложений в дельте Волги. «Тр. ВГО», 1954, № 12 (жур. геол., № 15).

Трофимов В. И. Занышение водохранилища. Гидротехнический, Л.—М., 1939.

ФОРМИРОВАНИЕ БЕРЕГОВ

Берега озера и контуры дна формируются под совместным воздействием ряда факторов. Одни из них (волны, течения, колебания уровня, в ряде случаев сопряженные физико-геологические процессы и грунтовые воды) являются руководящими; действие других (прибрежных зарослей водной растительности, льда, ветров) большей частью второстепенно и незначительно (иногда и весьма значительно) изменяет процесс формирования в ту или другую сторону. Климат района и метеорологические условия отдельный лет и сезоны воздействуют на формирование берегов косвенно, определяя ветро-волновой режим, течения, сток в нагоны, продолжительность безледного периода.

Факторы, формирующие берега, воздействуют на коваленту в различных условиях и действие их складывается по-разному в зависимости от совокупности этих условий. Такими условиями являются: геологическое строение склонов (литологический состав, физико-механические свойства, условия залегания, трещиноватость горных пород), типичный первоначальный рельеф и растительный покров котловины. Воздействие человека (строительство и эксплуатация гидротехнических сооружений, промышленные предприятия, жилых построек, жилищных и посевных дорог, добыча полезных ископаемых и строительство, регулирование стока, обработка почв и расчистка сельскохозяйственных культур) является фактором, могущим коренным образом изменить процесс формирования берегов.

В процессе развития котловины вырабатывается типичный профиль берега, образованный эрозийными и аккумулятивными формами, расположенный в определенной последовательности, обусловленный главным образом воздействием волн (рис. 97).

Первоначальный склон котловины преобразуется в острый берет в результате разрушения волнами его верхней части и отложения грунта в низах.

Верхняя часть берега, подверженная разрушающему действию прибоя, делится на крутой (часто осыпающийся) береговой обрыв (капф) и расположенный под ним более пологий пологий берег, частично перекрытый продуктами размыва. Ниже поверхности минимальных уровней озера располагается пологий береговой откос, верхняя часть которой сформирована эрозией, нижняя — аккумуля-

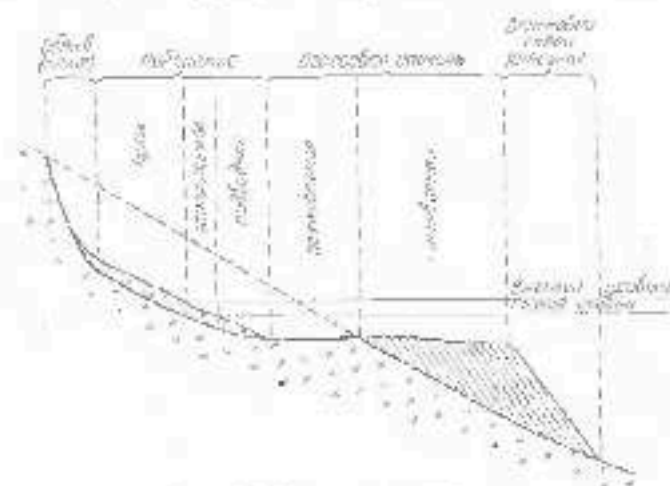


Рис. 97. Схема поперечного берега

тивной. Между береговой отмелью и глубоководной частью озера располагается крутой аккумулятивный обрыв.

Эрозия обусловлена ударом волн, особенно сильными при их разбивании, перемещении и аккумуляции наносов — приотливом, стоком воды, после разрушения волн, приливами от берега и глубокой части водоема. После выработки отмели под дальнейшей переработкой берега, при несомненных гидрологических и других условиях формирования, замедляется, так как волны разрушаются на отмели и не доходят до глубоководного склона; при дальнейшем существовании водоема в этих условиях замедляется углубление профиля берега, практически не подвергаясь дальнейшей переработке.

Такая схема берега может сильно измениться в зависимости от первоначального уклона, геологического строения и характера пород, залеганности и залесенности склонов и от особенностей гидрологического режима водоема. В связи с этим принимают различные весьма сложные формы берегов.

Рассмотрим основные условия, в которых происходит формирование берегов.

Геологическое строение. На геологических и почвенных исследованиях наибольшее значение имеют литологический состав, крутизна частиц и устойчивость горных пород против размыва. Чем крупнее частицы, составляющие берег, тем устойчивее, тем меньше ушливши, и наоборот: мелкие частицы движимые ветрами, так как сдвинуть их могут только течения разрушающиеся волны. Крупные частицы будут передвигаться на значительно меньшие расстояния от берега, и крутизна прилегающего участка берега, сложившегося из них, будет больше, чем сложившегося из мелких частиц. Так, например, при высоте волны 0,5—1 м средний угол наклона песка, ссыпанной лопаткой — 3° , среднезернистым песком — 8° , галечником — 14° . Наибольшие мелкие частицы (по Н. Ф. Коздратскому, с диаметром менее 0,01 мм) выносятся течением за пределы береговой зоны и в формировании откосов не участвуют. При рисовании крутизны частиц, слагающих берег, они сортируются по размерам: верхний участок подмываемого склона формируется из более крупного материала и имеет большую крутизну, чем сложенный из мелких частиц нижний.

Берега, сложенные из твердых пород, слабо подвержены размыву. Значительную роль в их формировании играют минеральные (магнетическое, химическое, физическое). Типы берегов сохраняют первоначальные очертания и наклон и течение длительного времени. Примером могут служить берега северной части Онежского озера, где стесные скалы с незначительными выветриваниями без него и выветрившиеся массивы, переработанные деятельностью ледника, поднимают и урезают воду.

На песчаных берегах образуется отмель, и при значительной крутизне берега ($10-15^\circ$) над ней разливается осыпь, угол наклона которой достигает порой $50-60^\circ$, т. е. больше угла наклона естественного откоса песка. Примером могут служить участки восточного побережья оз. Выг, защищенные в подпор от сооружений Беломорско-Валдайского водного пути. В тех случаях, когда песок сгущенный валежниками растерзан, могут появляться отвесные вертикальные стенки. При подмыве суглинков обычно образуются отвесные булыжные осыпи, у которых куча ледника лежит барьер из обвалившихся глыб. Плавящиеся берега при подмыве образуют «ступенообразные» обрывы. Около уреза воды появляется шхера (канерил) иногда значительной глубины. При колебаниях уровня нависающий над ней выступ срывается и обрыв становится отвесным. Подобные берега часто встречаются на Рыбинском водохранилище. На берегах, сложенных переслаивающимися породами различной твердости, образуются склоны сложной формы (ступенчатые, с карниками, чередование осыпей и обрывов и т. п.). Высыпавшиеся из морены ила или глины образуют плечи

под береговыми уступами, либо передвигаются под уклон берега и глубиной части выносятся. Наклон пазов слагающих берег пород в сторону подтопления, наличие трещин благоприятствует намоканию обвалов, осыпей и других деформаций склона при оседании его основания.

Высота, формы и крутизна склонов. Быстрее всего перерабатываются крутые выветренные склоны, значительно медленнее — низкие.

При наличии у подножья склона выветренной поверхности (речной террасы, осыпанного уступа, долиновалы и т. п.), расположенной на глубине действия волны, размыв будет незначителен; такая поверхность играет роль отмели, на которой гасится энергия волн. Низкие склоны размываются быстрее, так как количество обрушивающегося материала, поступающего с них в некоторый период времени, сравнительно невелико, он быстро перерабатывается волнами и течением и не препятствует дальнейшему размыву. Большие объемы породы, поступающие от разрыва высоких берегов, перерабатываются дольше и образуют более широкую отмель, вследствие чего размыв таких берегов происходит медленнее.

Наблюдениями установлено, что на пологих берегах с углом наклона до 4° подмыв не образуется. При углах наклона менее 2° размыв сменяется аккумуляцией тонких минеральных и органических частиц. На пологих берегах подтокраивания, в местах разрушения волн (на значительном расстоянии от уреза), могут образоваться валы из гравия, и иногда из плавающих стволочных деревьев, торфяной крошки и мелких минеральных частиц. Между такими валами и урезом воды образуется залив, затопляемый при сильном волнении и зарастающий. Ниже вала образуется новый берег, преобразуемый волнами и течениями в пологий обвалившийся уступ. Такие вали длительное время не могут существовать и рушащийся раз в формировании берегов не играют. При углах наклона склонов $5-10^\circ$ создается только пологая осыпь. Наиболее интенсивна переработка склонов с углами наклона $10-20^\circ$. Возникающие в результате их переработки типы берегов весьма разнообразны. Подмыв берегов скатные и прилегающие части подтокраивания, где затопление достигает корней берегов долина. В верхних удаленных от площади участках, где затоплена лишь волна, размываются сравнительно небольшие подмыты. Формы берегов в нижних частях подтокраивания ближе к озеру, в верхних же имеют много особенностей, свойственных речным берегам.

Деревянный покров и заливность берегов. Задерживаемость вымывает разные берега при достаточной крутизне склона (грунт начинает размываться только после разрыва и срыва деревьев) и способствует аккумуляции мелких частиц на пологом берегу.

На водохранилищах Севера и средней полосы СССР существенно роль в формировании берегов играют глыбы торфа, торфяники от берегов и дна и влияющие на поверхность дна. Торфяные глыбы и крошки, переносимые ветром и течением, отлагаются на торфяных берегах, образуя пляжи и валы. На Рыбинском водохранилище такие пляжи достигали 2 м ширины, а валы — 2—3 м высоты.

Целевой торф, древесные остатки и торфяная крошка может помешать на подходе к берегу и этим препятствовать его размыву. Лес и кустарник замедляют своей корневой системой размыв берега, и при обрушении берега упавшие в воду стволы и ветви предохраняют его от дальнейшего размывания. При заболачивании некоторых водохранилищ на их дне остаются затопленные леса. Они предохраняют берега от размыва и на ряде участков способствуют аккумуляции. Даже в сильные штормы значительная волна не проходит за полосу затопленных кустарников. Затопленные затопленные леса идут с дна стволы к берега, где деревья используются человеком для хозяйственных нужд или гниют во время понижения уровня, и от гниющих веток, где они подвергаются наиболее сильным ударам волн, а в период ледохода — ударам льдин, действующим в ряде случаев скандальном. Промежуток этот идет медленно.

В большинстве случаев бывает трудно выделить действие отдельных факторов на берега. Как мы увидим дальше, каждый из сопряженных факторов расчета формирования берегов учитывает несколько факторов. Там же не менее важным является особенность воздействия глыбы на них на приближение берегов.

Колебания уровня. Колебания уровней озер и водохранилищ обусловлены особенностями водного баланса этих водоемов и размерами и формой их котловин.

От положения уровня зависит площадь водосточной, длина и ширина водоема, а также и величина дна котловин. С отметкой уровня связаны и глубины, в частности в прибрежной зоне. Глубины в этой зоне лимитируют воздействие волн на дно и берег, а следовательно и формирование берегов.

При каждом колебании уровня создается свой особый разрыв волны, связанные с разницей в глубинах, поэтому волны подвержены волнообразованию (меняющимся с изменением размеров волны зоны прибрежной). В случае длительного колебания уровня с течением времени вырабатывается устойчивый профиль берега.

При повышении или понижении уровня соответственно меняется и зона переработки берега, форма берега, положение при другом уровне, для совершенно учитываются, не претерпевают заметных тем больше, чем больше изменение уровня и ширина

жесткости его стояния на полной отметке. На рис. 98 изображена схема превращения склона затопленной речной долины в берег водохранилища.

При повышении уровня на берегу возникают уступы, которые, при непрерывном росте уровня, образуются все больше, так как каждый последующий уступ выходит из-под воздействия волн (рис. 99). При понижении уровня уступы размываются, если продолжительность стояния уровня на данной отметке и величина волн достаточны для их разрушения. Поэтому, чем больше колебания уровня в водоеме, тем более интенсивно идет переформирование берегов и тем больше ширина зоны размыва.

Влияние колебаний уровня на величину зоны размыва учитывается во всех применяемых в настоящее время методах расчета формирования берегов. Некоторые исследователи (Б. В. По-

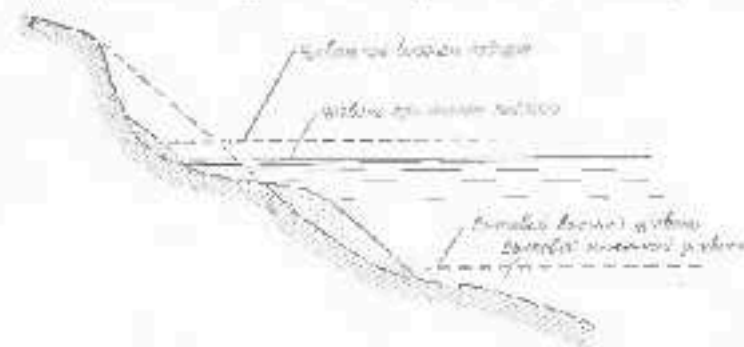


Рис. 98. Берег водохранилища (по Г. В. Пешинскому)

люков, 1933; Е. Г. Качугин, 1951) вводят в расчетные формулы амплитуду колебаний уровня, другие (Б. А. Пыткин, 1954) ведут расчет последовательно для определенных отрезков. Кроме того, в формулы вводят глубину, высоту волн и высоту их отбоя, также связанные с колебанием уровня.

В выборе отметок уровня для определения амплитуды его колебаний нет особого мнения. Так, Н. Е. Кошаровский предпочитает учитывать наибольший уровень в конце начальной и уровней при нормальном водном горизонте, Е. Г. Качугин — наибольший безветренный период и высший с обеспеченностью 10—20 %.

С отметкой уровня связано местоположение зон водохранилища, описанных выше (см. гл. 11), а следовательно, и развитие типовых для этих зон форм берегов. При расчетах для различных уровней необходимо учитывать особенности рельефа чашки при каждом уровне (распределение мелководных участков как у берега, так и в открытой части водоема, изменение глубины по диаметру разлобов расчетных волн), а также неопределенность

и продолжительность стояния урвавай. Повышенное урвавай в водоеме приводит к пропитыванию почвы и грунта водой из минеральных уступов побережья и к повышению уровня грунтовых вод. Насыщение грунта водой способствует развитию оползней, особенно если пористый грунт поддается водоупорным шламкам, наклоненным к подопле. Интенсивно разрушаются лесовые берега, протечки воды.

Воды и течения. Ширина зоны переработки берега, размеры и форма береговой отмели и прилегающей к берегу

зависит, при прочих равных условиях, и от энергии отпора от размеров (высоты, длины), крутизны и их энергии. Воздействие волн на берега различно при различных уровнях волнения. Наибольшее разрушение берегов происходит при волнении, которое может сильно разрушить берег в первый период его формирования и ускорить образование отмели. В дальнейшем такое штурм перестроивает берег только при тех уровнях, при которых не являются участии его деятельности дельта поля. Последующая перестройка отмели требует более длительного воздействия волн. Волны больших размеров, часто возникающие при наиболее устойчивых

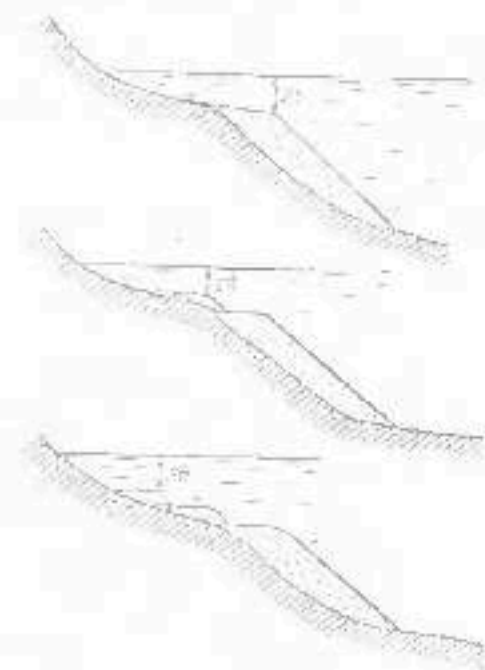


Рис. 99. Схема образования песчаного коса при различных уровнях (по Б. В. Полежаеву).

трених и господствующих ветрах, могут оказать на берега большее воздействие, чем редко наблюдающиеся крутые волны. Существенную роль играют ориентировка участков берега по отношению к господствующим ветрам и к направлению с наибольшей силой волн. Помимо размеров волн, их воздействие на берега определяется направлением движения (углом подхода к берегу) и рефракцией. Рефракция выражена сильнее у отмелей берегов, чем у глубоких, и расчлененных берегов фронт волны в результате рефракции приближается к огибанию берега. В

бухтах, где фронт волны расчленяется, энергия ее уменьшается, у мысов, где приходится суммировать фронт, растет удельная энергия и происходит наиболее интенсивная размыв.

Крутизна формирующихся отмелей зависит, помимо слагающих их горных пород, от высоты воды (табл. 33).

Таблица 33

Угол наклона береговой отмели к берегу при различных геологических строениях и высотах воды

Породы	Высота воды, м		
	1,0—2	1,0—0,5	0,5
Глина	4	5	4
Песок	4	4	5
Суглинок	4	6	7
Песок мелкий	6	7	8
— средний	7	8	11
— крупный	10	11	13
Гравий	12	13	14

Формирование отмелей волнами, поступающих берегом, связано с разбиванием этих волн на большем расстоянии от уреза и, следовательно, с расхождением энергии вдоль от него, и ослаблением размыва. Небольшое волнение разрушается ближе к урезу, приобретая более крутую и узкую отмель. Важную роль в формировании берегов играют перепады наклон, связанные с поступательным движением воды при подходе волны к берегу. Если волна движется перпендикулярно берегу, то твердые частицы передвигаются в сторону берега вместе с массой воды, вытесняющейся из него при разрушении волны. После вытеснения части воды включается во вкатывание новой массы, другая часть вместе с наносами движется в приливном слое вниз по склону под действием совмещающих по направлению сил: волнового течения и тяжести. По мере замедления движения и результате трения, наносы осаждаются на отмели. Это движение обуславливает из сортировку, формирование дельты и типичной профили берега, в котором твердые наносы. В случае подхода волны к берегу под острым углом силы, действующие на массу воды, вытесняющейся из отмели, не совпадают по направлению: сила волнового течения влечет эту воду в направлении, противоположном вкатыванию, сила тяжести — вниз по склону. Равнодействующая этих сил перемещает массу воды и наносы по прямой, близкой к параболе. В результате частицы грунта смещаются одновременно вниз по склону и вдоль берега. Волны, разбивающиеся на берегу, втягивают их к берегу и затем они совершают путь, аналогичный пути их в открытой воде, по сдвинутой отмели берега.

береговые формы. С течением времени эти новые берега претерпевают существенные изменения, связанные с режимом подхранения. В зависимости от размеров, формы водохранилища, от характера порословных берегов и от местных условий, перестроившиеся берега имеют весьма различную форму.

С переработкой берегов связаны рыхлыя наносы в водоеме и их дальнейшие перемещения и оседания в долине местности.

ОСНОВНЫЕ РАСЧЕТЫ ПЕРЕРАБОТКИ БЕРЕГОВ

Исследования формирования берегов озеронах водоемов и разработка методов расчета переработки берегов получили развитие в нашей стране с 30-х гг. XX в. в связи со строительством и эксплуатацией крупных водохранилищ, на которых этот процесс идет наиболее интенсивно, особенно в первые годы их существования.

Настоящих отступлений берега стоят под угрозой различные сооружения, населяемые пункты и сельскохозяйственные угодья, расположенные вблизи водоема, а восстановление и расширение старых водоемов требует затрат для водного транспорта. Строительству на берегах озер и водохранилищ, санитарное благоустройство, водный транспорт требуют расчетов и прогнозов формирования берегов. Для наиболее эффективного народнохозяйственного использования водохранилищ и прилегающих к ним участков земли требуются прогнозы величины и интенсивности переработки берегов. В результате исследований, проводившихся в течение ряда лет, накоплен материал по формированию берегов водохранилищ, позволяющий разработать методы расчета (прогноза) этого формирования для различных условий.

На факторы, влияющие на берега, и большинство расчетов, применяемых для их изучения, высота и энергия волны, глубина и прибрежной зоны, амплитуды колебаний уровней, уклоны берегов и их геоморфическое строение. Разработанные методы расчетов существенно отличаются друг от друга, что вполне естественно, поскольку основой для теоретических разработок послужили материалы, собранные на водохранилищах, входящих в различные природные условия, а зачастую и в разных географических зонах, имеющих свои ряды особенностей.

Несомненно, большую помощь в выявлении и теоретическом обосновании закономерностей формирования берегов озеронах водоемов оказали разработки, выполненные для морских берегов, хотя аналогии между этими объектами водоемов далеко не во всех случаях могут существовать, различий и в режиме. Теоретической основой обоснованной переработки берегов озеронах водоемов и разработка методов ее расчета

и прогноза получили с момента постановки этой проблемы два направления. Первое из них, выделяемое акад. Ф. Н. Саваренским, исходило из анализа берега водохранилища с берегом реки при паводковом уровне. Второе, основанное на методе, предложенном проф. Б. В. Поляковым, исходило из идентичности берега водохранилища с озерным берегом.

Первое направление, поддержанное В. Ширяковым, Г. С. Золотаревым и Е. Г. Качутиным (в начале их работ, получило и первые годы их исследований значительное распространение. Но по мере накопления фактического материала по исследованию берегов водохранилищ и проверки введенных расчетных зависимостей, выявилось значительное сходство в формировании берегов озер и водохранилищ и существенные различия в строении берегов водохранилищ и рек. В настоящее время получило применение и распространение второе направление, выдвинутое проф. Б. В. Поляковым, на принципах которого стоят применяемые для расчета переработки берегов водохранилищ методы Е. Г. Качутина, Н. Е. Кендратьева и Б. А. Пашкина.

Ф. Н. Саваренский на основе исследований и расчетов (1935—1940 гг.) вывел формулу для определения ширины береговой отмели водохранилища (B):

$$B = b \frac{h_n - h_{\text{п}}}{H_n - h_{\text{п}}} \quad (1)$$

где b — ширина брусника реки (ослабы берега, прилегающей к различным склонам и ограниченной по высоте урочищами между и подножием), h_n — высокий уровень водохранилища, $h_{\text{п}}$ — низкий уровень водохранилища, H_n — высокий уровень реки при паводке, $h_{\text{п}}$ — низкий меженьный уровень реки.

Основным недостатком формулы Ф. Н. Саваренского является неучет действия волн. Этот недостаток обусловлен представлением о водохранилище как о реке, находящейся в равновесии. В. А. Ширяков в 1937—1940 гг. для зависимости переработки берегов от продолжительности стояния уровня на водоемах и низких отметках. Профиль склона, формирующего берега считал выпуклым (аналогично речному берегу). Глубину каменного берега считал равной удвоенной высоте волны ($2h$). Б. В. Поляковым в 1938 г. выведена формула для определения ширины береговой отмели (B):

$$B = \frac{A + 2h + h_{\text{п}}}{\text{tg } \alpha} \quad (2)$$

где A — амплитуда колебаний уровня, h — средняя высота волны, $h_{\text{п}}$ — высота паводочной воды, α — угол наклона берега.

¹ По всем формулам данной главы приняты следующие обозначения, отличающиеся от обозначений, применяемых авторами некоторых формул.

Б. В. Поликов указывает, что при повышении уровня в подпоясной части берега остаются уступы, представляющие собой террасы, возникающие при более низких уровнях и вышедшие, вследствие того, что при высоком уровне морфоса глубина, испод водопадами воды (рис. 20). В своих расчетах Б. В. Поликов не рассматривает надпойменный откос берега.

В настоящее время для расчетов формирования берега применяются методы Е. Г. Качурина, Н. Е. Хондряткина, Г. С. Золотарева и Б. А. Пидипина, рассмотрение которых мы рассмотрим.

Метод Г. С. Золотарева основан на тщательном изучении геологического строения и гидрогеологических условий берегов до начала их формирования и на применении аналогов (водохранилища, озера и крупные реки) в сходных условиях. Построения ведутся графически. Расчет производится для типичных в геологическом и гидрогеологическом отношении участков берега. Для каждого из этих участков предварительно строится профиль берега в характерных местах до начала переработки.

Г. С. Золотарев отмечает на берегу зоны, связанные с характерными уровнями воды, при которых формируются участки берега. В качестве характерных уровней выделены: нормальный подпоясный горизонт (НПГ), уровень дельты сработки и маловодный год (обеспеченность 5%) и уровень паводка (обеспеченность 50% и 3% (в зависимости от периода, на который ведется расчет). Расчет ведется для периодов: 1) интенсивной переработки (10 лет) и 2) конечной стадии переработки, после которой предполагается устойчивый профиль берега.

Учитывая различные гидрогеологические условия в дельтах и верхних зонах водохранилища и гидрогеологические условия на различных участках берега, Г. С. Золотарев предлагает методы расчета:

1) для нижней зоны водохранилища, характеризующейся значительными водными и притоками отсутствием подводных течений, и верхний зоны и дельты, где волна меньше и выделены тонкие указываются на формирование берегов;

2) для средних и оживленных берегов.

Для каменистых берегов нижней зоны водохранилища применяется следующая схема расчета. Ширина дельты переработки (В) принимается равной расстоянию от бровки первоначального профиля берега до бровки перестроенного берега. Для определенной ширины зоны переработки и характера формирования берега строится его профиль. Угол наклона в дельте из зоны отмели, т. е. для характерных уровней, подбираются с использованием данных опытных наблюдений на аналогах-водохранилищах, озерах и крупных реках с учетом геологического строения берегов и введением поправки на разность высот воды

дильды и исследуемого подмеса. Изменчивость различных пород, сложенных берег, дельт размываемого материала, отсылающей на береговой отмели (коэффициент аккумуляции), а угол наклона участка берега определяется по таблицам, составленным Г. С. Золотаревым.

Глубина на впадине крас отмели (Н, рис. 100) считается для расчета переработки на 10 лет от НПГ (принимается равной высоте волны (по Л. П. Браславскому), для расчета конечной переработки она отсчитывается от горизонта дельты сработки и маловодный год (обеспеченность 5—10%) и принимается равной угловой высоте холма (3h) для глины и 2h для песка. Если профиль строится для какого-либо промежуточного периода (например 20 или 50 лет), то учитывается горизонт сработки, типичный для этого периода.

От внешнего края отмели (точка а) под углом α (для 10 лет) или β (для конечной переработки) проводится линия осеи (углы α и β вычисляются в пределах 10—12° в зависимости от сложенных отмели горных пород) под углом α , или β , — линия поверхности аккумулятивной части отмели (углы α и β — в пределах 1730'—10°); последняя линия проводится до точки пересечения с первоначальным профилем берега (точка б). Между точкой а и НПГ под углом α , или β (1°30'—12° для переработки на 10 лет и 0°30'—8° — для конечной переработки) проводится линия поверхности абразивной части отмели. Выше НПГ располагается зона наката (сб), высота которой рассчитывается для конечной стадии переработки по формуле П. Н. Давыдовского (примерно равна 0,3—0,4 высоты волны); для 10 лет она принимается в два раза меньшей. Угол наклона ее α , и β находится в пределах от 2—4° до 15—20° (для известняков и доломитов — до 60—70°). Над зоной наката располагается надпойменный сток (сб), который для 10 лет предварительно крутизну подбиваемости берега, а для конечной переработки — крутизну устойчивого прибрежного склона дельты грунта.

После построения профиля, перемещением его верха или вправо добиваются соотношения площади аккумуляции (F_1) и размыва (F_2), соответствующего коэффициенту аккумуляции $\left(\frac{F_1}{F_2}\right)$ преобладающего грунта. Коэффициенты аккумуляции, по Г. С. Золотареву, достигают для супесей, суглинков и глин песков 5—10% от объема размываемой породы, для песков 25—50%, для галечников и щебенки 50—70%.

Для песчаных берегов верхней зоны водохранилища подпоясная отмель (точка НПГ) строится так же, как для берегов

1. Подробные таблицы углов наклона берега и коэффициента аккумуляции для различных пород даны в работе Г. С. Золотарева. Сборник таблиц по инженерной геологии. Изд-во МГУ, 1966.

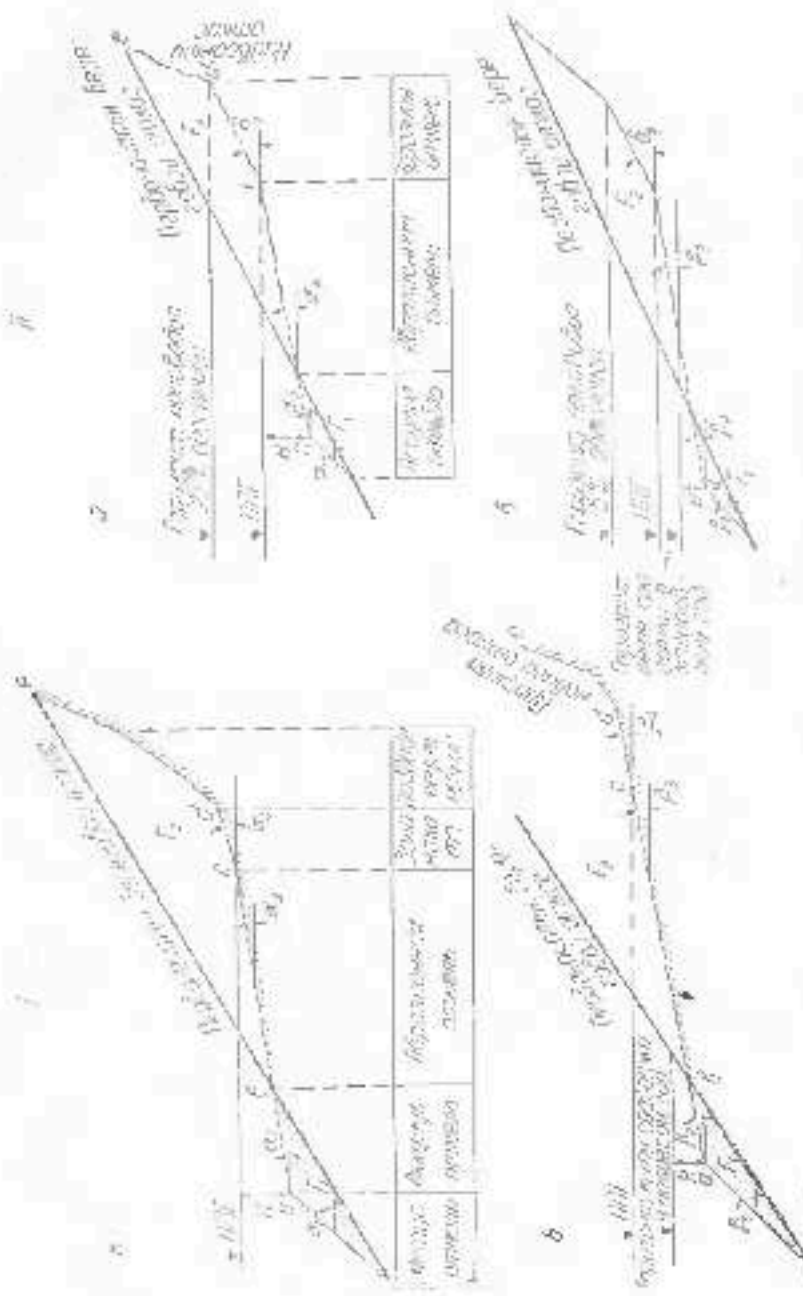


Рис. 10. Схема построения профиля прибрежной территории Г. С. Золотаревым. I — в эрозионной и в неэрозионной частях, II — в эрозионной и в неэрозионной частях, III — в эрозионной и в неэрозионной частях, IV — в эрозионной и в неэрозионной частях.

нижней доли; выше НПН строится эрозионная дельта, которая при расчетах на 10 лет соответствует горизонту воды обеспеченности 50% обеспеченности, и для расчетов конечной переоборудованности — горизонту воды обеспеченности 5%. Угол наклона этой части берега выбирается по аналогии с бичевником реки в зоне ее нижних порогов и применяется для большинства горных порогов и порогов от 2-4° до 12-15°. Профиль переоборудованного берега строится так же, как для нижней части водохранилища.

При проектировании берегов типа отмели (в случае, если берег сложен тонкими глинами и суглинками, не аккумулирующими в прибрежье, как при увеличении наносов (оседания) течения и располагается (по глубине B) на линии переоборудованного склона).

При расчете переоборудованных берегов в случае построения профиля водятся так же, как для естественных. Положение верхней части зоны риска на профиле характеризуется подрезкой овражных и водосборных пород, увеличение крутизны склона и изменение его устойчивости. Далее, по методу, приведенному в гидрогеологии, рассчитывается устойчивость склона с учетом подрезки овражных пород и образования новых поверхностей ссыпания.

Все вышеописанные расчеты и построения ведутся в плоскости откосных профилей. Методы расчета для устойчивости берега в настоящие время еще не разработаны, и Г. С. Золотарев рекомендует производить обобщение данных по отдельным профилям и сечениям.

Метод Г. С. Золотарева, помимо других методов, учитывает геологическое строение берегов, более детально учитывает формирование надводного склона и различные гидрогеологические условия, является единственным методом расчета откосных берегов, допускает использование аналогов. К недостаткам метода относятся: сложность и трудность расчетов (например горизонтальная обеспеченность 50% и 5%), длительность и сложность подбора аналогов.

Метод может быть рекомендован для высоких берегов с геологическим строением, расположенных в нижней и средней зонах крупных водохранилищ, и для овражных берегов.

Метод Ф. Г. Качугина, Е. Г. Качугина считает основным фактором формирования берегов ветровые и судовые волны; угол наклона определяется размерами волн и крупностью донного его материала; угол берега в надводной части зависит от геологического строения. При расчете рекомендуется брать в качестве максимальных волн обеспеченностью 10-20%.

Конечная ширина зоны размытия (В. рис. 10Г), считываемая от горизонта затопления водохранилища, определяется по

формуле:

$$B = N[(A + h_c + h_a) \operatorname{ctg} \alpha + (h_a - h_c) \operatorname{ctg} \beta - (a + h_p) \operatorname{ctg} \gamma], \quad (3)$$

где N — коэффициент, зависящий от состава горных пород и показывающий, каков план береговой линии будет сложена за счет размыва берега (табл. 34), A — амплитуда колебаний уровня и водохранилище — разность отметок уровня верхнего периода и водохранилища 10—20% и минимального уровня безледного периода, a — разность отметок горизонта затопления и минимального уровня безледного периода, h_c — высота нахлы-
вения волны (по Н. Н. Джукковскому), h_a — глубина транс-
стирании разнородного действия волн при сильных штормах

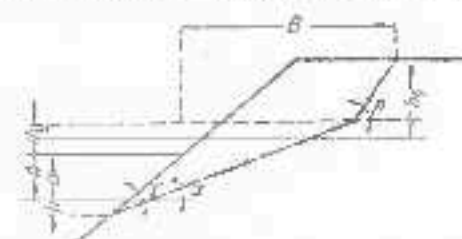


Рис. 101. Схема берега водохранилища (по Е. Г. Качугину)

высотой штормовой волны), h_a — высота берега над уровнем воды с обеспеченностью 10—20%, α — угол наклона береговой отмели и пляжа (по табл. 35), β — малый угол наклона берегового откоса предельной крутизны, ха-
рактерный для данного геологического строения бе-
рега (приблизительно определяется по табл. 36), γ — угол наклона берега в пределах колебаний уровня верхнего бьефа (до за-
топления и разрушения).

Выбор значений N и β затруднителен при неоднородном строении берегов.

Таблица 34

Значение коэффициента N для раз-
личных горных пород
(по Е. Г. Качугину)

Порода	N
Глина	1,0
Морские суглинки	0,8
Дельтовые суглинки	0,6
Песчаные грунты	0,5

Член $(a + h_p) \operatorname{ctg} \gamma$, при крутизне берега больше 30° и ширине отмели меньше 5 м, можно исключить из-за его малой величины.

При пологом и крутом наводном берегу (например отливный лессовый берег Днепровского водохранилища высотой 10—20 м)

Таблица 35
Угол наклона береговой отмели и пляжа (в градусах)
(по Е. Г. Качугину)

Породы, составляющие берег	Высота волны, м		
	0,5	0,5—1,5	1,5—1,5
Глина	4	3	2
Дельта	4	4	3
Суглинок	8	6	4
Песок мелкий	10	7	5
Песок среднесредний	12	8	6
Суглинок с валунами	13	10	7
Песок крупный	14	11	8
Гравий	16	12	9
Галька	20	14	10

Таблица 36

Угол наклона берегового откоса предельной крутизны (°)
(по Е. Г. Качугину)

Породы, составляющие берег	β
Глина	10
Дельта	20
Суглинок	25
Песок мелкий	30
Песок средний	32
Песок крупный	35
Суглинок с валунами	36

можно исключить и член $(h_c - h_a) \operatorname{ctg} \beta$, тогда:

$$B = N(A + h_c + h_a) \operatorname{ctg} \alpha. \quad (4)$$

Е. Г. Качугин рекомендует пользоваться также графическим методом, для чего строит профили берегов в одинаковом горизонтальном и вертикальном масштабе, что позволяет точнее определить коэффициент N .

В 1955 г. Е. Г. Качугиным разработан новый метод расчета, учитывающий как величину размыва, так и его скорость. Расчет основывается на том, что скорость размыва зависит от энергии волны и разнородности горных пород.

Энергия волновых тисов (E) рассчитывается в тисах-метрах (без учета трансформации на мелководье) по формуле для размыва:

1. С. Г. Качугин. Метод оценки устойчивости склонов в зоне позора водохранилища в расчете на порывы, ч. 1. Избранные трансформации берегов водохранилища. М., 1955 (руководящий ВСЕИНТЕР).

ных направлений. Расчет ведется графически в зависимости от высот воды 0,1% обеспеченности (исчисленных по номограмме А. П. Вязекаского) и продолжительности их действия, определяемой на графике интенсивности действия ветра (рис. 102, 103).

Для построения графиков энергии одиночных волн (E_n) рассчитывалась по формуле:

$$E_n = \frac{L \cdot H^3}{8},$$

где L — длина волны, H — высота волны. Для определения энергетической волны (E) необходимо учитывать угол подхода волны к берегу (α). Вычисление ведется по формуле В. Г. Зенковича

$$E_k = E_n \cdot \cos \alpha,$$

где E_n — энергия волны по волному направлению.

Расчет размыва во времени ведется по эмпирической формуле:

$$Q = K_p E_n t^b, \quad (5)$$

где Q — размыв за время t в м³ на 1 км. л. берега, E_n — энергия волны в тонна-метрах (суммарная по всем рубкам), K_p — коэффициент размыва, определяемый по таблицам для различных пород, b — показатель, зависящий от высот воды и характера горных пород; характеризует изгиб графиков размыва. Для мягких породах промежуток времени темп размыва зависит в первую очередь от величины $K_p E_n$ — объема породы, размывной в первый сезон затопления; для плотных пород темп размыва большую роль играет показатель степени b и растет в зависимости от правильного выбора его.

По опытным данным Е. Г. Качуткина, величины K_p (м³/т-д) для некоторых горных пород варьируют в следующих пределах: от 0,00007 для плотных суглинков с озолурами и 0,00013—0,00014 для аргиллитно-доломитовых суглинков и глин, до 0,00020—0,00025 для разнородных песков с гравием и галькой и лессовидных суглинков и 0,00035—0,00042 — для мелкозернистых песков и супесчаных лессовидных суглинков.

Е. Г. Качуткиным составлена таблица для расчета b по высоте рабочей воды, на которую приходится волна, проходящая на данном берегу наибольшие размеры. Высота рабочей волны (H_r) имеет обеспеченность 10% и определяется в зависимости от средних высот волн 0,1% обеспеченности, обладающих наибольшей энергией для данного направления ветра ($H_{0,1}$):

$$H_r = 0,7 H_{0,1} \quad (6)$$

Величина b для различных горных пород в зависимости от высот рабочей воды приведены в табл. 37.

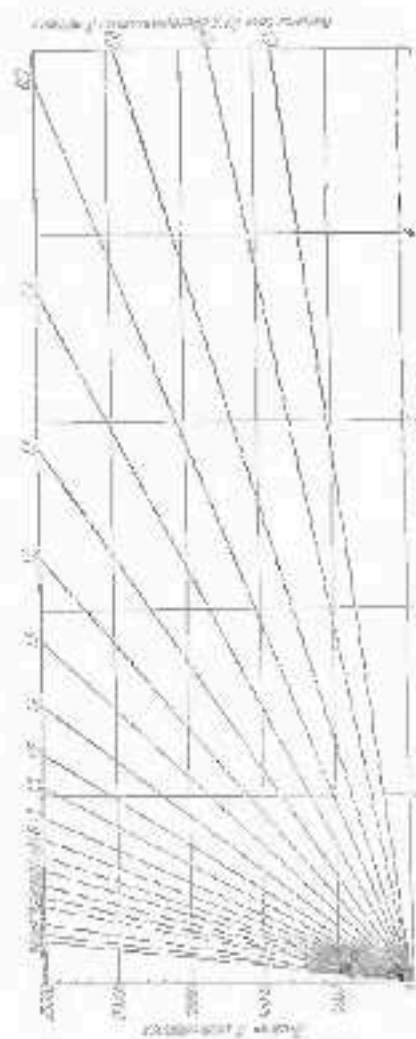


Рис. 103. График для расчета коэффициента размыва в зависимости от высоты рабочей воды и высоты волны 0,1% обеспеченности и ее продолжительности действия ветра (по Е. Г. Качуткину)

Значения показателей b для всех пород и в разном выкате
различной величины

Классы пород	Наименование пород	Наклоны рабочих фронтов, μ		
		0,1—0,3	0,3—0,6	0,6—0,9
Очень легкой раз- рыхляемости	Пески, мелкозернистые, дистонднок, супеси, слабые индустриальные	0,5	0,7	0,9
Легкой разрыхляе- мости	Пески, разнородности с гранитом и галькой. Су- песи, супесчаные раз- рыхленные шевняк	0,4	0,6	0,8
Средней разрыхляе- мости	Супеси и прослоян- ные супесчаные плес- ки и гальками	0,3	0,5	0,7

Профиль берегов, формирующихся на различных промежутки времени, строится путем подбора с учетом вычисленных объемов размытого грунта. Возведение i в степени b выполняется по графическим таблицам $i^b = f(i)$, из которых каждому b соответ-
ствует свой график.

Названные расчетные уровни при построении профилей подби-
раются: для легкоразрыхляемых пород (пески) — обеспеченностью

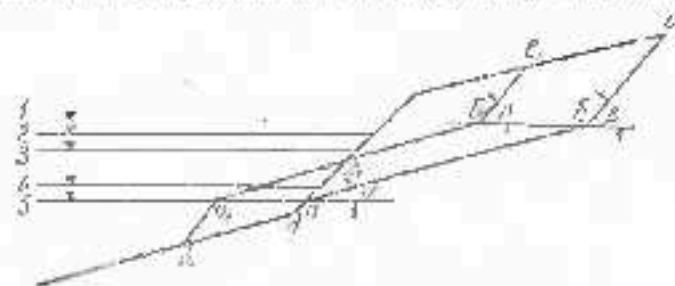


Рис. 114. Схема построения профилей берегов (по Е. Г. Качулину)

2%, для песков и трудноразрыхляемых пород — обеспеченностью
1%. Линия размыва наносится ниже этого уровня на высоту ра-
бочей воды (h). Верхний предел размыва располагается на $1/3 h$,
вплоть до тех пор, пока уровень воды не достигнет абсолютности
2—3%.

Для построения профилей конечной переработки на перека-
пываемый профиль берега наносится расчетные уровни (1, 3, 4)
и пределы размыва (2, 5; рис. 114). Далее, в случае зрелого
берега, из точки пересечения профилей первоначального бе-
рега с уровнем нижнего предела размыва (точка e) под углом α ,
выбираемым в зависимости от грунта, проводится линия откоса

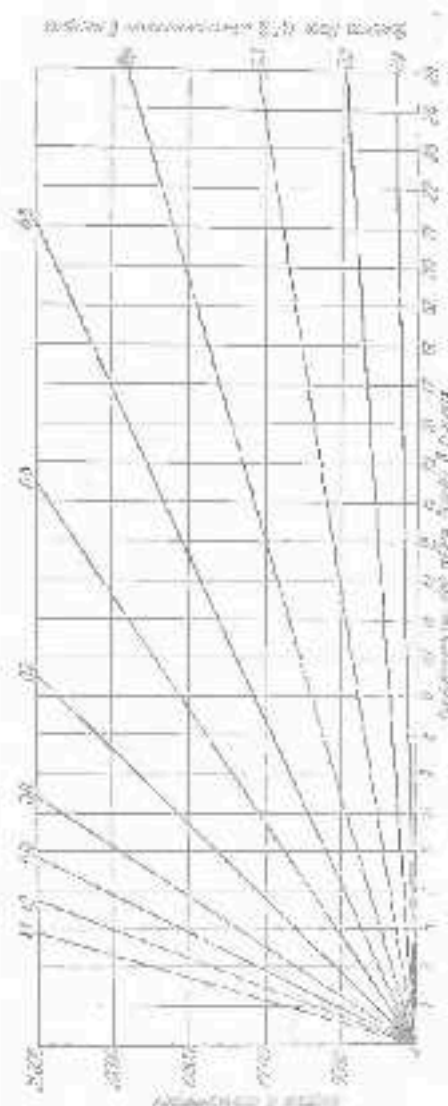


Рис. 103. График для расчета ширины заливки у берегов возмущениями по выкате воды b (по Е. Г. Качулину)

долготки порослевых с анной верхней предела размыта (точка β). Линия водоупорного откоса ($\delta\delta$) проводится под углом β , предельным для откоса слабокислых берег пород.

В случае образования аккумулятивной откоса профиль не строится под тем же углом β , а соотношение призм размыта (α, β, δ) и наплава ($\alpha, \mu, \delta, \delta$) изобразится в зависимости от рода грунта, слагающей у берега при соответствующей высоте речной долины (табл. 38).

Таблица 38

Процент размытой породы, слагающей откос на откосе при различных высотах рабочей долины (по В. Г. Казутина)

Породы	Процент отлаженного материала при различной высоте рабочей долины		
	0,5—1 м	1—1,5 м	1,5—2 м
Глина	20—15	15—10	10—5
Суглинок	40—30	30—20	20—10
Пески мелкие	50—40	40—35	35—25
Пески среднесернистые	50—40	40—30	40—30
Пески крупнозернистые и гравий и галькой	70—60	60—50	50—45
Галечники	80—75	75—70	70—65
Песчаные, галечные берега	90—85	85—80	80—75

Линия осадки проводится под углом γ , в зависимости от аккумулятивности пород:

	γ°
Мелкие и гравийные осадки	6
Мелкие пески	15
Гравийно-песчаные породы	20
Крупнозернистые пески и гравий	25
Галечники	28
Обычные галечные, гравийные породы	30

Преимуществом последних разработок В. Г. Казутина является попытка отрицательно рассмотреть горных пород, суммарной энергией полноты питания (по времени формирования берегов). Однако автор не учитывает, что при одинаковой суммарной энергии воздействия на берега небольшого количества крупных волн и большого числа малых волн будет различным. Рекомендации для определения коэффициента размыта ориентированы на длину отрезка реки между точкой и береговыми наносами. Метод может применяться для немытых берегов, тальных и суглинистых берегов небольших водохранилищ и средних зон крупных водохранилищ, не питаемых волнами.

Метод Б. А. Вышняка. Расчеты по этому методу ведутся отдельно для мысов и для выровненных берегов.

1. Переработка мысов (рис. 105). Для различных уровней подхранения рассчитываются высоты волн (по методу А. П. Красавского). Определяется зона действия волн при каждом горизонте. По данным Г. С. Замотарова и Е. Г. Казутина, строится графика зависимости углов наклона устойчивого пологого откоса берега α от высот волн (h) и грунтов (рис. 106); по этому графику определяются углы α . В пределах каждой

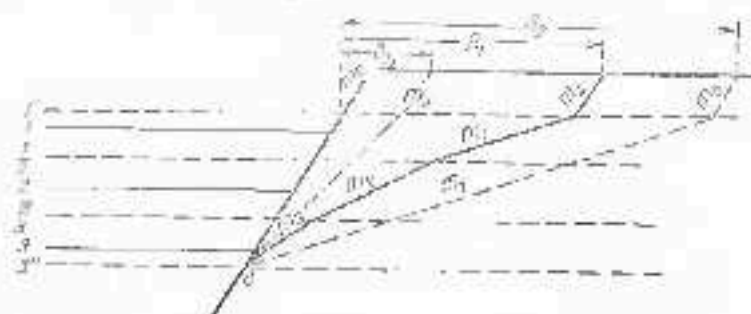


Рис. 105. Схема расчета переформирования угла α углов изменений уровня воды (по Б. А. Вышнюку)

1, 2, 3 — расчетные горизонты воды, которые отбрасывают высоты волн h_1, h_2, h_3 ; НПГ, β — горизонт сработки; V_1, V_2, V_3 — предел возможного действия волн; B, B_1, B_2 — зоны размыта и равновесия берега при этом

зоны действия волн (рис. 105) линия подвода откоса берега проводится соответственно величинам:

$$m_1 = \sigma \lg h_1, \dots, m_n = \sigma \lg h_n$$

Числовые коэффициенты m рассчитываются по формулам:

$$m = m_1 - 2 \frac{h}{d_{50}} \quad (1)$$

где m — коэффициент устойчивого пологого откоса, σ — $\sigma \lg h$ (α — угол наклона этого откоса); m_1 — коэффициент естественного откоса для данного грунта, σ — $\sigma \lg h$ (α — угол наклона естественного откоса); h — высоты волн; d_{50} — средний диаметр осадков, мм. Величины m можно определить и по углам α , взятым с графика (рис. 106).

Линия формирования пологого откоса проводится параллельно линии первоначального откоса от уровня, расположенного на высоте высоты волн (1,5 h) выше нормального подгорного горизонта (НПГ); этот уровень Б. А. Вышняк счита-

тает максимальным пределом действия волн. При построении абразионной террасы имеют следующие отметки. При предельном действии волн, в случае изменения уровня воды, получается ступенчатый профиль, аналогичный полученному Б. В. Паладиным. Если допустить, что высоты волн при колебании уровня остаются постоянными, то разрыв будет значительно больше (прихваченный профиль на рис. 105). Отчет ширины зоны размыва (B) ведется от отметки на 0,5 h превышающей НIII.

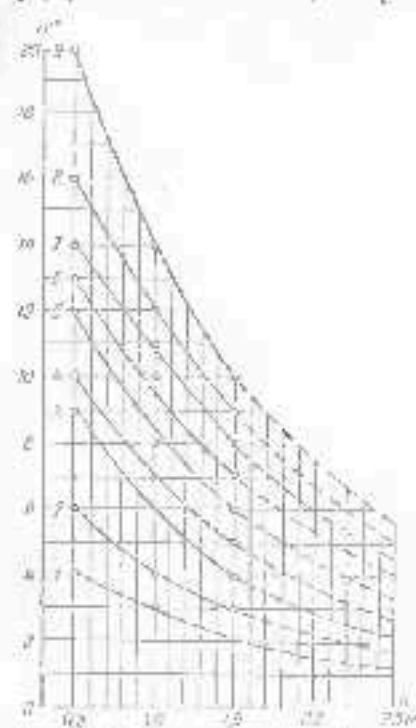


Рис. 106. Значение угла и ширины зоны размыва для различных пород (по Б. В. Паладину). 1 — песок, 2 — лесс, 3 — суглинок, 4 — торф, 5 — глина, 6 — суглинок, 7 — песок, 8 — гравий, 9 — щебень. II — высота волны.

(от положения $e'd'e'a$ до положения $e'd'e'b'a$). Другие составления профилей и размыва можно получить, определяя по методу Е. Т. Качугина ширину зоны размыва выровненного берега,

$$B_u = NB_0,$$

где B_u — ширина зоны размыва мыса, определенная графически, как указано выше; N — коэффициент безразмерности,

определяемый по табл. 34. Вероятные пределы размыва выровненного берега:

$$B_0 \leq B \leq B_{max}.$$

3. Скорость разрушения берегов и время, необходимое для формирования устойчивой береговой линии. Разрушение берега зависит по мере образования откоса. После выработки профиля равновесия зоны галечника на откосе и не прилегают разрушений. Ориентировочно среднюю скорость разрушения берега следует

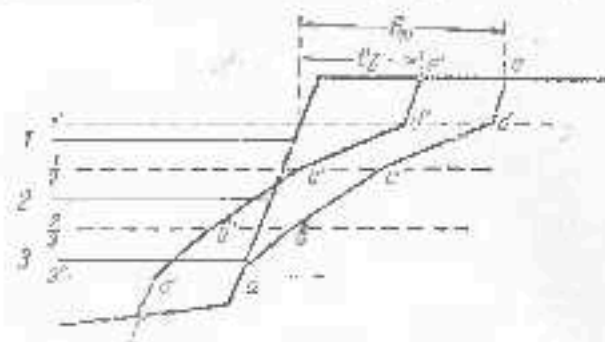


Рис. 107. Схема расчета переформированной аккумулятивной берега (по Б. В. Паладину) (сравните с тем же, что на рис. 105). B_u — зона размыва мыса; B_0 — зона размыва выровненного берега.

принять равной половине максимальной скорости его разрушения.

Тогда

$$T_p = 2 \frac{B}{v_{max}}, \quad (8)$$

где B — ширина зоны размыва, м; v_{max} — максимальная скорость разрушения берега m/sec ; T_p — время, необходимое для формирования зоны B . Предположим, что скорость размыва изменяется во времени по прямой:

$$v = v_{max} e^{-x}, \quad (9)$$

где x — функция энергии волнения, времени, геологического строения берегов и прибрежной водной растительности. Исходя из этого предположения, можно определить ширину зоны размыва за любой отрезок времени (B_T):

$$B_T = \frac{v_{max}}{2} (1 - e^{-2T}) \cdot T \quad (10)$$

(см. длину берега за время T на рис. 105).

(рис. 109). Схема расчета конечного положения берега изображена на выраженный устойчивого профиля ссы в виде линии по уравнению

$$x = \frac{r^2}{k} + \frac{r}{m_1} \quad (17)$$

Ось x совмещена с линией расчетного уровня и направлена в сторону подмыта, ось y — вниз.

$$k = \frac{20m_1 m_2}{m_1 - m_2} \quad (18)$$

где m_1 — уклон пляжа; m_2 — уклон береговой отмели. Ориентировочные значения m_1 и m_2 для различных грунтов приводятся в табл. 39.

Таблица 39

Значения m_1 , m_2 и $\frac{h}{d} + \frac{1}{h}$ для различных грунтов (по Н. В. Кондратьеву)

Грунт	d м	m_1	m_2	$\frac{h}{d} + \frac{1}{h}$
Песок:				
мелкий	0,11—0,3	0,035	0,001	100
средний	0,33—0,5	0,07	0,01	70
крупный	0,8—1,0	0,14	0,02	50
Гравий:				
мелкий	1,0—3,0	0,19	0,03	45
средний	3,0—5,0	0,21	0,04	40
крупный	6,0—10	0,25	0,06	35
Галька:				
мелкая	10—20	0,30	0,10	33
средняя	20—50	0,36	0,15	30
крупная	50—100	0,40	0,20	25

Профиль, построенный по формуле (17), распространяется на глубину H на открытом крае отмели, до которой сказывается размывающее действие волн. За расчетную принимается высота волны 15% обеспеченности. Для перехода к которой высота волны обеспеченностью 0,1% (по номограмме А. П. Врасовского) умножается на 0,7.

$$h_{1\%} = 0,7h_{0,1\%}$$

При расчете H можно принять предельную крутизну волны $(\kappa = \frac{h}{L})$ для озер и водохранилищ, равную $\frac{1}{10}$, т. е. $L = 10h$. При этом условии H определяется по формуле

$$H = \frac{2h}{\pi} \operatorname{arctg} \frac{h}{h_0} \quad (19)$$

для песчаных отмелей озер и водохранилищ можно применить зависимость

$$H = 0,64 \operatorname{arctg} \frac{h}{h_0} \quad (20)$$

В формулах (19) и (20): h_0 — высота волны на глубокой воде, h — высота волны на открытом крае отмели, arctg и arctg — обратные функции от гиперболического синуса и тангенса.

Для определения глубины (H) Н. В. Кондратьев построил график (рис. 110). Исходными данными для определения глу-

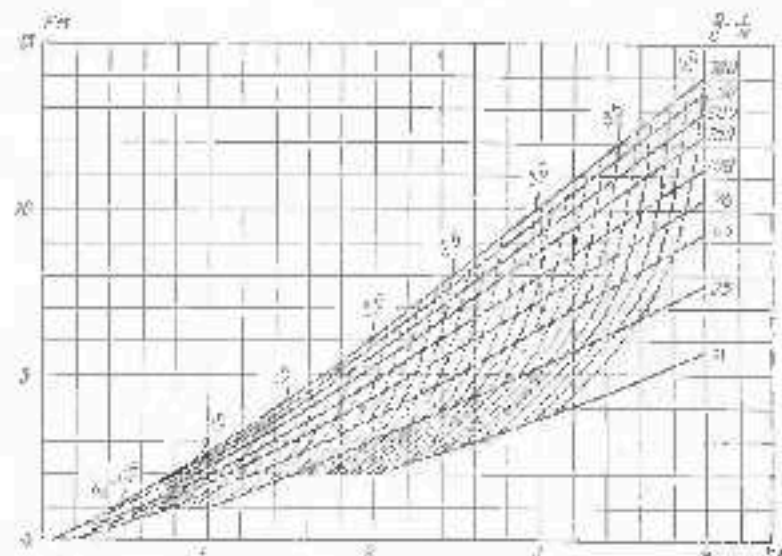


Рис. 110. График для определения глубины на открытом крае отмели (H) и высоты волны у берега (h) по высоте волны на глубокой воде h_0 и величине $\frac{\eta}{d}$ (по Н. В. Кондратьеву)

бины на открытом крае отмели (H) и высоты волны у берега (h) служат: высота волны на глубокой воде (h_0) и соотношение коэффициента устойчивости горной породы (η) и диаметра ее частиц ($d = \frac{\eta}{d}$). Величина η зависит от диаметра частицы и размывающей скорости волнового течения. Значения $\frac{\eta}{d}$ даны в табл. 39. Величины H и h находятся по точкам пересечения кривых для соответствующих значений h_0 и $\frac{\eta}{d}$. Как видно из графика, высоты волн h_0 и h заметно отличаются друг от друга только при малых значениях h_0 и практически их можно приравнять.

32 практический расчетный уровень Н. Е. Кондратьев рекомендует принять среднее минимальное значение низшего уровня конца паводкового периода; 33 низший расчетный — уровень IIIГ.

При построении профиля формирующегося берега, уклон подводной части принимается несколько большим, чем уклон естественного уклона дна грунта. Подводный откос принимается параллельным первоначальному склону берега.

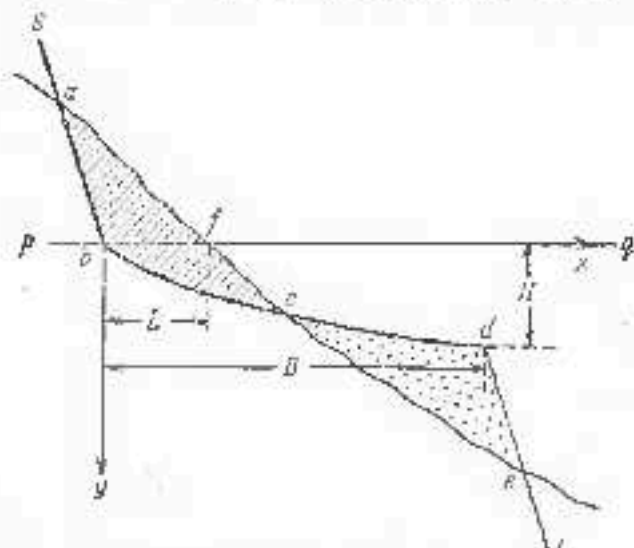


Рис. 111. Схема расчета перестройки берега (по Н. Е. Кондратьеву)

Положение откоса, возникшей вследствие переработки берега относительно первоначального его профиля, устанавливается путем совмещения двух чертежей (рис. 111). На один из них накладывают линии первоначального профиля берега (abc) и линии исходного уровня (pq), на другой — устойчивый профиль береговой откоса (ade). Ось x совмещается с линией pq. Чертежи совмещаются так, чтобы площадь откосов (cde) и площадь размыта (ade) находились в отношении δ , соответствующем грунту берега. Величина δ будет равна единице, если площадь размыта (ade) сложена из относительно крутых песчаных частей, полностью идущих на формирование площади откосов (cde). При наличии в составе размытых пород мелких частиц, выносимых течением за пределы откоса, величина δ будет равна отношению объема крутых частей, образующих откос, к общему объему породы размыта. Конечная ширина

береговой откоса (δ) определяется по формуле

$$\delta = 0,05 \frac{m_2 - m_1}{m_2^2} H^2 + \frac{H}{m_1}, \quad (21)$$

где H — глубина на внешнем крае откоса.

Расчет времени формирования откоса ведется в предположении (подтвержденном наблюдениями на водохранилищах) о затухании переработки берега.

Далее делается ряд предположений относительно деталей процесса:

1. Всякий промежуточный профиль формируемой откоса может быть выражен уравнением:

$$x = \frac{b}{b} \left(\frac{y^2}{H} + \frac{c}{m_1} \right), \quad (22)$$

где b — внешний откос в промежуточный момент времени, B — конечная ширина откоса.

Для различных значений b/B можно построить ряд промежуточных положений откоса при постоянной высоте (H), т. е. при постоянной глубине на внешнем крае откоса (H).

Профили строятся с сохранением отношения b/B . Каждому положению откоса соответствует определенное значение ширины откоса (b), смещения береговой линии (δ) и площади размыта (W).

Расчет площади размыта в профиле (W) и смещения береговой линии (δ) ведется графически, по кривым $W = f(b)$ и $\delta = f(b)$ (рис. 112).

2. Количество энергии, затрачиваемой на перераспределение единицы объема породы (выражаемой при расчете единицей

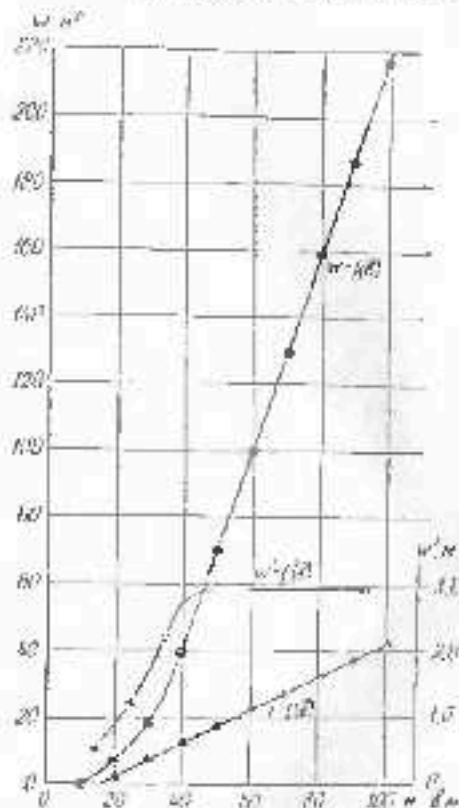


Рис. 112. Графики зависимости площади размыта берега и профиля (W м²), выноса береговой линии (δ м) и отношения первоначальной площади размыта к площади размыта $W' = \frac{dW}{db}$ от ширины откоса (b) (по Н. Е. Кондратьеву)

площади в профиле), зависит только от свойств породы. Потери энергии возрастают с увеличением ширины отмели; при ширине отмели равной B граница всей энергии. Потери прямо пропорциональны ширине отмели:

$$E_n = E_0 \frac{h}{B}, \quad (23)$$

где E — потери энергии, E_0 — количество энергии, переносимой волной в единицу времени к береговой отмели. Каждый элемент H соответствует своей ширине отмели B .

Всю отмель от $h=h_0$ до $h=B$ можно разбить на элементарные участки $h_{n+1}-h_n$, в пределах которых считать отношение приращения площади размыва к приращению ширины отмели $W' = \frac{\Delta W}{\Delta h}$ постоянным. Интервал времени t , необходимый для увеличения ширины отмели от h_n до h_{n+1} , определяется по формуле:

$$t = \frac{h_n W'}{E_n} \ln \frac{B-h_n}{B-h_{n+1}}, \quad (24)$$

где α — коэффициент сопротивления породы, равный отношению потенциальной энергии (ΔE), необходимой для размыва единицы объема породы, к приращению объема размывной породы за время t (ΔW): $\alpha = \frac{\Delta E}{\Delta W} \text{ мкс/м}^2$; E_n — полное количество энергии, приносимое волной в единицу времени из единицы длины береговой отмели (1 м): $E_n = 79.5 h_n^{1/2} \cos \alpha \sin \alpha$ (и — угол между направлением разгона волны и нормалью к береговой линии); $W' = \frac{\Delta W}{\Delta h}$ находится по графику (рис. 112); B — конечная ширина отмели.

Приведенные значения применимы для расчетов формирования берегов при постоянном уровне и постоянной высоте волны.

При переменном уровне профиль берега выразится, по Н. Е. Кондратьеву, линией, состоящей из двух частей. На первом участке (от максимального уровня до соответствующей ему глубины на внешнем крае отмели H) — в виде кривой: $B_H = \frac{H^2}{e} + \frac{H}{m_1}$ на втором (от глубины H до уровня сработки водосема) — в виде прямой: $B = \frac{2Hm_1 - e}{m_1 k} (A - H)$, где A — сработка водосема.

Объем размыва W при постоянном уровне воды и переменном уровне выражается зависимостью

$$W = W' (1 - e^{-Ht}), \quad (25)$$

где W' — объем конечного размыва; величина k может быть определена для первого приближения исходя из ширины, для ко-

торого известно время t_1 в общем размыла W' :

$$k = -\frac{1}{t_1} \ln \left(1 - \frac{W}{W'} \right).$$

Тогда время t , необходимое для размыва объема W передн. ш. при заданной величине предельного размыва W' , будет

$$t = -\frac{1}{k} \ln \left(1 - \frac{W}{W'} \right). \quad (26)$$

В работе 1936 г. Н. Е. Кондратьев указывает, что уменьшение высот волн при постоянном уровне воды вызывает формирование уступов на береговой отмели. При возрастании высоты волны часть уступа вываливается, сформированного при более высокой волне, размывается и образуется новый уступ с большей глубиной на его внешней кромке. С уменьшением высоты волны прежний уступ выходит из-под воздействия волн и выше него образуется новый, с меньшей глубиной на внешней кромке. Формирование уступов в случае изменения высот волн аналогично возникновению уступов при колебаниях уровня (по Б. В. Полякову). Исходя из особенностей формирования берегов при изменении высот волн, Н. Е. Кондратьев указывает на необходимость расчета переработки берегов при интервалах различной повторяемости: α (1 раз в 50 лет), β (1 раз в 5 лет) и γ (2 раза в год). При проектах формирования берегов на короткий период (12,5—25 лет) наибольшее значение имеет воздействие небольших штормов (β и γ), при прогнозе на длительный период (50, 100, 200 лет) — действие сильных штормов (α и β). Для расчета абсолютной штормки на берега строятся графические зависимости сыгравки береговой линии (β) от сочетания штормов различной повторяемости.

Метод Н. Е. Кондратьева полнее других методов разработан теоретически, широко учитывает гидродинамические особенности волн (в частности энергию волн), более детально характеризует профиль подводной отмели и глубину на ее внешней кромке. Дает возможность определять (хотя и ориентировочно) время переработки. Допускает расчет для различных уровней воды.

Недостатками следует считать: расчет на берега, сложенные однородными сыпучими породами, без учета разнообразия геологических условий; условность отекдественных профилей отмели с параболой, отсутствие рекомендаций по определению переменной высоты элементов внешнего берега.

Может быть рекомендован для расчетов переработки сложенных сыпучими породами берегов движущим крупным сосредоточенным с сильным волнением и амплитудой колебаний уровня до 4 м.

При оценке методов расчета переработки берегов и применении их к конкретным явлениям необходимо иметь в виду, что нет универсального метода, применимого ко всем видам, равнозначным в различных географических условиях, имеющих различные размеры и форму, различные особенности рельефа, отличающимися друг от друга по геологическому строению склонов и крутизне берегов.

В качестве примера применения методов оценки можно привести рассмотрение динамики и фактических данных переработки берегов Цимлянского водохранилища. На этом водохранилище наблюдается отступление берегов, особенно существенное в период паводков в период Глубоководный меле до первых 4 года эксплуатации достигло 60—100 м (среднее 40 м), и по этим же расчеты на десятилетний срок со метода Г. С. Золотарева и К. Т. Козулина для ряда профилей дано отступление берегов на 34—35 м, при большой длине расчетных и фактических отступов. Приведенные данные указывают на то, что в условиях Цимлянского водохранилища расчет по указанным методам на 10 лет даст переработку берегов и фактической на 4—5 лет.

Каждый из рассмотренных методов имеет свои области применения, достоинства и недостатки, обусловленные материалами и теоретическими положениями, принятыми при его разработке.

Составление расчетных величин переработки берегов с наблюдениями на водохранилищах СССР позволяет дать общую оценку применяемых методов.

Основные достоинства применяемых методов:

1) учет нескольких факторов, воздействующих на берега, позволяющий полнее характеризовать явление и уменьшающий вероятность ошибок от случайных причин;

2) применение (в большинстве методов) графических построений, облегчающих расчет и данных наглядности;

3) гидродинамическое обоснование методов.

К общим недостаткам методов относятся:

1) отсутствие единой терминологии, различия в определении и нулях отсчета, недостаточная конкретизация выбора расчетных уровней и ширины волн, их обеспеченности, приводящая к разногласию динамики уровней и штормов, приводящих при уровнях мензур НПП;

2) решение только двухмерной задачи (в плоскости профиля), не дающей пространственной характеристики явления;

Г. С. Л. Вендлев. Изменения рельефа берегов и для Цимлянского водохранилища в 1952—1956 гг. М.: АН СССР, Сер. геогр., № 3, 1957.

С. Л. Вендлев. Исследования руслового режима крупных водохранилищ, проектируемых Гидроэнергоком в 1952—1957 гг. Гр. III Вод. гидроэ. связи, 1959, т. IV.

Тезисы докладов обсуждения по методике и организации работ по изучению и прогнозу переработки берегов водохранилищ (27—28 мая 1955 г.), Береговая эрозия, оползновения, впадины. АН СССР и гидроэ. связи, науч.-тех. горн. отд., 1955 (рукопись тезис, физ.-гео. МГУ).

3) слабая разработка вопроса о роли вдоль береговой аккумуляции наносов;

4) недостаточный учет суммарности действия волн за безветренный период.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ

В настоящее время судить об интенсивности формирования берегов можно только по сравнительно непродолжительным наблюдениям на водохранилищах в период паводков и десятилетия их работы. При оценке этих данных следует учитывать уменьшение интенсивности переработки берегов по мере развития откосов и выработки устойчивого профиля. Данные, полученные в первые годы работы водохранилищ, дают представление о максимальной интенсивности формирования их берегов. По этим данным можно рассчитать берегов при благоприятных условиях может достигать ширины 100 м и более.

Приведем некоторые данные об уменьшении интенсивности развития берегов во времени. На Истринском водохранилище известны данные о развитии берегов, сложенных глинами, известняками, суглинками с частыми прослоями песка, размыт в первый год после заполнения водоема на 5,5 м, во второй год — на 1,3 м. На Рыбинском водохранилище размыт широким несчастьем акском при НПП и высоте волн 2 м в первые 5 лет достигает 7—8 м/год, во втором 5 лет — 4—5 м/год. Об уменьшении интенсивности разрушения берегов в условиях Днепровского водохранилища свидетельствуют данные Б. А. Гудина (табл. 40).

Таблица 40

Интенсивность развития эрозийных и суглинистых берегов, м/год

Паводки, милл. м	Горизонт паводка, ширина кромки берега	Берега берега, м			
		до 2	2—5	5—10	10—15
Средняя за первые 4 года					
0,5	Лес	8,0	5,0	3,4	1,4
	Суглинок	2,3	1,2	0,9	0,7
1,0	Лес	11,0	8,0	6,6	4,5
	Суглинок	2,7	1,8	1,4	0,8
Средняя за 6—8 лет					
0,5	Лес	2,1	1,5	1,0	—
	Суглинок	0,4	0,3	—	0,1

Интенсивность развития варьирует в зависимости от горных пород, состава берега, и от высоты склонов. Наиболее

интенсивно размываются низкие, сложенные настоящими породами берега; высокие склоны разрушаются медленно вследствие того, что на размыв больших склонов обрушиваются к их подножию породы, предохраняющей склоны от дальнейшего разрушения, требуется значительное время. Это подтверждается данными табл. 41, составленной Е. П. Качутным по четырехлетним наблюдениям на водохранилищах Кавказа им. Москвы и Дзисуровском водохранилище.

Таблица 41

Скорость переработки берегов при высоте волны 1,5 м

Порядок	Средний размер <i>м/год</i> при высоте берега			
	до 2 м	2—4 м	4—10 м	10—15 м
Песок	14	10	8	6
Песок мелкий	6	4	3	2
Песок среднезернистый	3,6	2,8	2,1	1,4
Суглинок	3,2	2,3	1,0	1,0
Суглинок пыльный	3,0	2,0	1,4	0,8
Глина	2,6	1,8	1,2	0,7
Песок крупный с галькой	1,8	1,1	1,0	0,6

На правительственно-оборонных объектах (например, водохранилищах им. Москвы) высокие берега, сложенные суглинками, перерабатываются с песками, достигая в среднем 1—1,5 м/год. На Дзисуровском водохранилище им. В. И. Ленина ширина дикого размыта низких прибрежных берегов, сложенных в основном донными суглинками, достигала за период 1936—1951 гг. в наиболее зоне поземей 30—100 м, в среднем в верховьях — 20—30 м. Пылеватость размыва в нижней части 2—10 м/год. За 5 лет (1946—1951 гг.) бровка берега в нижней части у с. Флоренки отступила на 61 м, т. е. в среднем на 6 м/год. С 1 км. от берега этого водохранилища с 1905 по 1916 г. переместилась 20 км² грунта. При анализе этих данных следует иметь в виду, что в 1911—1913 гг. произошло сильное смещение в связи с разрушением дамбы, а в 1946 г. водохранилище опорожилось при ее водостоплении. Низкие берега Ефимовского водохранилища, сложенные мелкозернистыми песками, частью среднезернистыми и глинками, разрушаются, бровка размыва за 12 лет на 41—55 м, т. е. в среднем на 4—5 м/год. Основной размыв приходится во время паводков (при шторегах в июле 1951 г. берег отступил на величину 5—8 м). Низкий берег сибирского водохранилища Красноярского суглинками, при тех же условиях размывается быстрее — на 2 м за 17 лет (в среднем 2—2,5 м/год). Переработка более высоких (до 15—16 м) берегов Рыбинского и Усть-Исковского водохранилищ, сложенных крупными песками и песчаниками или гравием, находится на начальной стадии, береговая линия еще слабо размыва.

На Шимилкинском водохранилище наибольшее отступление бровки берега за 5 лет (1952—1956 гг.) достигало 110—115 м, в среднем — 50 м (10—16 м/год). Ширина пляжа на отмытых участках достигала 0,25—0,40 м в ширину. Ширина зоны деформации берега (размыв и наплыв) доходила до 150 м. За тот же период в среднем на 1 км берега в нижней зоне водохранилища 130 тыс. м³ грунта (из них около 50% отложилось на диком, естественном берегу и около 40% — в выемках, отмытых), максимальный размыв до-

стигал 160 тыс. м³ на 1 км. им. Петра Великого водохранилища за этот период берегов по всем измерениям за 5 лет (1952—1956 гг.) ориентировочно оценивается в 100 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатырев В. Р. Инженерия берегов в зонах водохранилищ и других гидротехнических сооружений. Госгизгидротех, М.—Л., 1958.
 Качутный В. П. Динамика и морфология порочных берегов, ч. 1. Изд-во Морской гидрографии, М.—Л., 1946.
 Золотухин Е. С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ в связи с их переработкой. Тр. ЛЭО, гидрогидр. проблемы, В. И. Саваренского, ч. XII. Изд-во АН СССР, 1955.
 Качутный В. Г. О размерах переработки берегов при паводке рек. Гидротехн. строит., 1951, № 12.
 Качутный В. Г. К вопросу о выборе данных для расчета переработки берегов при паводке рек. Водр. гидрогидр. и инженер. физика, сб. 14, Гостехиздат, М., 1953.
 Кондратьев Н. Е. Размыв ветрового выноса и переработка берегов водохранилищ. Гидротехнический, Л., 1953.
 Кондратьев Н. Е. Прогноз гидроформирования берегов водохранилищ под действием ветровой волны. Тр. ЛЭО, 1956, вып. 58 (110).
 Кондратьев Н. Е. Расчет времени гидроформирования берегов водохранилищ. Тр. ЛЭО, 1955, вып. 19 (100).
 Лоскутов О. К. Гидроэрозия морских берегов и дна. Изд-во МГУ, 1955.
 Пеляков В. В. Гидравлический режим водохранилищ. Сб. «Инженерно-проектное, вып. 8, ГИИП, М.—Л., 1958.
 Гущин В. А. Погрешность измерения берегов водохранилищ. Изд-во АН УССР, Киев, 1954.

В. А. ВОСКРЕСЕНСКИЙ

ОСОБЕННОСТИ ЖИЗНИ В ОЗЕРАХ

Все подумки на земной поверхности плеселемы: отсутствие в них организмов — явление очень редкое и кратковременное. Споры и цисты, в форме которых неактивные организмы переживают неблагоприятные условия, переживают как нагревание до температур жизни воды, так и охлаждение до температур более низких, чем наблюдаемые в природе. В активной форме жизнь возникает лишь в горячих источниках с температурой близкой к кипению, во льду, в ране озер, где концентрация растворенных солей достигает насыщенья, а в вулканических озерах, богатых свободной серной кислотой. Жизнь в водоемах может быть уничтожена лишь некоторыми видами промышленных сточных вод. Приспосабливаясь к разным условиям, легко расселяясь и стремительно размножаясь, подлые организмы — гидробионты — обитают в любых озерах. а массы организмов — их характерный компонент.

В основе процесса жизни лежит обмен веществом, причем связанное с этим обменом преобразование материи и энергии в живой природе значительно отличается, чем в неживой. Излучения переходят из вещества на воды, грунты и других организмов, превращая одни формы энергии в другие, выделяя продукты обмена, создавая массы себе подобных, подлые организмы в своей будущей жизнедеятельности изменяют окружающую среду. О мощи биологического фактора свидетельствуют, например, явления эвтрофикации в воде солей и растворимых газов от жизнедеятельности бактерий и водорослей, интоксикация или снос в поверхностном слое воды при цветении, пащита берегов от разлага прибрежными зарослями, заплытые биомассахлами озерах кочующие или их засорения сваями пастушеских кораблей. Процессы, протекающие в озере, можно считать и биологическими только при условии учета биологического фактора.

Существуют два направления в исследовании донной жизни в водоемах.

При первом — внимание сосредоточено на изучении приспособлений отдельных организмов к особенностям водной среды и закономерностей групповой существования, гидробиоты в водоеме и в различных его частях. Это область и д р о б л я л о г и я — науки биологического цикла.

Следующие отрасли направления — изучение участия масс организмов в развитии отдельных водоемов и объединившем их процессе течения. Специфику и интенсивность участия биологического компонента в развитии этих объектов расследует б и о т и д р о л о г и я — наука географического цикла (С. Д. Муравейский, 1936). Гидробиология — отрасль гидрологии.

Очевидно, гидробиологические и биогидрологические явления взаимосвязанными гидробиоты находят в водоеме необходимые условия для своей жизнедеятельности, но в то же время оказывают на среду своего существования. Эта взаимная обусловленность биологических явлений вызывает необходимость пополнения гидрологических данных в биологии, а биологических — в гидрологии. Так, сведения о гидрологическом режиме водоемов необходимы для рыбного хозяйства, для борьбы с паразитарными заболеваниями, для сельского хозяйства на орошаемых землях. С другой стороны, без биологических данных нельзя решить вопросы, связанные с питием и промышленным водоснабжением, с очисткой и самоочищением воды, загрязнением промышленными и бытовыми стоками, с образованием поружетных частей судов и водопроводов, с коррозией бетонов и многими другими техническими проблемами. Биогидрология и гидробиология взаимосвязаны, поскольку взаимосвязаны объекты их исследования — водоем и его население¹.

Следует отметить, что многие исследователи не придерживаются деления науки зрения и вопросы, рассматриваемые нами с биогидрологических позиций, не подпадают ни области гидробиологии. Так, С. А. Зернов в своей книге «Общая гидробиология» (1949) пишет: «В центре внимания гидробиологии и смежных с ней биологических водных организмов и 3) эти водоемы бассейнов». В последнем Зернов видит прежде всего характер круговорота веществ, определяющий биологическую производительность.

Разнообразие водных организмов чрезвычайно велико. Разнообразны их обмен веществ и их воздействие на среду обитания. Вместе с тем их характер преобразования или захвата и использования подпадает три группы организмов. Первая — это создатели органических соединений из неорганических — п р о д у ц е н т ы (производители). Они сами синтезируют органические

вещества сразу же из неорганических, в процессе автотрофного питания. Основную массу органических соединений создают растения и животные, способные к фотосинтезу, т. е. ассимиляции из света углекислоты при помощи пигментов, в первую очередь хлорофилла. Наряду с этими фототрофными организмами, создающими органические вещества за счет энергии солнца, немалое значение в водоемах имеют различные хемотрофные организмы. Они образуют срединные сообщества, используя опосредованно хемических реакций, например, окисления закислого железа и окисное, сероводорода до серной кислоты, метана до воды и углекислоты и т. д. Противоположную продуктивную группу составляют р е д у ц е н т ы (восстановители). В нее входят микроорганизмы, получающие энергию, необходимую для обмена веществ и роста, за счет разложения сложных органических соединений и продуктов их невольного разрушения до простых минеральных солей. Продукентам для минерального питания необходимы именно такие простые соли, недостаток которых вызывает деятельность редуцентов. Промежуточное положение между производителями и редуцентами занимает третья группа — к о н с у м е н т ы (потребители). В нее входят организмы, обмен веществ у которых протекает за счет уже готовых органических соединений. Однако эти организмы не разлагают полностью до соединений минеральных, пригодных для питания растений. К консументам принадлежат животные, выделяющие, например, наряду с углекислотой и водой, жижины и выделяющие органические остатки пищи. Свою потребность в органических веществах консументы могут удовлетворять потреблением продуцентов (растительноядные животные), или другими консументами (плотоядные животные), или детрит, т. е. сложное органическое вещество водной толщи и дна (детритофаги животные).

Из водоемов в процессе их хозяйственного использования человек забирает в виде продуктов преимущественно консументов: рыбу, зверя, ракообразных, моллюсков. В этом отличие эксплуатации водоемов от эксплуатации обрабатываемых земель, урожай с которых состоит в первую очередь из растений, а продукты животноводства стоят по количеству на втором месте.

Консументы в процессе объединения часто под названием г е т е р о т р о ф ы, так как они наряду с простыми молекулами (вода, кислород, соли) используют сложные органические молекулы, в отличие от автотрофов, использующих только простые молекулы. Без гетеротрофов среда существования автотрофов была бы уничтожена ими самими вследствие неистощения простых соединений и загрязнения ее продуктами обмена веществ и трупами. Между этим автотрофы и гетеротрофы зависят друг от друга и те и другие необходимы для биологического круговорота веществ и энергии. В ходе его в водоемах организмы

¹ См. К. А. Писекрески и Я. Писекрески, как биогидрологическая система водоем «Гр. Гос. озеропер, ин-та», 1948, вып. 6 (18).

(продуценты, консументы и редуценты) создают, разлагают и снова производят органические соединения из воды, газов и других неорганических веществ.

Уже самое схематическое описание биотопов крутопорка вещества и энергии свидетельствует о неизбежном разнообразии живых существ. В одном и том же местобитании виды растений, животных и микробов будут по-разному устанавливать свои взаимоотношения с окружающим миром, удовлетворяя свои глубококоразличные требования для поддержания жизни. Их особенности сложились за всю долгую историю видообразования, в течение которой каждый новый этап отношений организмов и среды формировался на основе возможностей, унаследованных от предшествующего этапа. Многообразие жизни особенно способствует то, что требования организмов удовлетворяются не только за счет неживой природы: одни виды организмов обеспечивают и одновременно ограничивают другие в качестве пищи, конкурентов, хищников, убежищ, паразитов, преобразователей среды по всевозможным направлениям. Однако, хотя взаимобусловленность организмов ведет к их разнообразию, лишь определенные соотношения организмов и их среды оказываются жизнеспособными, придавая определенность видам и ограничивая их число.

Распространяясь в водоемах, организмы встречали несдвинувшиеся по условиям места обитания, и соответственно особенности существования в них у организмов образовались характерные приспособления, позволяющие уже по их внешнему облику судить о характере их среды. Местобитания организмов носят название **биотопов**.

Понятие биотопа может иметь разный объем. В озере биотопами в самом широком смысле являются дно — **бенталь**, водная толща — **пелагическая** область, ризоплан и атмосфера. Внутри этих биотопов можно выделить подчиненные биотопы. Так различают открытое волнам прибрежье каменистое прибрежье от укрытого, с зарослями на песчано-илистых грунтах; неодинаковы по грунту, количеству воды и населенности сообщества тростника и кувшинки; перелом листа кувшинки представляет иные условия микроэкспонентному населению, чем поверхность сверху листьевая пластинка. Как видно из этого примера, одни организмы могут быть биотопом для других, меньших.

В составе водного населения по приспособленности к существованию в определенных биотопах различают основные группы.

Бентос — обитатели дна, неспособные валом подниматься в каждую минуту. Примером бентоса или бентических организмов могут быть растения прибрежных зарослей, черни, моллюски.

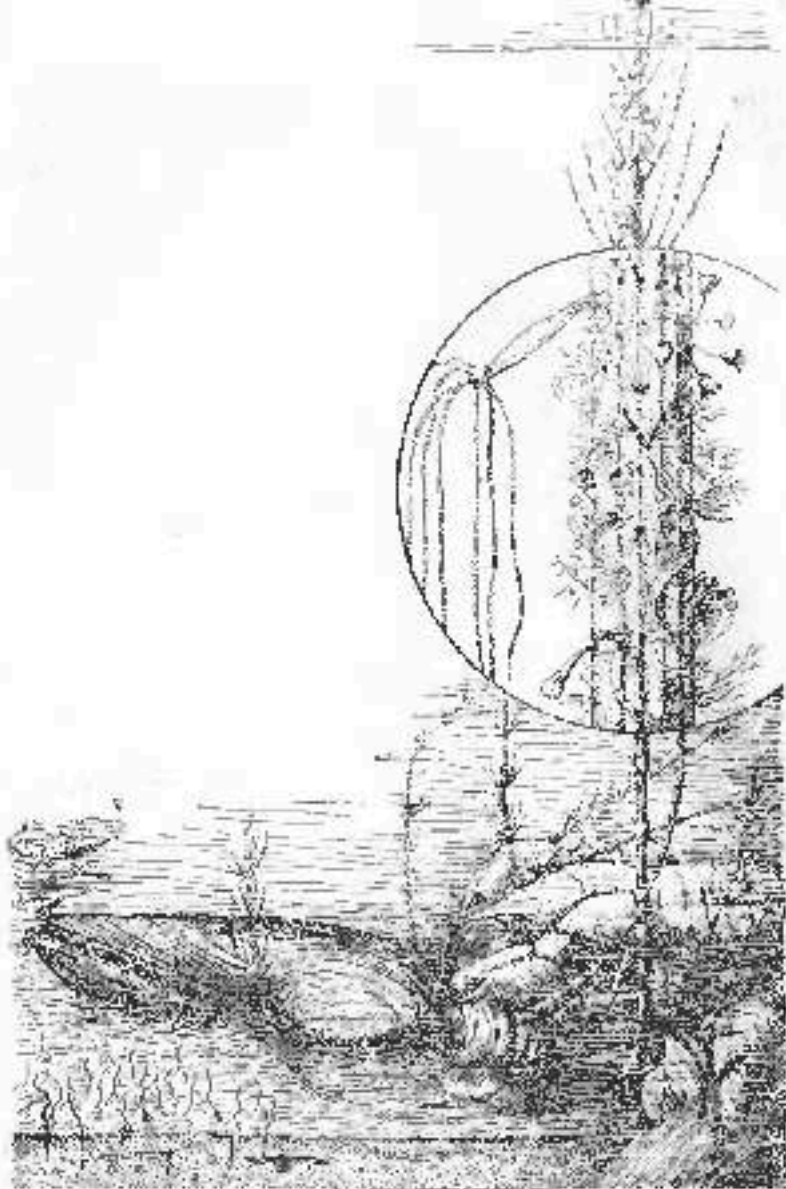


Рис. 113. Организмы биотопов и перифитона. В грунт погружены личинки комаров *Tendiporella* и черви-трубочники *Tubificidae*; ледяная корка которой является для поверхностных диатомов *Leptocylindrus* и других диатомов *Ulna*. По дну плавают рак *Asellus* и улитка *Lymnaea stagnalis*. Поднявшись над дном слоя глубоководных *Springella* и отряда хитин *Springella*, по стеблям которого сидят личинки стрекозы *Aeschna*. К ним прикрепилась ракушка *Artemia*. При увеличении на лодке видны другие организмы обростающих: пятчатые подорожники, амфибии, инфузории, гадры, колониальные черви и мшечники.

Организмы бентоса могут жить на поверхности дна или зарываться внутрь грунта. Полуживые предметы — камни, крупные растения, свая, бетонные сооружения и т. п. образуют разнообразным населением, характерным для толщи и субстрата — **п е р и ф и т и о м** или обростом (рис. 113).

П л а н к т о н — обитатели толщ воды, способные активно совершать горизонтальные перемещения на большие расстоя-

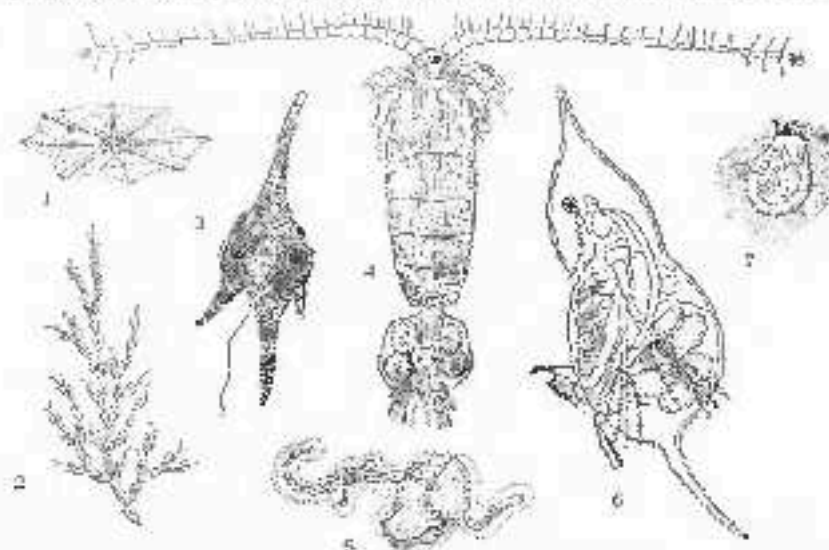


Рис. 114. Пресноводный и морской планктон у организмов гаванто-

1 — одноклеточные водные синие водоросли *Microcystis*, образующие шарик; 2 — водная колония жгутиконошущих *Volvox*; 3 — паразитический *Paramecium* с жгутиками и ресничками, прикрепляющийся к погружающему; 4 — паразитический рак *Diaptomus* с антеннами, служащими для захвата пищи; 5 — одноклеточная водоросль *Chlorella*, выделяющая кислород, который используется для дыхания; 6 — жгутиконошущий рак *Diaptomus* с длинными антеннами и ресничками, служащими для захвата пищи; 7 — жгутиконошущий *Paramecium* с ресничками и с ресничным аппаратом для дыхания.

Рис. 18

ния. Часть организмов планктона, или как их еще называют **п л а н к т о н**, постоянно живет в окрестностях турбулентным движением водной толщи, однако многие способны активно плавать и то поднимаются к поверхности, то погружаются в глубь озера. Иногда на несколько раз за сутки проплывая сверху вниз, они поднимаются к поверхности и опускаются. Эта способность планктона к вертикальным миграциям имеет большое биологическое значение, так как в своем движении животные планктеры

переносит водосток и оказывает последовательное воздействие на различные водные слои. В отличие от организмов бентоса, нередко крупные, массивные, и зачастую обладающие твердым скелетом, организмы планктона чаще всего микроскопически малы, их удельный вес близок к удельному весу воды. Широта тела увеличивается трением о воду, замедляет погружение и позволяет парить. Многие планктеры поддерживают в водной толще их широту с помощью органов дыхания (рис. 114).

Плывок к планктону не относится. Под этим названием объединяют планктон, активно и быстро преодолевающий значительные расстояния. В состав нектона входят почти исключительно рыбы. Граница между нектоном и планктоном весьма условна, поскольку многие планктеры, несмотря на малые размеры, способны плыть и не только перемещаться по вертикали, но могут, например, стрелять из свободной воды в зону дна и обратно. Точно также и некоторые организмы бентоса временами поднимаются над дном и обнаруживают качества стреляющих и прыгающих планктонов. Последнюю переходную группу занимает нектобентос.



Рис. 115. Вертикальный разрез водоема. Сверху вниз: зоопланктон (*Scaphocephalus*, *Diaptomus*, *Chlorella*, *Volvox*, *Paramecium*), нектобентос (*Diaptomus*, *Chlorella*, *Volvox*), бентос (*Diaptomus*, *Chlorella*, *Volvox*), нектобентос (*Diaptomus*, *Chlorella*, *Volvox*), нектобентос (*Diaptomus*, *Chlorella*, *Volvox*).

ной зависимости от гидрологических и метеорологических условий, от режима самого озера и особенностей его бассейна. Одновременно массы организмов проникали себя как мощный биогидрологический фактор, воздействующий на химизм воды, состав грунтов и самый процесс развития озер.

Преобразование населения во времени обусловлено также неравномерностью биологических взаимоотношений между популяциями разных видов. Так например, обилие мелких форм водорослей может зависеть от многочисленности разнообразных, их отфильтровывающих. После снижения концентрации водородной рачками рост и размножение этих животных замедляется от недостатка корма. Поэтому восстановление потерь поступающих рачков от выедания рыбками, пакуляциями, старением и прочих причин оказывается уже недостаточным для сохранения прежней численности. Взамен видов, сократившихся в числе, на первый план выдвигаются другие, до того оттесненные на задний план ранее пренебрегаемыми видами. Истребление их рыбами, например, могут перекладываться на другой, более обильный корм, а вслед за этим вновь открываются путь к полному угнетенной популяции. Такие процессы и сдвиги характерны для развития населения водоемов.

Особенно выражена эта динамичность населения и режима в шельфе средней глубины с достаточным минеральным питанием, широко распространенных, в частности, в Европейской части СССР.

Световой покров на льду замерзших озер не пропускает свет в воду и делает невозможным развитие водорослей в водной толще. Зимой одни представители фитопланктона, как обладающие кремневыми дощечками диатомей, опускаются на дно, не изменив своего облика, другие водоросли, такие как синезеленые и зеленые, живут тем в виде цист или спор, т. е. образуют предварительно защитные оболочки. В течение зимы снижается общее число бактерий, пиллярий, базилл, которые становятся все более опасной по мере минерализации органических веществ в водной толще. Скудные становятся и зоопланктон, из состава которого еще во время обильного дохлорофитов выпадает ряд видов жентиков, в том числе дафнии и другие ветвистоусые рачки, а на первое место выходят веслоногие — циклопы и диаптомусы (рис. 117).

Запасы растворенного в толще воды кислорода, обновляемые во время осенней циркуляции, расходуется в процессе дыхания водного населения и окисления, главным образом бактериями, газов (метана, сероводорода и водорода), поднимающихся со дна. Постепенно в более глубоководных впадинах возникают зоны кислородной недостаточности, которые все увеличиваются и могут сильно сузить слой воды, пригодный для жизни животных, над даже приростах катастрофических чумных заморозов. Для раз-

ведения многих ценных пород рыб именно зимний газовый режим часто является препятствием, и его несходство изучать, при определенных рыбоприменительных возможностях (бонитировке) озер, к при разрабатке мероприятий для полноты рыбной продукции. В то же время сочетание кислородной недостаточности с повышенным количеством метана и сероводорода делает воду

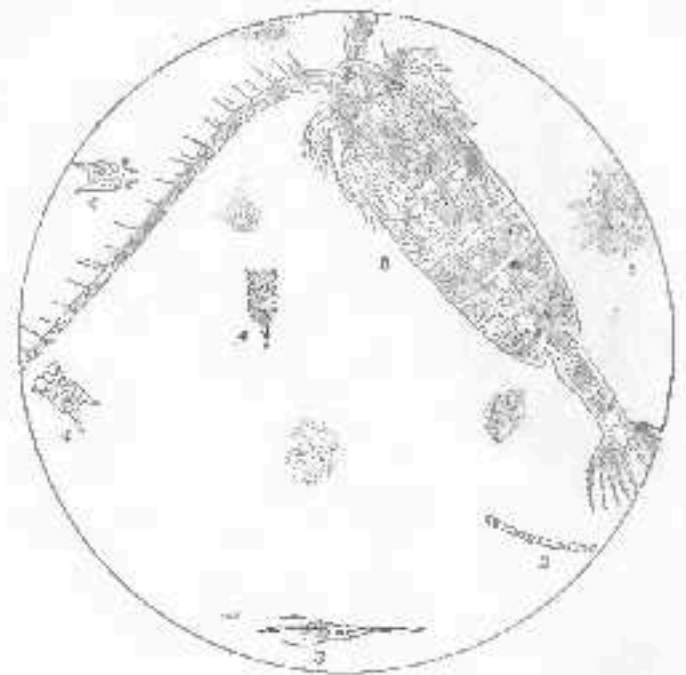


Рис. 117. Зимний планктон:
1 — циклопы, дафнии и бактерии; 2 — клещевик *Mesocyclops*;
3 — коловратка *Alphacoria*; 4 — ресничатая *Keratella*; 5 — веслоногие *Daphnia*.

нужной для биоты и промысловых водонаблюдения. Для жизни организмов зимой особенно важное имеет обилие воды кислородом, приносимая выходями ключей и впадающими притоками, так называемая «подложка воды». В некоторых случаях, напротив, органические вещества, внесенные реками или стоком с прилегающих земель, способствуют наращиванию подледного запаса кислорода до весеннего вскрывания.

Весна в развитии планктона наступает до вскрытия озер. Она начинается, когда свет со льда стает. Солнечный свет проникает сквозь лед к воде, и для водорослей стает возможным фотосинтез. После вскрытия озер водный бассейн постепенно

иче устраняет неблагоприятные для большинства организмов особенности лимфического режима. Одновременно оно способствует обогащению всей ткани тела биогенными элементами, находящимися у дна водоема в различных труднорастворимых формах. Много биогенных веществ приносят и весенний сток с водосбора.

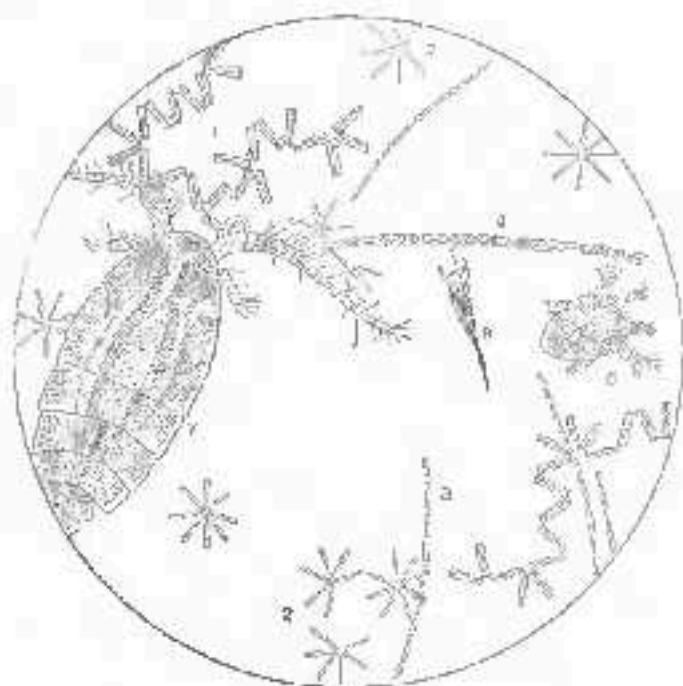


Рис. 118. Бактериальный диатомовый падеж.
Диагностики: 1 — *Tubellaria*, 2 — *Actinocyclus*, 3 — *Mastocella*,
4 — сеть разветвляющейся водоросли *Tribonema*, 5 — цено-
спорония *Neobolus*, 6 — крупный бесцветный ризид *Trichocapsa*,
7 — мелкие вегетативные ризиды *Trichocapsa*.

Происходит первая массовая вспышка массового развития планктона — «цветущая вода», приобретающий от многочислой припавшей буроватый или золотисто-железистый оттенок. Господствующее положение в этой первой волне развития занимают диатомовые водоросли, округлые или вытянутые теки которых покрыты кубическими створками. Диатомы живут не в виде скользящих спор или цист, требующих времени для своего прорастания, а в виде уже готовых к вегетации клеток, облекаясь на дне. Они сразу приступают к фотосинтезу и легко поднимаются со дна в период полной весенней циркуляции воды (рис. 118). Вторая

вспышка, вызванная пенитиной развитием диатом, состоит в том, что их потребность в определенных биогенных элементах, лучше всего удовлетворяется в условиях гидрохимической пены и гидроокисной осеи. Диатомы нуждаются в ерипритовой эфирной водоросли железа в кремнии для построения створок, но их трезвонка в отношении связанного азота, сравнительно с железом и кремнием водорослями беднее. Беской при низких температурах в воде постоянно содержание железа, поступающего из донных отложений в течение зимы. Кальциевая кремниевая и подкисление воды свободной углекислотой способствуют поддержанию жизни в водной толще. В то же время повышенные концентрации растворенного железа, биодисперсии для диатомовых, для других водорослей могут быть даже ядовиты. В то же время синева растет масса воды, вследствие после их отмирания и погружения в осевые воды.

Тепло и обилие пищи в виде водорослей и развивающихся за их счет бактерий стимулируют развитие зоопланктона, который не так сильно размножается в течение зимы и лета, а стоит перед ним, являясь кормом для многих видов рыб. Зоопланктон становится разнообразней и все большую роль в нем начинают играть ветвистые рачки, личинки, божьяны и другие.

Длительный прогрев и термическое разложение водной массы сопровождается изменением условий минерального питания фитопланктона и, следовательно, его состава. К этому времени из покрывающей спор разнородной и поднимающейся в толщу воды популяции фитоцианобактерии.

За диатомовой следуют как водные покрывала, так и сборы на грунте протокочковых, вода перемещается (рис. 119). В некоторых случаях диатомы непосредственно связываются с планктоном. Цветение протокочковых сопровождается в архий белесый цвет. Зеленоватый-бурый тон придает ей наиболее массовый представитель периспирей — периспирей с шиповатыми шипами из клетчаток. Протокочковые требуют больших количеств азота, хорошо усваивают не только нитраты, но и нитриты, аммонийный азот, биогенные соединения. Поэтому протокочковые способны в своем развитии продуцировать разлагаемые биологические продукты растительности и водорослей первой волны цветения. Обогащение водной массы азотом происходит также благодаря деятельности бактерий и фотосинтеза, связанного с азотным разложением галофильных водорослей, но требующих для питания уже готовых соединений. В то же время протокочковые требуют азота и фосфора, который, по мере прогрева, обедает впитывается в водную массу воды при расщеплении биогенных, связанных в твердых слоях осевых вод.

В летний период водная масса озера особенно резко обогащается на два обособленных слоя вертикали — продуцирующей,

или трофический и нижний — трофолитический, где преобладает распад органических веществ.

Во время летнего расслоения водной массы особый биогенный литерис приобретают суточные вертикальные миграции зоопланктонов, преимущественно ракообразных, то поднимающихся и погружающихся в зависимости от температуры и освещенности. Ритмически колеблющиеся вверх и вниз массы рачков потребляют кислород,



Рис. 119. Вертикально-дневной планктон косяк воды — начало лета.

Появились: 1 — *Ceratium*; 2 — *Diaptomus*; 3 — *Fragilaria*; 4 — *Asterionella*; 5 — *Melosira*; 6 — *Tabellaria*; 7 — *Diaptomus*; 8 — *Diaptomus*; 9 — *Diaptomus*; 10 — *Diaptomus*; 11 — *Diaptomus*; 12 — *Diaptomus*.

органический детрит, бактерии, водоросли, мелкие животные, выделения утилизуются, экскременты и другие продукты обмена веществ и в сильной степени нарушают химическую обособленность водных слоев. Выдаются мелкие формы растений, к преобладанию в планктоне более крупных и грубых.

Самая тонкая вода цветущая — синезеленой приходится обычно на вторую половину лета. В это время явление, называемое

цветением, при массовом развитии других водорослей, приобретает крайнюю остроту. Вода становится снова прозрачной, синезеленой от перемешивания ее массы водорослей, чаще всего колющих форму сконюков нитей (цилиндрической) или шариков (сферической) и чешуек (эпидермис), погруженных в слезу (рис. 120). Непрозрачная вода, цветущая синезеленой, для жизни и ряда биологических процессов часто невозможна без дорогостоящей очистки.

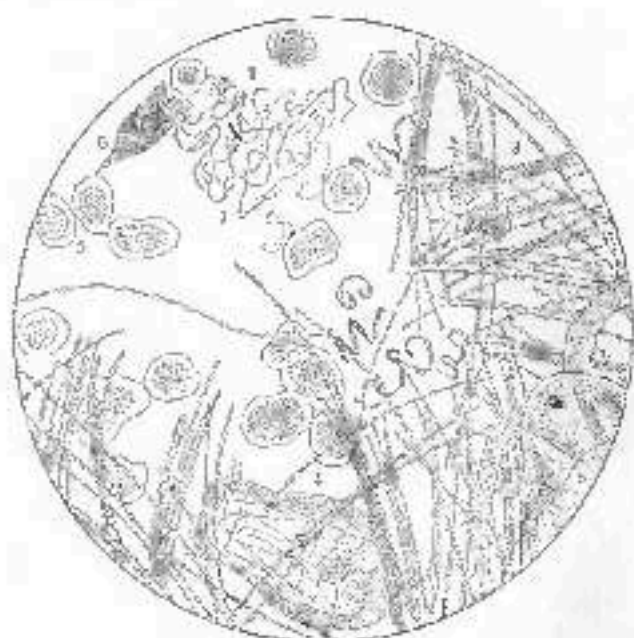


Рис. 120. Цветение синезеленой. Синезеленые: 1 — *Ceratium*; 2 — *Diaptomus*; 3 — *Fragilaria*; 4 — *Asterionella*; 5 — *Melosira*; 6 — *Tabellaria*.

Воздействие того что прозрачность воды резко падает и становится еще мутнее, чем при предыдущих цветениях, верхний тонкий слой (сначала постепенно задерживает снег, затем пригравается и отделяет всю остальную водную массу от водосферы. Дней при экстремной фотосинтезе водисток углекислоты заставляет водоросли реагировать биохимически до карбонатов, выходящих из раствора в осадок. Антициклон реакция под воздействием биохимического фактора становится резко щелочной (рН может достигать 10 и более). Подщелачивание тормозит течение многих химических реакций в водной массе.

капильная сверху материя и является той биогидрологической силой, которая создает из нее сингонии и другие биолиты. Череп и дощечки эринидов — ящики нейтрализуют поверхностные слои в грунтах и многократно пропускают сквозь себя капиллярки длиной от нескольких прежде, чем они будут погребены под новыми слоями осадков.

Результат бентоса в разных частях профундаля зависит от гидрологического режима и в особенности от обеспеченности кислородом. От богатства же дна зависит профундаля и свою очередь зависит вес и численность бентосных рыб, к которым принадлежат важные для промысла виды и виды. Интенсивная жизнедеятельность донного населения, особенно макробентоса, сопровождается энергичным поглощением кислорода из придонной воды, что при отсутствии компенсации часто приводит к недостаточным для бентоса и рыб запасам. Ряд бактерий способен также начинать донное разложение металлов, водорода и сероводорода. Эти газы, окисляясь при всплывании, отнимают кислород у вышележащих слоев воды. Бактериальное касание для участвует в образовании железных осрединных руд.

В области огибающей придонные течения, возникают песчаные и каменистые группы, становятся разнообразней условия жизни, а следовательно и население. Для сублиторалы характерны скопления ракушек. Это не только остатки местных обитателей, но и чуждые раковины, приносимые из прибрежья. С другой стороны, течения сносят отсюда иловые частицы вглубь. Органическое вещество, созданное процессами фотосинтеза в прибрежных поверхностных слоях иской воды, оседает и в прибрежном мелководье, так же как и органические остатки, приносимые в озеро с его водобоя, на осини легче оседают в профундалях достигают дна, а затем перемещаются вдоль него. Бентос оседает, как и выше расположенных мелководий, использует трясину частицу дна как источник пищи. Животные и бактерии, населяющие пень, образуют лучшие обитатели более разнообразной пищи. Газовый режим характеризуется более высоким и устойчивым содержанием кислорода. К профундальным животным здесь принадлежат различные моллюски, разнообразные личинки ручейников, стромбиды, нерисовые личинки — трубочники на пеньках и кусочки растительных осадков: на камнях и корягах разрастаются губки и эриниды. Группировки донного населения нередко образуют сложную мозаику, зависящую от грунта, гидрологического режима и поступления органического вещества. Отдельные течения песчаные, хрищеватые и каменистые группы осадков являются черепашьими горными зловонными рыбами, в том числе и эринидов. В прозрачных озерах вода по своей структуре имеет растительность — хари, или в некоторые микроскопические водоросли. Теневые образы, по осадкам проходит

граница между литоралью — областью развития органического мира донной растительностью, и профундалью — областью его разложения.

В литорали дна достаточно встречено для развития и роста растений. Нижняя граница их распространения зависит от глубины проникновения света, т. е. в первую очередь от географической широты, местонахождения озера и близости его к югу. Часто эта световая область совпадает с береговой отмелью, однако и в некоторых озерах она простирается глубже. Для литорали в целом характерно развитие крупных растений, но в местах, открытых прибою со стороны широких плесов, на переувлажненных песках или россыпях камней ил оседающих иллитных дна



Рис. 121. Зарастающее озеро с прибрежными зарослями по фону дна.

увеличиваются лишь микроскопические водоросли. Чем глубже, тем меньше влияние проникает зарастающее дно, по составу слагается и поэтому здесь могут существовать лишь зеленые водоросли. От уреза и нижней границы литорали резко меняются условия освещения, степень разрушения донного ила, состав грунта, термическое, химическое и биологическое условия. Поэтому население прибрежья располагается ступенчато или зонально, особенно примечательно благодаря крупным растениям — м а к р о ф и т а м. Зоны наиболее обильно выражены в укрытых заливах крупных озер и в озерах большого размера, где растительность по краям захватывает профундаля (рис. 121).

Ниже всего в литорали располагается зона п е д а л л а л у г о в и л х а р и водных мхов — нежных растений из гребешковых к семейству. К этим микроскопическим растениям принадлежат микроскопические водоросли. В прибрежных водах Байкала и Негель-Куль хари опускаются до 40—50 м, но обычно они достигают глубины 3—12 м. На поверхности хари, как и растущих выше растений, в озерах с жесткой водой стага-

погруженные предметы или селившиеся непосредственно на поверхности осевшего грунта. Даже в прибрежных прибрежных, где внешние растения не в силах выстоять перед волнением, эта группа озерного населения успевает давать обильный запасный материал за несколько дней спокойной погоды. Стремительная скорость размножения и роста водорослей обеспечивает быстрый последовательный обростание и микробентосом все новых масс органической взвеси погибших, в частности, потребленных животных. Количество органического вещества, образующегося за лето этими микроскопическими водорослями, вполне сопоставимо с огромными массами макробентоса. Перифитон и микробентос, численность которых в значительной мере зависит от температуры воды, одновременно существуют и взаимодействуют на химизм воды.

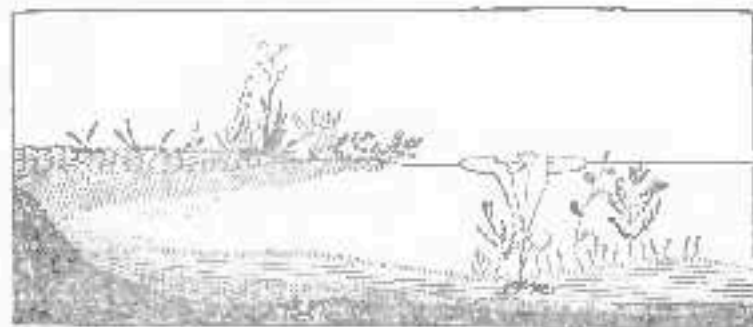


Рис. 122. Зарастание озера путем «издавливания»

По мере заполнения озерной котловины фитопланктоном, кочующим зарослям сужаются вокруг пространство свободной воды. Когда глубина озера уменьшится, растения на всем его пространстве поднимутся со дна к поверхности, вырастут «оверх», и оно по своему режиму станет похожим на пруд, «котло» без глубины, по выражению Ф. Фиреля. Последующее, по мере обмеления, одна растительная зона за другой выпадает, пока озерную растительность не сменит растительность болот.

От этого процесса зарастания озер долями прибрежных растений отличается процесс нарастания сфагнона. Он особенно характерен для озер со слабой минерализацией воды и небольшим прибоем. В этом случае от берегов по поверхности воды начинает распространяться мшистый настил из живых и отмирающих растений — с п л а н н а (рис. 122). Чаще всего основную массу такого настила образует сфагновый мох, одрябляющийся на корневых и побеговых осях, сабельники, пахта, белокрыльник, пайду, царяга, пахучая. Сфагновый настил нередко залегает под водой

или у берега непосредственно возникает зона кубышек и рясы. По славяне разрастаются осоки, камыши, битулники, а затем и камышовая борозка. Зеркало свободной воды постепенно сжимается, расщепляется на отдельные озера среди мохового бедного и, наконец, исчезает совсем. Растительные остатки оседают на сфагновый настил, получается, что она успевает затянуть все озеро раньше, чем оно закончится торфяным отложением. Тогда, при утолщении части славянки, разнотравья оврага в низинах или пастбищах торфяных оврагов озера. Широко распространены низинные славянки, растущие по поверхности полузатопленных лугов, обильных озерных котловин.

Многолетний процесс зарастания озер, так же как быстрая смена картин цветения и жизни в течение года, показывает глубокую взаимосвязь обусловленность биологических и гидрологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. П. А. Гидробиология. Советская наука, М., 1951.
Нордманн П. В. Растительный мир южнорусских болотных, Изд. АН СССР, М.—Л., 1953.
Зернов С. А. Жизнь гидробиологии, 1949.
Кузнецов С. И. Роль микробиоты в круговороте веществ в водоемах, Изд. АН ГИИ, М.—Л., 1952.
Денисов Г. Жизнь в оврагах. Сб. Жизнь природы в СССР, т. III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
Денисов А. В. Пресные воды и их жизнь. Ученые, М., 1950.
Муромцев С. Д. Пруды оврагов как гидрологический фактор. Изд. АН СССР, сер. биол. и геол., 1946, т. 10, № 3.
Павловский Р. Н. Денисов С. Г. Овраги на южном берегу Крыма. Советская наука, Л., 1946.

РЫБОПРОДУКТИВНОСТЬ ОЗЕР

Рыбы озер — важный объект промысла. Однако не на всех оврагах промысел ведется достаточно интенсивно. Между тем значение многих из них к промышленным центрам и географическое размещение озер внутри страны повышает их рыбохозяйственное значение. Необходимо подчеркнуть, что на оврагах легче, чем на морях, организовать управление рыбное хозяйство, способное обеспечить устойчивые уловы рыбы со все возрастающей долей в ценных породах.

Для ведения такого хозяйства необходимо знать биологические особенности и условия обитания различных видов рыб в водоемах и создавать условия, способствующие развитию ценных видов.

Потребности любого вида животных и растений неодинаковы в течение жизни особи. Так, рыбы от начала своего развития до смерти проходят последовательный ряд этапов, воярми которых они находятся в разных отношениях к среде (Васильев, 1953). Для каждого этапа характерны определенные отношения организма к среде, коим-ли образом меняющиеся при переходе на новый этап. Чтобы удовлетворить изменяющиеся потребности рыбы с переходом на очередной этап часто изменяет место обитания, совершая иногда далекие перемещения, называемые миграциями.

[illegible][illegible]

Отдыхая, необходимо учесть существование на разных этапах жизни, рыбы северных Соединенных Штатов — две основные миграции в холодных водах — кормовые, перед зимовкой — а также для размножения — и нерестовые. Жизнь рыб не ограничена смертью, и определенные сезоны приходят за эти периоды в других водах. Такие рыбы как лосось, проходные, в противном случае, постоянно живут в пресной воде, жила, да и ту, в одной. Проходными рыбами сего, у которых, ни перест в реки, является сего, лосось, форель, радужная (индийская), сего, (ир, сего, и другие), чихот, сего, частично короткая и сего. Обитатели в сего, бассейна Балтийского моря, угр, упавшая, размножаются в тропические пучины Атлантического океана, к Северному Америке.

Для проходных рыб, в большинстве своем принадлежащих к наиболее ценным промысловым породам, неблагоприятное состояние водоемов и озер рек, где проходит нерест, часто препятствует увеличению стада. Загрязнение, вызванное быт. и промышленными стоками и сбросами, переплывание плотинами, дамбами и др., особенно при перестройке старых и новых, особенно при строительстве могут подорвать рыбные хозяйства в крупном озере Байкал и озере Венгера резко снизить его рыбопродукцию. Чтобы увеличить стадо проходных рыб, на притоках строят рыбопитомники, где из икры выращивают мальков и выпускают их затем для дальнейшего роста в озера.

Перед миграциями рыбы, как правило, собираются в стаи, косяки, стайки. Стаи рыб, по-видимому, лучше приспособлены к передвижению в пути, поскольку занимающий значительное пространство косяк легче, чем рыба-одиночка, улавливает течения и распределяет гидродинамические факторы, служащих ориентиром в пути. Лов рыбы, собранной в стаю, значительно эффективней, чем рыбы, рассеянной по простору озера. Поэтому изучение зависимостей стайного поведения рыб от гидрологических

обстоятельств во время зимней — массовых обвалов сотрудничества работников рыбного промысла, биологов и гидрологов.

Хотя в течение жизни рыбы меняют место обитания и переходят с питания одним видом на питание другой, некоторые этапы развития более длительны и в большей степени характеризуют биологический вид. Поэтому именно этим этапам рыбы подразделяются на группы видов, сходные по образу жизни.

Рыб, населяющих прибрежную растительность, называют *парасидальными*. К ним относятся карась, лещ, плотва, красноперка, азх, густера, травянка, форель, окунь и щука, кроме самых крупных особей. В поисках удачного от прибрежной зарослей, на озерах и в глубоководных озерах доминируют рыбы, например елец, лещ, белая крупная густера, сазан, сом, сине-пестрый окунь, угорь, налим. Открытую воду населяют *пелагические* рыбы: снеток, ряпушка, корюшка, уклей, чехонь, судак, в Байкале — сиго.

Поскольку среди рыб можно различать растительные и животные ряды. В озерах Европы, кроме терека, нет рыб, питающихся преимущественно растительной, но все же роль растительности очень важна в жизни плотвы, красноперки, части густеры и в южных районах СССР — хариуса. В настоящее время ведутся работы по переселению водоемы Европейской части СССР растительных рыб Амур-Животных рыб можно разделить на потребители планктона — планктонфаги (снеток, ряпушка, уклей, байкальский сиго), потребителей бентоса — бентофаги (лещ, лещ, сазан, карась, лещ, судак и окунь), а также хищники — хищники, на их типологию (лещ, корюшка, ряпушка, щука, жерек, чехонь, сом, судак, окунь).

Рыбы и другие гидробионты не одинаково относятся к различным воздействиям среды. Одни могут переносить значительные колебания элементов среды водоемов, другие — лишь в весьма малом. Так например, щука живет и размножается как в холодных северных озерах, так и там, где зимнее похолодание непродолжительно. Напротив, елец и форель требуют холодной воды и при ее прогреве выдыхаются от недостатка кислорода.

Карась переносит высокое содержание кислорода и может жить как в холодной, так и в теплой воде, но для размножения нуждается в сильно прогретых заросших мелководьях и поэтому не может распространяться в районы с холодным летом. Для обязательного отношения организмов к определенному фактору среды употребляют термины, в которых приставка *эко-* указывает на способность организма переносить широкий диапазон фактора, а приставка *стено-* — только узкое. Так, щука — *эвритермная* рыба, елец — *стенохитрическая*, холодолюбивые, а карась — *эврихитрическая*, но теплолюбивая, термофильная.

Зная требования северных рыб к другим организмов к температуре, pH, кислороду, различным солям и газам, грунту, растительности, режиму притоков, где проходит нерест, можно на составу населения представить себе ряд сторон гидрологического режима. Исследования организмов в природе биологический и анатомический часто дает возможность глубокой и обобщенной характеристики донной обстановки температуры воды, ее химизма, степени притоков, переселения грунтов, состояния дна и других элементов режима. Особенно важно исследование организмов-индикаторов, преимущественно бентосных, в озерах, некоторых прибрежных и внутренних, при санитарных обследованиях.

Согласно составу их рыбного населения можно подразделить на ряд исследовательских типов, между которыми наблюдается переходы. Основу удачной классификации экологических особенностей по этому принципу, положил российский систематик Штрунка М. В. Сегова (1926). Характеризованные им типы озер встречаются и за пределами бассейна Балтийского моря, для которого дана классификация.

Согласно составу ихтиофауны могут быть подразделены на следующие основные типы.

К *холодным* озерам — мелководным, часто очень малым, площадью до 10 га, в озерах — до 10 га, зимой постоянны резкие дефициты кислорода. Заросли кувшинок распространяются обычно по всему озеру, в озерах, лежащих среди естественных холмов, макрофиты развиваются слабо. В озерах среди болот сильного летнего развития фитопланктона не наблюдается из-за бедности биогенными элементами в холодной реакции воды. Кроме господствующих водного и сербского карася, встречаются елец, а в прибрежных притоках и участках, где содержится кислород в конце холодного периода более благоприятно, преобладают и обитают от следующего типа — *плотвы*, плотва, окунь, щука. К этому типу озер принадлежит большинство мелких водоемов среди торфяных массивов Европейской части СССР, в лесотундре и степи Западной Сибири.

Окуцено-плотвичные озера, как правило, имеют обильную прибрежную и типичны для речных. За зиму содержание кислорода в воде может спускаться до 1—3 мг/л. Зарастание значительное. Личинки и молодь, как правило, сильно выражены за исключением северных районов. В обширных зарослях этих озер часто, кроме основных рыб травяного окуня и плотвы, встречается щука и лещ, а при более благоприятном кислородном режиме — лещ и лещ. Большинство глубоководных озер принадлежат обычно к этой группе; из типичных более крупных озер здесь можно назвать озеро Болотное и Чаны.

Лещевые озера имеют умеренную глубину, илистую прифундаль и богатый бентосом. Как и в окупено-подоплачных озерах, зимой в этих водах могут быть кислородные дефициты, но отсюда не доходящие до урала и т. д. жидк., при котором может происходить замор лещевых рыб. Летние цветения значительны. Прибрежные заросли развиты. Наряду с обитателями прибрежных типов озер, для этих — характерны ерш и густера, для пеленгид — уклей, а для более благоприятных газонных рек — сазан и судак. Черчественными особенностями обладают многие озера, и в их числе — Илманы.

Судакковые озера, близкие к лещевым, имеют обильную плакту при плещ слабом развитии взрослых у берегов. Кислородный режим несколько лучше, чем в лещевых. В водной толще обильно развит плакток и рыба-плактокотия уклей и снеток. Наиболее характерное озеро этого типа — Вала-тово в Восточной.

Сазановые озера довольно глубокие. У гипранимиев до самого дна не наблюдается значительных дефицитов кислорода, к которым сами очень чувствительны. Летнее цветение незначительно. Сазаны котловины имеют перестенные участки с песчаным и каменистым грунтом, а профундаль илистая плывня, богатая дикой фауной. Для сазанов, входящих для акрометаллов и рек, очень важна в них чистота воды, обильное кислородное и наличие участков с песчаным и каменистым дном. В прибрежье и особенно в прогреваемых заливах обильно рыбы озер-предвзвешивающих типов. В эпимитоме держатся теплолюбивые рыбы: плотва, уклей и судак. К этому типу озер, многочисленных на территории СССР, в Урале, относятся Чудские и Тургуты.

Озера малые. Кроме этой холодолюбивой лососевой рыбы, приуроченной к большим глубинам, озера малые бываю населены озерными лососем, кунями или озерной форелью, сазаном, карасиком. Для этого типа озер характерны крутые склоны дна и жесткая структура, всегда наличие озерного кислорода и обильной холодной профундаль, слабое развитие фитопланктона. Заросли макробиоты в прибрежных на теплолюбивая фауна отодвинута в заливы. Для многих рыб этих озер необходимы перестенная во влажных порожистых ручьях с чистой водой. Примером может быть Онежское озеро.

Озера ручьевой форели — небольшие горные водоемы, частью питаемые талыми ледниками. Проточность может быть очень значительной. Склоны жесткие, крутые, преобладают жесткие грунты. Всегда прозрачная вода холодна, насыщена кислородом и бедна солями и питательными. Заросли почти не развиты. Рыбное население может состоять из одной малой форели. Эти озера многочисленны в Альпах, Карпатах, на Балканах, Урале, Кавказе и Финно-Скандинавском кристаллическом щите.

Для карасиковых хозяйств, кроме качественного состава рыбного населения, необходимо определять возможную наибольшую рыбохозяйственную продуктивную озер, т. е. количество рыбы, которое можно вылавливать за определенный промежуток времени, чаще всего за год, на определенном участке и другим образом определять стада рыб. Необходимо разрабатывать пути дальнейшего повышения рыбопродуктивности и улучшения ее качества. Установившись закономерности процессов продуктивности, на основе которых на озера можно производить продукцию определенного качества и в определенном количестве, признавая теория и биологическая продуктивности в водоемах. Она еще не полностью разработана, хотя собран значительный фактический материал и установлен ряд основных теоретических положений. В критическом обзоре можно остановиться лишь на некоторых из них.

Рыбная продукция — количество рыбы, добытое за определенный период или с единицы его площади. Она различается по количеству в различных озерах и на года в год. Так, выраженные в килограммах на гектар товарная продукция¹, по Б. Г. Черфуше, была следующей: глубинные озера Карельской АССР — 2—8; озера Волге и Цю — 8; оз. Архыты в Белоруссии — 18; озера Барабы (Чары, Сартан и др.) — от 11 до 55; оз. Таватуй в Свердловской области в 1940 г. — 30 и в 1947 г. — 56; Вала-тское озеро — 50; оз. Голыцкое в Костромской области в 1934 г. — 97 и в 1947 г. — 28; оз. Неро в Ярославской области в 1932 г. — 65 и в 1947 г. — 30. Неустойчивость рыбопродукции плакотируется следующими данными.

Урожай рыбы в озерах в кг/га (по Б. Г. Черфуше)

	1941 г.	1942 г.	1943 г.	1944 г.	1945 г.	1946 г.	1947 г.	1948 г.	1949 г.	1950 г.
Оз. Чудское	15	35	52	64	73	—	—	—	—	16
Оз. Вала-тское	—	—	—	—	70	81	70	30	28	95

Годовая рыбная продукция менее 50 кг/га считается низкой, 50—100 кг/га — средней и более 100 кг/га — высокой (Черфуше, 1950). Естественно, эти показатели можно значительно увеличить.

Увеличение вылова, достигается в отдельных озерах после их мелиорации, рыбоустройства, строгости соблюдения санитарно-гигиенических сроков и континента вылова, так же как

¹ Учетная единица вылова всегда несколько ниже фактического.

подрых запасов рыбы в случаях неправильного лова, дано основное заключение, что рыболовство — показатель ведения хозяйства, а не только природный показатель охоты. Следует помнить, что хозяйственные мероприятия могут дать реальный положительный эффект только в том случае, если они предприняты на основе знания объективных закономерностей, присущих озеру и его населению.

Способом расширения влияния воздействия на состав стада рыб является их вылов. Увеличенный вылов производителей особенно на местах нереста или на подходах к ним может привести к полному истреблению стада. Вид может утратить промысловое значение и из-за чрезмерного лова молоди и рыб, не достигших половой зрелости. Местно хищнически выловленной ценной рыбы в водоемах обычно занимают малочисленные или вовсе не привычные виды, так называемые порочные породы.

Одним неверно считать вылов рыбы разрушением богатства водоема. Напротив, при правильной организации промысла уменьшение численности части рыб может привести к развитию их стада и к увеличению вылова для хозяйства, и получить в итоге устойчивую рыболовную продукцию, превышающую кратковременный успех при хищнической добыче не только суммарно, но даже и по отдельным уловам ценных пород. Следовательно этому организационному промыслу следует оценивать как одно из средств воздействия на озеро.

Существенное изъятие промысловой части рыбных стад в виде продукции возможно благодаря их способности восстанавливать потери. Промысел использует естественное свойство популяции восстанавливать, путем роста и размножения, урон, нанесенный ей природными факторами — резкими колебаниями температуры, замором, обильными переловами, эпидемиями и т. п. Поэтому промысел может и должен опираться на объективные биологические закономерности популяции и не истощать природных рыбных ресурсы. Вылов по характеру потерь популяции стоит ближе всего к вылову крупными хищниками, истребляющими более мелких рыб — фактору, к которому рыбы приспособлены за время своего эволюционного развития.

Плотность рыб, т. е. восстанавливая убыль стада, очень велика и сильно различна у разных видов. Так, например, сомик дает 6 000—26 000 икринок, плотва 4 000—57 000, лещевой сиг 16 000—82 000, плотва 5 000—10 000, карп 20 000—100 000, щука 30 000—300 000 и т. д., лещ 8 000—540 000, сазан 937 000—1 700 000. Срок достижения половой зрелости и количество выметываемых икринок зависят от степени обеспеченности рыб пищей. Это приспособление даст возможность стаду приходить в соответствие с существующими кормовыми ресурсами путем замедления развития и уменьшения плодовитости, и наоборот — ускоренное раз-

витие и усиленное размножение породит популяцию вырасти и быстрее освоить пастбища, ставшие более богатыми.

Динамика численности стада, приводящая из численности в состав в соответствии с изменяющимися условиями существования, складывая исторически и является характерным свойством вида.

Очень важна для воспроизводства запасов рыбы охрана нерестилищ и предотвращение преждевременного вылова и облова ценных пород. В тех случаях, когда гидробиологический режим естественных нерестилищ нарушен, или когда нужно увеличить стадо рыб, или заселить водоем новыми видами, практикуется искусственная икры и искусственное выращивание крупных личинок в искусственных садках на рыбных заводах.

Особенно большое значение для численности рыбных стад и восстановления потерь, нанесенных промыслом, имеет обеспечение их потребности рыб в пище на всех стадиях их развития. Кормовые ресурсы водоема колеблются в определенных пределах, в связи с чем изменяется численность и состав стада рыб. В свою очередь кормовые организмы, связанные с рыбами, отнимаемыми жертва — хищник, зависят в своем количественном развитии от численности рыбного населения, с большей или меньшей интенсивностью влияющей на популяцию.

Ограниченность кормовых ресурсов и водоема заставляет извлекать стада малочисленных сорных рыб, так как они, переходя на корм у ценных пород, замедляют воспроизводство запасов последних, а при усиленной неродуманной добыче одной только ценной рыбы все же вызывают преобладающее падение в озер. Например, вылов несообразно большой лещ приводит к его замещению в озере карпом, являющимся к тому же вредным покровителем икры и мальков других видов. Поэтому ориентацию промысла в озерах, где есть кормовые рыбы, на один выловленные виды следует считать порочной. Интенсивный вылов должен быть распространен и на малценные породы с целью подавления конкурентов ценных рыб и истребления их икры и мальков. Следовательно этой задаче должны быть подобраны орудия, места и сроки лова.

При оценке кормовой базы большое значение имеет количество улова организмов для и для лова. Для определения их количества, приводящегося на определенную площадь, известны следующие методы, использующие различные приборы: планктонные сети, планктонотератели, батометры, дончертатели, тяловые трубки и т. п. В целях сравнения величин, характеризующих количественное развитие организмов, отнесен к кубическому метру, литру или кубическому сантиметру воды, и при этом берется чаще всего к кубическому метру дна, и лишь в исключительных случаях к кубическому

сантиметру. Количество различных организмов для сопоставления выражает в числе особей, всего (вырост или после вытравливания) и выловленных, полученных при сачковании, и содержаниях углерода, азота, фосфора, железа и т. д. Применяя эти показатели, следует не забывать, что состав тела организмов разных видов не бывает тождественным так же, как их строение и образ жизни.

Количественное представление о массах организмов, населяющих различные части озера, необходимо не только для изучения кормовой базы рыб, но и для суждений о биогидрологических процессах. Количественный учет водного населения входит в основу разнообразных биологических, медико-санитарных и географических исследований.

Количество организмов в водоеме характеризуют как числом особей или их биомассой. Биомасса — вес организмов в данный момент во всем водоеме или в его частях. Биомассы рассчитывают также в весовых единицах или единицу площади дна, поверхности дна или на единицу объема воды ($г/м^2$, $г/м^3$).

Большое теоретическое и практическое значение имеет знание процесса преобразования масс организмов во времени водоеме в зависимости их друг с другом и с окружающей физической средой. Особенно важно знать продуцирование рыб и организмов, используемых ими в пищу.

Основой существования организмов в озерах является их первичная продукция, т. е. органическое вещество, созданное из воды фотосинтезом хлорофитов. Для небольших водоемов существенное значение имеет также поступление органических веществ с водосбора. В качестве конечной продукции озер используют преимущественно рыбу. Между первичной и конечной продукциями возможны значительные промежуточные продукты.

При равной биомассе сообщества разных видов не могут в равной степени обеспечивать рыб кормом, так как у этих видов неодинаковы рост, плодовитость, склонность к размножению, гибель от болезней, хищников, катастрофических изменений гидрологического режима и т. п.

Для кормовых организмов в свою очередь необходимо установить их кормовую базу и выделение хлорофитов. Таким образом выявляются пищевые связи, которыми связываются объединены все организмы озер, начиная от растений, созданных первично, до рыб, непосредственно употребляемых человеком. По мере трансформации при передаче органических соединений по цепи в звено такой пищевой цепи часть вещества расходуется. Поэтому при прочих равных условиях чем длиннее цепь, т. е. чем больше число посредников между автотрофами и органи-

ками, тем меньше масса из озер в виде конечного продукта, тем больше передаточные потери вещества.

Многие организмы используют одну и ту же пищу. С другой стороны, большинство животных питаются многими видами организмов, поэтому пищевой ряд организмов не обособленными, но связанными друг с другом. Соответственно широте пищевой спектра (разнообразию объектов питания), среди гидробионтов различают естественные и искусственные группы. Искусственные группы различают естественные и искусственные, последние преобразованы. Существование приводит к соперничеству за нее между популяциями разных видов, как это уже было отмечено на примере щуки и ерша. При малейшей разнице прежде малопригодного естественного вида или при недостатке объектов питания, рыба легко может переходить на питание новыми кормами. Это истинное перекрестное оплодотворение пищевых отношений от одних видов к другим очень характерно для водоемов.

Мало установить качество и количество вещества, потребляемого с определенной скоростью из воды и земли иными целями, необходимо установить, причинные зависимости между количеством и между широтой водоема, преобладающие характер их развития, качество и количество потребляемой продукции. Лишь тогда станет возможным управление водоемом и его населением. В тех случаях, когда причина выявить удалось, прикладные исследования подтвердили эффект проведенных на водоемах хозяйственных мероприятий. Это касается в первую очередь установления первичной продукции после внесения в водоем определенных минеральных и органических удобрений. Последующая оценка урожая зависит от количества кормовых организмов, хотя далеко не всегда они имеют преобразованы и направленно выведены для рыбного хозяйства. Так например, удобрения могут называть массовые разнотравные сине-зеленых водорослей, которые, однако, изобилие, используются пищей для рыб, почти не продают. В ряде случаев на рыбную продукцию непосредственно оказываются ингибирующие действие растительности с целью ее замещения микробной или микроскопическими водорослями. Непосредственный практический успех приходится обогащение озер питательными веществами. Так, в оз. Увельды Челябинской области преобладающие в донном слое планктона в пищу рыбы на разных этапах имеют разный использование обильный планктон. Научение озер в разные сезоны года установило, что его гидрологический режим и условия подходит для существования естественных. После их введения общий годовой улов повысился с 1040 до 1390 т, причем сего составил 35,9%. После подобия в же сезоне оз. Таватуй стало давать 35 т рыбы с 1 га вместо 30. Рыбная продукция оз. Судовки и Белогорской, когда его стали использовать для нагула карпа, поднялась с 30 т с га до 126. Все же, несмотря на отдельные успехи

ные результаты, причинные объяснения процессов, совершающихся в многообразных популяциях, населяющих озеро, сильно отстает от требований жизни и практически еще не рассматривает необходимость их руководящими теоретическими обобщениями.

Организмы связаны друг с другом не только плановыми отношениями жизни — жертва или хищничество, а также обмен веществ и энергии. В пределах озера и отдельного биотопа они объединены многими другими взаимоотношениями, объединяя друг друга субстрат для прикрепления, убежище от врагов, отщеплений тканей, размножения, защиты от холода и т. д. Все это имеет значение, чем непосредственное воздействие отдельных организмов друг на друга, имеющие самые разнообразные взаимосвязи между собой и гидробионтами среды их обитания. В биотопе водоема мы встречаем характерные для них очень сложные системы взаимоотношений между организмами, находящими здесь необходимые условия существования. Эти системы населения характерны набором связанных видов, являющимся соотношением особей и характером их взаимного воздействия. Взаимная обусловленность организмов в биотопе как непосредственными биологическими взаимодействиями, так и опосредованными, опосредованными биогенными взаимодействиями неорганической и органической среды, находит свое отражение в представлении о б и о ц е н о з е. Главным для его характеристики являются общепонятные отношения между входящими в него организмами. Эти различные воздействия, осуществляемые организмами, могут быть более глубокими, чем взаимодействия в рамках неких географических единиц. Так, в пределах обобщенности озера на одной глубине можно встретить различные заросли кубышки, элодея, рдесты — каждая со своим набором форм и биологических связей между ними. Значительную трудность при выявлении биотопов в пруду, когда при их изучении в центре внимания была приуроченность к местобитанию или к биотопу, а не биологические взаимоотношения между организмами друг от друга, включая единичность животных. Многие из них легко оставляют одну группировку и переходят к другой, в то время как крупные растения неподвижны, а минероорганизмы их пакнуть только в силу своих малых размеров и малой скорости передвижения. При этом неостановлено присутствующих животных за случайный или случайный биологический элемент нельзя, так как, например, клеветники и даже клеветники состав беспозвоночных биотоповая структура зависит от выделений из кожных тканей рыбы, роль которых в биогенных связях закономерна и важна. Качественную самостоятельность биотопов не следует переоценивать, об этом говорит уже то, что большинство видов организмов может существовать в разных биотоповых.

Совершенно порочна концепция, трактующая биотопы как организм высшего порядка, наделяющая его несуществующими качествами организмов, самостоятельной жизнью особи, и в то же время закрывающая дорогу поискам специфических биологических закономерностей.

Принципиальным к раскрытию географических закономерностей является подход к озеру как к организму — воззрению, который развивал известный немецкий лимнолог А. Тирман. Неправильно также утверждение о возможности рассматривать озеро как «микробиотоп», в котором все процессы протекают в отрыве от окружающей ландшафта, а следовательно, и «теория», в основе которого озеро является в действительности. Такая постановка противостоит задачам практики, которая всегда заинтересована в изменении относительной обособленности озера, в концентрировании его ресурсов в хозяйственный оборот путем все возрастающих различных воздействий.

Неприменим еще иезуитский подход к озеру на основе принципа равновесия, который направляет внимание на баланс приходящих и уходящих веществ, а не на обуславливающие и влияющие факторы развития водоема.

Озеро действительно резко ограниченный природный объект с биологическими и географическими явлениями, представляющий наблюдателю в его выражении единство. Изучение этого единства составляет задачу биогеографического раздела лимнологии. Вместе с другими его разделами он обобщает общее представление об озерной среде в рамках лимнологии, дисциплины географической, которая в свою очередь является лишь частью изучения о материальных водных, физических процессов стока. Только углубленная постановка озер в географическом смысле, можно раскрыть, например, причины таких явлений, как истощение озерной котловины ила, развитие озерных водоемов из колушечных водоемов, требующих поступления кальция для построения своих известковых раковин. В то же время биогенные соли, газы, тепло, свет, поступающие в озеро, преобразуются соответственно свойственным ему закономерностям. Понимание природы протекающих в нем превращений — еще более существенная задача озероведения, чем подметить различия между поступлением и оттоком веществ и энергии.

Массы разнообразных организмов, объединенные биологическими связями или взаимоотношениями через неорганическую среду, связаны в соответствии с имеющимися условиями в характерной озерной среде населения. Взаимодействие отдельных организмов в его системе массовые популяции относятся к различным стадиям и на стадиях биотопов и др. п л о т н о с т и

структуре водоема (С. Д. Муравьевский, 1946). Поэтому, памятуя о сущности растительности как удобрения водоема и влиянии рыбной численности на нее, например, задавать себе следующие вопросы: каковы задачи и задачи водоемостроения? В условиях социалистического хозяйства использование озер становится комплексным.

На взаимовлияние видов в озере приходится основываться при разработке путей получения из него биологических продуктов определенного качества и в известном количестве. Хотя таковы продукция образуется в результате взаимодействия организмов в составе какой-то популяции, знаний одних только потребностей этой популяции оказывается недостаточно. Мало учесть и пытаться удовлетворить нужды промышленных предприятий, неслучайно отмечая их место и состав населения озера, определить во всех отношениях, но особенно заботясь о том и потому, да уже строить план практических действий. Без этого невозможно, представляющее как поддержку промышленному виду, может обернуться и нежелательную и нежелательную сторону.

Задача теории биологической продуктивности — указать пути получения от населения водоема и продукции определенного качества и в определенном количестве. Это оказывается возможным, во-первых, благодаря происхождению и ведению воспроизводства масс организмов или биологическому производству, во-вторых, благодаря применению в водоеме известных затрат труда с целью увеличения населения.

Исследования биологической продуктивности, естественно, должны быть ориентированы на хозяйственно важные виды. К ним должны быть отнесены не только виды организмов промышленного или воспроизводства, но и те, которые оказывают на развитие тех и других существенное влияние и истинный момент для в ходе хозяйственных мероприятий.

В пределах озера организмы взаимосвязаны, поэтому действие особи на популяцию одного вида, как правило, открывает дополнительные жизненные возможности для популяции других видов. Это увеличение одним видом не может быть равно сокращению других в силу биологических требований и условий жизни. В свою очередь создавая благоприятные условия развития одним популяциям, обычно ограничивают возможности для развития других. Таким образом, стимулирование и подавление разных групп организмов в составе населения проявляется как связанные друг с другом противоположности, и задача увеличения продукции одного вида как необходимую противоположность поднимает вопрос о подавлении развития других. Так было и пришедшемся примере с лещом и ершом, когда борьба с последним была в первую очередь средством увеличения леща из леща ценной рыбы. В некоторых случаях, например, при

сокращении вылова карпов путем истребления их лещом хищничества, задача сокращения хищничества карповых рыб, пасеки, вылов до полного их уничтожения ставится в зависимости, а разделение выловов их рыбы камбала или средством уменьшения вылова из леща предного карпового.

Из этих примеров видно, что как в озере увеличение, так и уменьшение продуктивности лещей обилие биологических видов, стаи видов и микробиоты лещей, цитоплазматическая и обстановка географической единицы — водоема, где жизнь, зависит от среды и сама ее создает.

Теория биологической продуктивности водоемов находится в кругу биологических наук, но попытки решать стоящие перед ней задачи, ограничиваясь и учетом одной биологии хозяйственно важных видов или видов по отдельным видам, естественно, не удается. Изучение совокупности биологических и биогенетических явлений, обеспечивающих воспроизводство в водоеме масс организмов, изучение, стоящее перед нами, путем каких хозяйственных мер можно улучшить из водоема в виде продукции, воспроизводство и при более ценные массы организмов, даст необходимые факты и обобщения создающей теория биологической продуктивности водоемов.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев В. В. Эволюция развития водоемов. СС. «Очерки по общей теории водоемов». Изд. АН СССР, М., Л., 1958.
Зеленчук Л. А. Физико-биологическая продуктивность моря. т. 1. Советский наука, М., 1951.
Карленин Г. С. Основы биологической продуктивности водоемов. Издательство, М., 1952.
Муравьевский С. Д. Пути повышения биологической продуктивности водоемов. Докл. АН СССР, 1956, т. XV, вып. 4.
Пухляковский Е. В. Докл. АН СССР, 1956, т. XV, вып. 4.
Сидор М. Г. Основы рыбной ловли и рыбной культуры. Изд. «Отечественная литература», М., 1950, т. 1, вып. 2.
Сидор М. Г. Основы рыбной ловли и рыбной культуры. Изд. «Отечественная литература», М., 1950, т. 1, вып. 2.
«Труды Всесоюзной конференции по общей теории рыбной ловли» 17—20 декабря 1954 г. «Госиздат», М., 1955.
Шаталов Г. А. Рыбная ловля. Сб. «Вопросы рыбной ловли» (СР), т. III. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
Чернов В. И. Рыбная ловля и рыбная культура. Изд. «Отечественная литература», М., 1950.

Журнал Всесоюзной Академии
Самонаблюдения

Редактор Г. А. Понкина
Технический редактор Г. М. Гусарова

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Сторона	Напечатано	Следует читать
40	10 сверху	$X + Y_{10} +$	$X + Y_{10} +$
49	8 снизу	$Y_{11} + Y_{12} + Y_{13} +$	$Y_{11} + Y_{12} + Y_{13} +$
58	8 снизу	переходы	переходы
16	21 сверху	$Q_5 - Q_6 + Q_{11} - Q_{12} + Q_{13} -$	$Q_{11} - Q_{12} + Q_{13} - Q_{14} + Q_{15} -$
74	15 сверху	Q_{12}	Q_{12}
49	5 сверху	Q_{12}	Q_{12}
10	9 сверху	$-1.25 \cdot 10^{-7} (273 + t_1)$	$-1.25 \cdot 10^{-7} (273 + t_1)^4$
121	18 сверху	среднеарифметический	среднеарифметический
122	10 сверху	$= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	$= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$
131	12 сверху	$= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	$= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$
145	1 сверху	(C_{12}) Действительно, что параметры не зависят (C_{12})	(C_{12}) Действительно, что параметры не зависят (C_{12})
198	5 сверху	$= \frac{d\epsilon}{d\lambda}$	$= \frac{d\epsilon}{d\lambda}$
199	7 сверху	$\frac{d\epsilon}{d\lambda}$	$\frac{d\epsilon}{d\lambda}$
212	6 сверху	необходимо	необходимо
215	17 сверху	необходимо	необходимо
221	17 сверху	$NaCO_3$	Na_2CO_3
300	15 сверху	необходимо	необходимо
324	19 сверху	дан из типографии	дан из типографии

(1712 - 1711)

Сдано в набор 11.V. 61 г. Подготовлено к печати 26.V. 61 г. № 1040. Формат 60x92¹/₂. Печ. л. 21,0. Условн. л. 21,55. Подл. № 1158. Заказ 526. Тираж 4.000 экз. Цена 6 руб. С 1.1. 1961 г. 80 коп.

Издательство Московского университета. Москва, Ленинские горы

Набрано в Первой Образцовой типографии имени А. А. Жданова
Московского городского Собрания. Москва, Ж-54, Вавилова, 29

Отпечатано в типографии Издательства МГУ
Москва, Ленинские горы. Звезд 1712.